XIII REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO
Centre de Congressos d'Andorra la Vella
Andorra, del 4 al 7 de Julio de 2011
Valentí Turu y Ana Constante (Eds.)

EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y ÁREAS AFINES,
AVANCES EN 2011

EL QUATERNARI A ESPANYA I ÀREES AFINS,
AVENÇOS EN 2011



AEQUA

M. Chevalier

Col·legi Ciències de la Terra d'Andorra

EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y ÁREAS AFINES, AVANCES EN 2011.

AVENÇOS EN 2011, EL QUATERNARI A ESPANYA I ÀREES AFINS.

EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y ÁREAS AFINES, AVANCES EN 2011.

EL QUATERNARI A ESPANYA I ÀREES AFINS, AVENÇOS EN 2011

ACTAS DE LA XIII REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO

Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

V. Turu y A. Constante (Eds.)

4-10 de Julio de 2011







Col·legi de Tècnics en Ciències de la Terra d'Andorra

© XIII Reunión Nacional de Cuaternario (Andorra, 2011)

V. Turu y A. Constante (Eds.)

Foto portada: Glaciar rocoso al pie del pico de Envalira, Clots de la Menera (Circo de Grau Roig, Encamp). *Glacera rocallosa al peu del pic d'Envalira, Clots de la Menera (Circ de Grau Roig, Encamp).* Sergio Jiménez Álvarez (2008).

Diseño portada: Joan Carles García Arpin y Mª Carmen Gutiérrez Rodríguez.

Impreso en: Imprenta Envalira S.L. C. Bonavista, Edifici Sol i neu. Andorra la Vella.

Depósito legal libro de Actas: AND 992-2011
Depósito legal E-book formato pdf.: AND 993-2011

ISBN libro de Actas: 978-99920-1-856-9
ISBN E-book formato pdf.: 978-99920-1-857-6

A MODO DE INTRODUCCIÓN

Valenti Turu i Michels

Con ocasión de la XIII Reunión Nacional de Cuaternario que se celebra en el Principado de Andorra quisiera, en primer lugar agradecer a todas las personas y entidades que han participado. Es importante subrayarlo ya que la particular estructura del equivalente Ministerio de Educación y Ciencia en Andorra no lo hubiese hecho posible, para ello la ayuda del personal de más de veinte universidades y centros de investigación de España y regiones vecinas ha sido imprescindible. La coordinación no hubiese sido posible sin la gran ilusión y la buena predisposición por parte de todos en estos momentos de gran contracción económica, la cuál ha marcado sin duda la participación de entidades parapúblicas o privadas de gran tradición en el patrocinio u organización de eventos similares. Muy diferente ha sido el entusiasmo con el que han participado las corporaciones locales y el tejido asociativo del País. La propia asociación que promueve el congreso (AEQUA) ha sido al mismo tiempo organizadora como patrocinadora de principio a fin. El mismo Gobierno Español a través de su Embajada ha sido especialmente sensible desde el inicio en la organización de éste acto científico.

Sin duda una motivación comercial ha favorecido que la logística del evento sea abundante en ofertas, así como el patrocinio parcial del mismo por parte de alguna empresa extranjera, pero todo ello no hace más que confirmar que justamente los cerca de un centenar de participantes que han aportado más del 80% del haber son la parte más importante de la reunión.

Entrando ya en materia, la reunión se ha estructurado en un congreso con trece temáticas sobre Cuaternario agrupadas en cinco sesiones científicas afines, una mesa redonda a cargo de Francesc Burjachs centrada en la temática de más participación, así como un simposio monográfico sobre paisajes de clima frío y en donde Andorra tiene mucho que aportar. Geoffrey Boulton miembro de la Britanica *Royal Society* y autor de más de un centenar de artículos sobre glaciarismo actual y fósil, que junto con Marc Calvet promotor de las nuevas teorías de la formación del relieve de los Pirineos nos brindaran la inauguración de la reunión. Con la conferencia de Morgan De Dapper, presidente honorífico del Grupo de trabajo de Geoarqueologia de la *International Association of Geomorphologists* (IAG), queda garantizada la introducción de los participantes en los albores de pasado.

Durante la celebración de la reunión se han estructurado tres excursiones por los valles de Andorra sobre temáticas de riesgos naturales de la mano de Jordi Corominas y Xavier Planas, la humanización de los valles de la mano de Michel Martzluff, relieve y depósitos glaciares. La reunión finaliza con excursión de tres días siguiendo la carretera N260 entre Puigcerdá y Jaca, que servirá para contrastar los estudios recientes sobre las huellas del glaciarismo Pirenaico y cambios en el clima acontecidos en los últimos 10.000 años. Pero la organización del simposio no se olvida del que fue un gran estudioso del macizo Pirenaico, me refiero al entrañable Pierre Barrère y que recientemente nos ha dejado, Marie Claire Prat y Carlos Martí Bono le rinden homenaje y el congreso con la publicación de las presentes actas en su honor.

A MODE D'INTRODUCCIÓ

Valenti Turu i Michels

En ocasió de la XIII Reunió Nacional de Quaternari que se celebra al Principat d'Andorra voldria, en primer lloc agrair a totes les persones i entitats que han participat. És important subratllar-lo ja que la particular estructura de l'equivalent Ministeri d'Educació i Ciència a Andorra no ho ha fet possible, per a això l'ajuda del personal de més de vint universitats i centres de recerca d'Espanya i regions veïnes ha estat imprescindible. La coordinació no hagués estat possible sense la gran il.lusió i la bona predisposició per part de tots en aquests moments de gran contracció econòmica, la qual ha marcat sense dubte la participació d'entitats parapúbliques o privades de gran tradició en el patrocini o organització d'esdeveniments similars. Molt diferent ha estat l'entusiasme amb el qual han participat les corporacions locals i el teixit associatiu del País. La mateixa associació que promou el congrés (AEQUA) ha estat alhora organitzadora com a patrocinadora de principi a fi. El mateix Govern Espanyol a través de la seva Ambaixada ha estat especialment sensible des de l'inici en l'organització d'aquest acte científic.

Sense dubte una motivació comercial ha afavorit que la logística de l'esdeveniment sigui abundant en ofertes, així com el patrocini parcial del mateix per part d'alguna empresa estrangera, però tot això no fa més que confirmar que justament els prop d'un centenar de participants que han aportat més del 80% de l'haver són la part més important de la reunió.

Entrant ja en matèria, la reunió s'ha estructurat en un congrés amb tretze temàtiques sobre Quaternari agrupades en cinc sessions científiques afins, una taula rodona a càrrec de Francesc Burjachs centrada en la temàtica de més participació, així com un simposi monogràfic sobre paisatges de clima fred i glacialisme on Andorra té molt a aportar. Geoffrey Boulton membre de la britànica Royal Society i autor de més d'un centenar d'articles sobre glacialisme actual i fòssil, que juntament amb Marc Calvet promotor de les noves teories de la formació del relleu dels Pirineus ens brindaran la inauguració de la reunió. Amb la conferència de Morgan De Dapper, president honorífic del Grup de treball de Geoarqueologia de la International Association of Geomorphologists (IAG), queda garantida la introducció dels participants en els albors del passat.

Durant la celebració de la reunió s'han estructurat tres excursions per les valls d'Andorra sobre temàtiques de riscos naturals de la mà de Jordi Corominas i Xavier Planas, l'humanització de les valls de la mà de Michel Martzluff, relleu i dipòsits glacials. La reunió finalitza amb excursió de tres dies seguint la carretera N-260 entre Puigcerdà i Jaca, que servirà per contrastar els estudis recents sobre les petjades del glacialisme Pirinenc i canvis en el clima esdevinguts en els darrers 10.000 anys. Però l'organització del simposi no s'oblida del que va ser un gran estudiós del massís Pirinenc, em refereixo a l'entranyable Pierre Barrère i que recentment ens ha deixat, Marie Claire Prat i Carles Martí Bono li donen homenatge i el congrés amb la publicació de les presents actes en honor seu.

Andorra, Julio de 2011.

Comité Organizador.

Valenti Turu (FMC), Ana Constante (FMC), Pablo G. Silva (USAL), José Luís Peña-Monné (UNIZAR), Francesc Burjachs (IPHES-URV), Marc Calvet (UPerpignan), Jordi Corominas (UPC), Carles Martí-Bono (CSIC-IPE), Antonio Gómez-Ortíz (UB), Jaume Bordonau (UB), Joan Carles García Arpin, (Dryas SL), Mª Carmen Gutiérrez (Geotest SL), Bernat Jorba y Gerard Remolins (FMC), Michel Martzluff (UP-MEDITERRA), Teresa Michels-Godesar (Igeotest SLU), Carolina Pallerés (CCTA), Xavier Planas (MUOT), Xavier Ros-Visus (Geo3 SL).

Comité Científico.

José Luís Peña-Monné (UNIZAR), Pablo G. Silva (USAL), Francesc Burjachs (ICREA-IPHES-URV), Albert Pélachs (UAB), Rafael Baena (US), Julià Maroto Genover (UdG), Francisco José Pérez-Torrado (ULPGC), Jaume Bordonau (UB), David Serrat (UB), Jordi Corominas (UPC), Teresa Bardají (UAH), Marc Calvet (MEDI TERRA-UPerpignan), Jordi Catalán (CEAB-CSIC), David Domínguez-Villar (UAH), Francesc Gallart (IDEAE-CSIC), Juan José González Trueba (UPV-EHU), Inmaculada Guerrero (US), Francisco Gutiérrez Santolalla (UNIZAR), Javier Lario (UNED), Marco de la Rasilla (UNIOVI), Elvira Roquero (UPM), Enrique Serrano (UVA), Marcos Valcárcel (USC), Valentí Turú (FMC), Juan Ramón Vidal-Romaní (UC), Cari Zazo (MNCN, CSIC), Magali Delmas (Université de Perpignan), Carles Gascón (Tècnic de cultura del Consell Comarcal de l'Alt Urgell), MªCarme Gutiérrez (Geotest SL) y Xavier Ros (Geo3 SL).

Organismos Organizadores.

AEQUA
Fundació P. Marcel Chevalier
Col·legi de Tècnics en Ciències de la Terra

Organismos e Instituciones Colaboradoras.

Associació per a la Defensa de la Natura
Patrimoni Cultural d'Andorra
Institut d'Estudis Andorrans

Patrocinio Científico e Institucional

Embajada de España
Hble. Comú d'Andorra
Hble. Comú d'Ordino
Hble. Comú de Sant Julia de Loria
Hble. Comú de Canillo
Beta Analytic Ltd

La organització lamenta la sobtada pèrdua d'en Bernat Jorba, et dediquem aquestes actes a les que tant volies contribuïr.
Trobarem a faltar el teu somriure. Diu que ens deixes, te'n vas lluny d'aquí. Però el record, de la vall on vas viure, no l'esborra la pols del camí.

CONFERENCIAS INVITADAS

CONFERÈNCIES CONVIDADES

PHYSICAL PROCESSES BENEATH GLACIERS: THE IMPACT OF SUBGLACIAL DRAINAGE ON GLACIER DYNAMICS, SEDIMENTATION AND GEOTECHNICAL PROPERTIES

Geoffrey S. Boulton (1)

(1) School of Geosciences, University of Edinburgh

The subglacial environment is highly distinctive and imposes distinctive features on the landscape. It is only in recent years that work on modern glaciers and ice sheets, studies of ancient glacial landscapes and sediments, and computer modelling have been combined to create a more coherent picture of the environment, although much remains to be learned. There are four key influences on subglacial processes: the load due to the overlying ice; the shear force imposed by the moving glacier; the drainage pathways of water beneath the glacier (very few glaciers have a “dry” base); and the heat flux and thermo-dynamic processes that control freezing and melting.

The erosional and depositional environment is determined by the interaction of these processes. Sustained glacier occupancy in hard rock areas creates a hard rock substratum over which the traction of debris embedded in the glacier sole provides a significant part of the frictional drag on the movement of a glacier, and creates the typical hard rock erosional features. In soft rock areas, or where the sedimentary cover has not yet been removed to expose hard rock basement, sediment deformation and drumlin formation appear to be the ubiquitous consequence. But detailed analysis suggests that fundamental control on the rates of these processes is water drainage through the system, which is strongly linked to thermal regime. Where drainage is efficient, water pressures will be low, basal friction will be high and basal decollement will be slow. Where drainage is inefficient, the reverse will be the case. Ice streams, which are the dominant determinants of ice sheet behaviour, are fundamentally influenced by the drainage pathways. (Valley glaciers can be considered as a special case of ice streams.). The evolution of a model glacier through a whole glacial cycle will be discussed, and the variations in glacial and sedimentary regime through the whole cycle.

Water from basal melting flows beneath parts or all of most glaciers and ice sheets. In many, this is added to in summer by much larger fluxes of surface meltwater. Water pressure at the ice/bed interface is a fundamental determinant of basal friction, glacier dynamics and erosional and sedimentary processes. The water pressure regime itself is controlled by the nature of the drainage system and its efficiency. Efficient drainage produces low water pressures and inefficient drainage high water pressures. Moreover, where surface meltwater reaches the bed, the greater water flux will increase water pressures and reduce basal friction, resulting in seasonally-varying glacier flow and sedimentary regimes.

There is increasing evidence that groundwater flow is the dominant subglacial hydraulic influence in many glaciers. Two examples are given. The first is from one of the major ice streams draining the West Antarctic Ice Sheet, where subglacial water is derived from basal melting alone, and drainage is entirely by groundwater flow. The second is from the Valira in Andorra, where geotechnical measurements from sub-surface sediments permit us to deduce the patterns of groundwater flow in a thick sedimentary sequence underlying successive Ice Age valley glaciers. The patterns of consolidation in valley bottom sediments are interpreted as reflecting flow under large hydraulic gradients through aquitards and under small gradients through aquifers. The overall pattern of consolidation is suggested to have been controlled by groundwater flow towards subglacial tunnels which efficiently discharged subglacial water.

In conclusion, patterns of subglacial sedimentary and geotechnical behaviour are tightly coupled to the dynamics of the overlying glacier, and fundamentally influenced by drainage processes and patterns. The key determinants are the subglacial water flux and its seasonal variation, the topography of the bed, and hydraulic structure of subglacial geology. Evaluation of former glacial drainage regimes can be an important guide to engineering site investigation in formerly glaciated terrains.

EL TERREMOTO DE LORCA (MURCIA) DEL 11 DE MAYO 2011

Miguel Ángel Rodríguez Pasqua (1) y Pablo G. Silva (2)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, 28003-Madrid.
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Ávila.

En motivo de la ocurrencia de un terremoto catastrófico el 11 de mayo de 2011 de magnitud Mw 5.1, a las 18:47 (hora local), presentamos los resultados preliminares (datos geológicos relacionados con la posible fuente geológica del terremoto, sus características sismotectónicas, y sus efectos superficiales, tanto los relacionados con los daños en edificaciones como con efecto geológicos superficiales).Pocas horas después del evento se desplazó a la zona un grupo de especialistas en geología de terremotos de varias instituciones: Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Grupo de Tectónica Activa, Paleosismicidad y Riesgos Asociados de la UCM (UCM), Universidad Autónoma de Madrid (UAM) y la Universidad Rey Juan Carlos de Madrid (URJC). El Insituto Geológico y Minero de España realizó un informe geológico que se publicó en su página web el día 23 de Mayo. Uno de sus autores (Miguel Ángel) nos expondrá lo acontecido recientemente.

En las siguientes líneas se resumen las conlusiones del mencionado informe.

- La Falla de Alama-Murcia (FAM) es la falla con mayores evidencias de actividad cuaternaria en la zona, con evidencias paleosísmicas de rutura superficial de terremotos de magnitud superior a 6.0 durante los últimos 1000 años, con surgencias termales asociadas a su traza superficial y sismicidad histórica destructiva localizada a lo largo de su traza durante los siglos XVII, XVIII y XIX. Es la falla con una mayor expresión geomorfológica en la zona y cuya traza es paralela a uno de los planos nodales del mecanismo focal obtenido para los terremotos del 11 de mayo de 2011. Su componente de movimiento inverso direccional (siniestro) es coherente con este
mecanismo focal.
- La alta intensidad sufrida por la localidad de Lorca (intensidad VII en la escala EMS- 98, datos IGN) asociada a una magnitud 5.1 Mw, puede deberse a una propagación del terremoto desde la Sierra de la Tercia (zona epicentral) hacia el SW. La falta de evidencias de vibración hacia el este del epicentro apoyan esta posible direccionalidad de la propagación.
- Esta direccionalidad apoyaría que la ruptura de la FAM se propagó desde la zona epicentral, atravesando la ciudad de Lorca. Esto, unido a la superficialidad del terremoto, explicaría la elevada intensidad sísmica y aceleraciones pico de 0,41 g (datos IGN) registradas en el acelerógrafo de la antigua cárcel de Lorca.
- El aumento de esfuerzos estáticos sobre los segmentos de la falla de Alhama generado por el terremoto principal pueden haber incrementado la probabilidad de ocurrencia de terremotos en estas áreas. Sin que se pueda precisar temporalmente su ocurrencia.
- La orientación de los ejes principales de las deformaciones extraídas del estudio arqueosísmico es NW-SE, coherente con el campo regional de esfuerzos tectónicos y el mecanismo focal del terremoto principal, así como con la posición epicentral.
- Las observaciones y datos arqueosismológicos (más de un centenar) apoyan un origen de la deformación asociado a un campo cercano, lo que implicaría que gran parte de la ruptura del terremoto principal se produjo debajo del casco histórico de la ciudad de Lorca.
- Con estos datos y su inclusión en la escala de intensidades geológicas de terremotos ESI-07, se podrá mejorar la información de terremotos históricos y su localización epicentral, mejorando el conocimiento del proceso sísmico en España.

Agradecemos a la Red Sísmica Nacional, del Instituto Geográfico Nacional, el habernos proporcionado los datos sísmicos que se presentan en este informe. En especial a su director Emilio Carreño, a Juan Rueda por poner a disposición del público los mecanismos focales de los eventos principales y a Resurrección Antón por proporcionarnos los parámetros detallados de los eventos.

GEOMORPHOGENESE DES PYRENEES

Marc Calvet (1)

(1) *Université de Perpignan-Via Domitia, Médi-Terra.*

SYNTHÈSE

Les Pyrénées sont une chaîne de collision ancienne, édifiée au Paléogène. Mais le relief actuel est le résultat d'une néotectonique initiée au Miocène supérieur. L'analyse géomorphologique de la chaîne met en évidence une séquence de paléo formes qui permettent de reconstituer les étapes de son édification. Des aplanissements généralisés prouvent, à l'est, l'arasement complet de l'édifice orogénique paléogène ; ils sont datés grâce à la stratigraphie des piémonts et des bassins internes, la paléontologie des remplissages karstiques et la thermochronologie basse température. Le soulèvement récent est saccadé et ponctué par des aplanissements partiels, en relation avec les épandages de piémont plio-pléistocène ancien ; il se prolonge au Quaternaire, mais l'essentiel du volume montagneux est acquis avant le Pléistocène moyen. Les crises climatiques quaternaires ont produit un étagement de cinq nappes alluviales, au-dessus des lits majeurs, et trois phases glaciaires sont conservées. On montre que la sculpture glaciaire est restée modeste et n'a pas effacé partout les paléo paysages plus anciens.

GEOARCHAEOLOGY: MAN AND ENVIRONMENT IN PAST TIMES. A GEOMORPHOLOGICAL APPROACH. EXAMPLES FROM EGYPT.

Morgan de Dapper (1)

(1) *Department of Geography, Ghent University*. *Honorary President of the Working Group on Geoarchaeology of the International Association of Geomorphologists.*

According to Davidson (1985) the term 'Geoarchaeology' was first used in 1973 by Butzer, a geomorphologist who did important research on archaeological sites in Egypt.

There are numerous definitions for Geoarchaeology and its related terms: 'Archaeometry', 'Bioarchaeology', 'Spatial archaeology', 'Archaeological geology', 'Environmental Archaeology', 'Landscape Archaeology'. They are all formulated from a different point of view, giving away as much about the authors and time spirit of the definitions than about geoarchaeology itself. However, all of these definitions have in common the combination of geo-sciences and archaeology.

Geoarchaeology has often been described as a one-way relationship between the geo-sciences and archaeology. A frequently cited definition is the one by the archaeologists Rapp and Hill (1998). According to them, Geoarchaeology deals with "the use of geologic concepts, methods, and knowledge in the direct solution of archaeological problems". However, this definition shows an important flaw. The 'geologic' arsenal is treated as mere 'auxiliary' tools which are only 'at the service' of archaeology. It is a 'one way' definition which does not stress the mutual interest between geo-sciences and archaeology. Indeed, Man himself is an important actor in the complex human-environmental relationships. Butzer (1997: 251) expresses this very well: "Human populations have always interacted with their environment in multiple ways, using it, shaping it, and devising alternate ways to bend its constraints – but also abusing it and sometimes degrading it. At the core of human history is a long tradition of persistence in the face of adversity and resilience in the throes of crisis".

Geoarchaeology, *sensu latiore*, can be defined as "the integration of archaeology and geo-sciences to create a holistic image of the interaction between Man and his environment in past times" (De Dapper & Goethals 2006). From a geomorphological standpoint "Geoarchaeology, *sensu stricto*, deals with the physical landscape components in the complex range of human-environmental relationships in past times", (De Dapper & Goethals 2006).

In Archaeology, since the 1970s, regional approaches gained momentum (Wilkinson 2003). Archaeologists became aware of the complex range of interactions between human factors and the environment, a movement which eventually led to a new discipline 'Landscape Archaeology' or 'Environmental Archaeology'. Landscape Archaeology analyses the 'cultural landscape' through time. It is assumed that the 'natural landscape' has been reorganised either consciously or subconsciously for a variety of environmental, economic, social, political, religious or symbolic purposes (Metheny 1996: 384). Emphasis is on how the cultural landscape itself relates to the natural environment, particularly on how the cultural and environmental spheres interact. Both, the cultural and the physical record, is addressed over large, regional, geographical areas. Geomorphology as well as landscape play key roles: "Geomorphology is the interdisciplinary and systematic study of landforms and their landscapes as well as the earth surface processes that create and change them", according to the International Association of Geomorphologists (IAG/AIG); the European Landscape Convention defines 'landscape' as "an area, as perceived by people, whose character is the result of the action and interaction of natural and/or human factors" (Florence 2000).

The landscape provides the economic infrastructure and support system for settlements and society. The physical landscape exerts a considerable influence on landscape development at every stage and on every scale, specifically by offering a range of opportunities and imposing a range of constraints. It is evident that the natural environment provides the physical underpinning of the cultural landscape. But rarely does it determine the actual trajectory of the development: 'physical determinism' must be avoided by all means!

The landscape acts as a receptacle for records of environmental change as well natural as anthropogenic ones; it provides fundamental data concerning transformations of the earth's land surface. A major problem that has to be confronted is the difficulty of separating influences that stem from climatic change and those that can be attributed to human agency. Rather than seeing two separate forces, it is more likely that the two broad process fields operate in combination (Wilkinson 2003).

In the geo- as well as in the archaeo-sciences 'interdisciplinarity', 'interaction' and 'natural and/or human' became important keywords. It is clear that Geoarchaeology is rather a methodological approach

than an 'established', 'fixed' discipline. 'The geoarchaeologist' does not exist and most probably will never exist. There are only archaeologists and geo-scientists, both starting from their own distinct scientific-philosophical basis, together trying to practice Geoarchaeology to the highest possible degree. Working together in a strong but free partnership to reach the same goal is the real challenge! Bintliff and Barker (1997: 278) state with reason: "one of the greatest challenges for regional landscape studies will be to bridge the gap between the ecological approach of the natural sciences on the one hand and the concerns of archaeologists and historians on the other". However, to tackle that challenge is rewarding: the result is holistic, "the whole is more than the sum of the parts" as Aristotle wrote in his 'Metaphysics'.

Geoarchaeology is difficult to catch in a definition. The geoarchaeological approach covers many fields but it is a dynamical one, benefiting from the last discoveries and technical innovations in both archaeology and the geo-sciences. More important than a definition is that archaeologists and geo-scientists practice in partnership the geoarchaeological approach. It is a challenging and passionate endeavour which bears excellent fruits, as is demonstrated in a few examples from Egypt: the Delta, the Nile Valley and the Kharga Oasis in the Western Desert .

In Egypt, the opposition between opportunity and constraint was very extreme. The line between the 'Man-hostile' desert and the 'Man-friendly' oases and Nile valley was very sharp. In the Nile valley itself, river terraces and floodplain offered opportunities and imposed constraints, as it was the case in the Delta with levees/gheziras on the one hand and backswamps on the other. Also climatic changes played an important role. A general aridification of the once 'Man-friendly' 'Green Sahara' led to fundamental settlement shifts with their societal, cultural and political consequences. Changes in the monsoon regime in the Nile Basin in Central Africa and on the Ethiopian Highlands had direct consequences on the range of the seasonal floods in the Egyptian Nile Valley.

References

Bintliff, J. & Barker, G. 1997. - In: Barker, G. (Ed.), Writing landscape archaeology and history.- Topoi (Orient-Occident), 7/1: 267 – 281.

Butzer, K.W. 1997. Environmental archaeology. – In: Meyers, E. (ed.), The Oxford Encyclopedia of Archaeology in the Near East (5 volumes), Oxford University Press, Oxford: pp. 244 – 252.

Davidson, D.A. 1985. Geomorphology and Archaeology. - In: Rapp, G. & Gifford, J.A. (Eds.), Archaeological Geology, Yale University Press, New Haven and London: pp. 25-55.

De Dapper, M. & Goethals, T. 2006. Geo-archaeology: man and environment in past times. The geomorphological approach.- In: Geomorfologia, Ciência e Sociedade, Actas do 2° Congresso Internacional de Geomorfologia, 11 a 13 de Novembro de 2004, Coimbra; Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Vol.III: pp. 93 – 108.

Florence, European Landscape Convention 2000.- http://www.coe.int/t/e/Cultural_Co-operation/Environment/Landscape/

IAG/AGI, International Association of Geomorphologists/Association Internationale des Géomorphologues. - http://www.geomorph.org

Metheny, K.B. 1996. Landscape archaeology. – In: Fagan, B. (ed.), The Oxford Companion to Archaeology, Oxford University Press, Oxford: pp. 384 – 385.

Rapp, G. & Hill, C.L. 1998. Geoarchaeology. The earth-science approach to Archaeological Interpretation. - Yale University Press, New Haven & London, 274 pp.

Wilkinson, T.J. 2003. Archaeological Landscapes of the Near East. – The University of Arizona Press, Tucson, Arizona, 260 pp.

MUTATIONS CULTURELLES ET CHANGEMENTS CLIMATIQUES EN PYRÉNÉES CATALANES À LA FIN DU TARDIGLACIAIRE ET PENDANT L'HOLOCÈNE ANCIEN : L'AZILIEN ET LE SAUVETERRIEN PRÉCOCES DE LA BALMA DE LA MARGINEDA ET BALMA GUILANYÀ

Michel Martzluff (1)

(1) *Université de Perpignan, Lab. MEDI-TERRA*

En Europe occidentale, la liaison admise entre l'expansion des groupes aziloïdes et le brusque réchauffement du Bølling-Allerød, puis entre le Préboréal et le Mésolithique sauveterrien, a été fortement nuancée par les données concernant une relative indépendance entre notre perception des changements culturels et de rapides pulsations climatiques, par exemple pour la colonisation des Alpes par les Magdaléniens, les Aziliens et les Sauveterriens.

Sur le versant sud des Pyrénées orientales, les données sur les paléoenvironnements et la colonisation de l'espace montagnard par les chasseurs-cueilleurs, permettent désormais de mettre en parallèle changements environnementaux (du Tardiglaciaire au Boréal) et changements culturels observés en stratigraphie sur le temps long à la Margineda (Andorre) et à Guilanyà (Catalogne). Difficile cependant d'envisager une dynamique dans laquelle le rapport à la pression environnementale fut un puissant motif d'évolution et d'acculturation - mais non le seul sans doute – sans y intégrer l'existence plus ou moins temporaires de groupes culturels différents sur le même espace. Mais quels groupes culturels ?

Alors qu'en Pyrénées catalanes et dans les Monts Cantabriques, le début du processus d'azilianisation semble rompre avec la tradition du Magdalénien classique, cette évolution est moins nette et très discutée pour le bassin de l'Ebre et le Levant ibérique. Tout comme le Mésolithique qui rapidement lui succède, elle repose sur l'analyse des chaînes opératoires de l'industrie lithique et sur l'approvisionnement en roches dures, mieux que sur d'autres critères bien moins présents dans les gisements (outils en matière animale, objets d'ornements, art et ressources biotiques, végétales en particulier). Or, au cœur des Pyrénées catalanes, l'Azilien et le Sauveterrien, font une apparition très précoce dès le Bølling pour l'un puis au Dryas récent pour l'autre, ceci avec un mode d'exploitation des niches écologiques correctement cerné à Margineda et Guilanyà. Cette précocité est aussi attestée pour le bassin cantabrique de l'Ebre, pour les Alpes, le Jura et pour le Massif central.

Curieusement, ces mutations culturelles semblent plus tardives sur le piémont aquitain (Troubat), en Languedoc (Gazel), dans la zone pré-littorale catalane (Molí de Salt) ou le Bas Ebre (Cingle de l'Aigua), régions où le Magdalénien échoue dans l'Holocène, semblant exclure pour l'Azilien l'hypothèse d'influx culturels venus de littoraux où s'observent pourtant les plus anciens degrés d'opportunisme caractérisant plus tard le Mésolithique, dans la taille des pierres comme dans la diversification de la diète alimentaire. Ces décalages sont-ils réels?. Procèdent-ils d'analyses divergentes du même phénomène ou bien de meilleurs enregistrements sédimentaires lors d'occupations plus sporadiques en montagne ou encore d'autres facteurs à prendre en compte (enregistrements ^{14}C ...)?

En fait, la perception de la culture matérielle des chasseurs-collecteurs du Tardiglaciaire et de l'Holocène, consensuelle en Catalogne pour le Magdalénien ancien et moyen, est discordante pour les groupes magdalénien tardifs, aziloïdes et sauveterroïdes, sauf pour le plein Sauveterrien (« macrolítico ») quasi dépourvu d'armatures dans les Pyrénées sèches et pour le Mésolithique à armatures larges, ici tardif et perturbé par des phénomènes érosifs liés au *8200 event*. Il faut dire que la rareté de grands sites de plein air à occupation courte (type Font del Ros) dans les bassins alluviaux qui encadrent les Pyrénées est un handicap pour juger du bien fondé des différenciations culturelles possibles et pour saisir finement les réponses techniques aux changements environnementaux. Or, des influx venus du sud ont été détectées sur les mobiliers tant à Guilanyà qu'à Margineda, tandis que ceux venus du nord, avérées lors du développement de l'Azilien d'Andorre, supposent la présence de sites intermédiaire d'altitude dès l'Allerød.

HOMENAJE A PIERRE BARRÈRE (1921-2011)

Marie Claire Prat (1) y Carlos Martí Bono (2)

Tanscripción y traducción a cargo de Valenti Turu i Michels en Junio 2011

(1) Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, FRE 3392 EEE , Bordeaux 3
(2) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza

Uno de los geógrafos franceses más importantes de la segunda mitad del siglo XX nos dejó recientemente. Pierre Barrère también fue un referente para la Geografía española, especialmente en el campo de la Geomorfología. Nació el 12 de junio de 1921 y falleció el 27 de febrero de 2011. Su vida profesional estuvo vinculada a la Geografía, primero como Profesor Agregado en 1948 y como Ayudante entre 1950 y 1953 en la Facultad de Letras de la Universidad de Toulouse, unido al centro de investigación del CNRS pasó definitivamente a la Universidad *Michel de Montaigne Bordeaux 3*. Su influencia fue considerable como Profesor y como Director del *Institut de Géographie Louis-Papy* (1969-1977) y Director del Laboratorio de Geografía Física Aplicada (1975-1989). Además fue Director de la *Maison des Sciences de l'Homme d'Aquitaine* y Presidente del *Comité pour l'Environnement de la Gironde*.

Los que lo conocimos personalmente destacamos su dimensión humana y se dedicaba a su trabajo con pasión y rigor científico pero también con humildad. En 1970 finaliza la Tesis principal de "*Doctorat de Etat*" con el título "*Le relief des Pyrénées centrales franco-espagnoles*", que representó una considerable aportación al conocimiento de la evolución geomorfológica de los Pirineos desde el fin del Terciario y a lo largo del Cuaternario, con especial atención a los períodos glaciares. Esta contribución fue transcrita en numerosos artículos y también dio lugar a la elaboración de numerosos mapas geomorfológicos particularmente precisos y sorprendentemente expresivos. En la vertiente meridional de los Pirineos su influencia fue fundamental para los estudios de glaciarismo, ya que desde finales de los años 50 y durante las dos décadas siguientes los geomorfólogos españoles dedicaron esacasa atención al glaciarismo surpirenaico. El profesor Barrère creó escuela en la manera de cartografiar basada en información simple y fácil de leer. Como geógrafo de campo, tenia una capacidad de observación excepcional, siendo remarcable era su capacidad para entender los estadios glaciares y sus relaciones con terrazas y glacis en un tiempo en que había pocos recursos analíticos y menos aún para obtener dataciones que hoy son imprescindibles. De sus reflexiones sobre glaciarismo nos queda que era lo suficientemente flexible como para no dogmatizar respecto a edades y su correspondencia con los períodos alpinos, podía atribuir determinadas fases glaciares al Riss alpino pero también al Würm antiguo cuando las evidencias así parecían indicarlo.

Considerado en aquellos momentos como el especialista del Cuaternario de los Pirineos Centro-occidentales, realizó la cartografia de las formaciones cuaternarias de las cartas geológicas del BRGM de esta parte de la cordillera. Decidido a hacer avanzar el conocimiento de los Pirineos en todos los dominios fue Secretario General de la Unión Internacional de Estudios Pirenaicos, así como también codirector de la *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, hoy denominada *Sud-Ouest Européen*.

Su vinculación con el Pirineo y España se afianzó siendo secretario de la Unión Internacional de Estudios Pirenaicos, institución hispano-francesa encargada de organizar cada dos años los congresos internacionales de estudios pirenaicos, en los que participó muy activamente. No pocos cursos traía a sus estudiantes a España, explicándoles el relieve, y también los nuevos regadíos, los pueblos de colonización, el impacto del turismo, el éxodo rural y el crecimiento urbano.

Pero no únicamente destaca por sus estudios en Pirineos, su campo se extiende hacia el litoral a partir de su relación con *l'Office National des Forêts* que se ocupaba de la gestión de las dunas costeras. Pionero es este campo hizo un estudio de seguimiento del cordón de dunas del litoral de Aquitania y luego estudios del medio y la dinámica dunar "*Atlas des types de dunes du littoral aquitain* (en colaboración con F. Pouget), *Mémento des dunes du littoral aquitain…*" publicado en 1990, es todavía una obra de referencia en este campo y que transmite la imagen de Pierre Barrère como gran geógrafo. Sus trabajos no solamente hicieron avanzar el conocimiento del medio litoral en aquitania, sino que han hecho evolucionar la reflexión sobre el modelo de gestión a seguir.

Geógrafo completo, consagró su Tesis secundaria a la geografía urbana estudiando la aglomeración bordelesa: "*la structure urbaine de l'agglomération bordelaise*" en 1970, pero su interés por la geografía urbana es muy temprana ("*La banlieue maraîchère de Bordeaux*", 1949) y se mantuvo a lo largo de su vida. Mostró una especial preocupación por su ciudad, Burdeos, con la cual supo establecer una especial relación de forma que siempre ha estado presente en estudios y informes destinados a la ordenación de la región; fruto de ello es la creación del CESURB (*Centre d'Études sur les Espaces Urbains*) y sus trabajos "*Nouveau visage de Bordeaux*" (1972) y "*Evolution récente du secteur sauvegardé de Bordeaux*" (1980), entre otros. Su compromiso con su ciudad y el medio ambiente valió a Burdeos el diploma de "*Année européenne de l'environnement*", y culmina siendo presidente del "*Comité Départemental de l'Environnement de la Gironde*" entre 1991 y 1993.

Con gran habilidad pedagógica Pierre Barrère comunicaba su conocimiento con entusiasmo basado en investigaciones propias y en las fotografías que tomaba en sus viajes, pero también destacaban sus remarcables croquis. El análisis del paisaje se volvía nítido con él, cobraba sentido la visión de una geografía global en donde el medio natural y las estructuras hechas por el hombre quedaban

sintetizadas. Prueba de ello la tenemos en su libro "*Les villes françaises*", Edit. Masson (1980), escrito junto a Micheline Cassou-Mounat, que fue utilizado como manual por varias generaciones de estudiantes de Geografía. De forma entusiasta dirigía numerosos informes y tesis sobre Aquitania y los Pirineos, como la que dirigió sobre la geomorfología de Andorra en la década de los 70.

Fue un gran viajero por Europa (desde Irlanda hasta Rusia), China y sobre todo por el norte de África (desde Marruecos y Mauritania hasta Djibuti ...) así como por América Latina, en donde llevó a cabo numerosos proyectos de investigación y de docencia.

El profesor Barrère estaba muy próximo a la jubilación, pero mantenía un gran entusiasmo por el trabajo y la difusión social de la Geografía a la sociedad, organizando cada lunes una conferencia "*Les Lundis de la Géographie*", que formaba ya parte de la vida cultural de Burdeos. Fue alguien excepcional que dejó no sólo una obra científica imperecedera, sino también recuerdo de su humanidad y su presencia como hombre de bien, respetado por todos los que le tratamos personalmente.

MONTAGNES ET VALLEES D'ANDORRE

Marie Claire Prat (1)

(1) Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, FRE 3392 EEE , Bordeaux 3

La montagne andorrane est située à la limite des Pyrénées centrales et des Pyrénées orientales, et sur le versant sud de la chaîne. Ensemble de crêtes dont les plus hauts sommets dépassent à peine 2900 m (Coma Pedrosa 2942 m) mais aussi de vallées profondes et souvent étroites, l'Andorre est tournée vers l'Espagne par l'intermédiaire du Riu Valira. Issu de la confluence du Valira d'Orient et du Valira del Nord, le Valira draine vers le Rio Segre, affluent de l'Ebre, la majorité des eaux du territoire. L'Andorre reste au contraire très isolée du versant nord-pyrénéen par des crêtes-frontières élevées (Pic de la Serrera 2912 m) dont les cols sont difficilement accessibles. Les sommets conservent souvent des formes lourdes avec une subégalité des altitudes au niveau des crêtes. Mais la conservation de surfaces d'aplanissement aux pentes faibles perchées à plus de 2000 m est également remarquable. L'ensemble définit une montagne massive et faiblement aérée qui peut être rattachée d'un point de vue géomorphologique au modèle de la montagne catalane.

L'originalité de ses vallées est pourtant l'héritage glaciaire. Lors du cycle glaciaire qui a le plus fortement marqué le relief de l'Andorre, les langues de glace canalisées par les vallées préglaciaires ont permis au glacier principal de descendre jusqu'à 900 m d'altitude (Sant Julia de Loria). Le phénomène glaciaire concerne alors plus de 60% du territoire andorran, laissant toutes les petites vallées du sud-ouest de l'Andorre dans un domaine périglaciaire auquel il faut ajouter les versants et les hauts interfluves au dessus du niveau des glaciers de cirques et de vallées. Dans la zone aval et hors du domaine glaciaire, les glacis d'accumulation d'Aixirivall et Els plans (1200 et 1400 m d'altitude) sont des exemples de l'action périglaciaire (coulées boueuses superposées dans une phase humide, ruissellement diffus remaniant la surface des ces accumulations pendant une phase plus sèche).

Cette période glaciaire qui a laissé d'importants témoins dans le relief andorran comporte une phase d'expansion où les glaciers en crue descendent très en dessous d'une ligne d'équilibre glaciaire qui peut être fixée aux environs de 2000 m en exposition nord. Elle est suivie d'une phase de stationnement où les glaciers reculent de quelques kilomètres seulement. Le glacier principal occupe le bassin d'Andorre-la Vieille se terminant vers 975 m (moraines de Santa Coloma) alors que les terminaisons des glaciers des vallées latérales d'Ordino et d'Arinsal se situent en amont du bassin de la Massana. L'obturation latérale induite par le glacier du Valira d'Orient se traduit par la construction d'un complexe glacio-lacustre et fluvio-glaciaire dans le bassin de La Massana tandis que se déposent sur les marges du glacier principal d'importantes moraines latérales (Engolasters 1650m).

Le relief andorran se trouve profondément modifié à la fin cette période glaciaire. Les crêtes de recoupement glaciaire, les cirques et les vallées glaciaires forment les grandes lignes du relief actuel. Différents types de cirques sont cartographiables: cirques granitiques à fond plat parsemés de lacs, cirques en fauteuil, cirques en demi-bol. Leur forme s'explique par la lithologie (indiquée sur la carte par des trames en arrière-plan) et les différences dans l'empreinte glaciaire selon les expositions. Des vallées en auge, accidentées de verrous glaciaires, s'élargissent au niveau de quelques bassins (Encamp, La Massana, Andorre-Les Escaldes) tandis que des vallées secondaires restent suspendues au dessus des vallées principales (Cortals d'Encamp, Vall del Riu).

Préservés de l'érosion glaciaire, des éléments de relief mûr sont remarquablement bien conservés à haute altitude (« les Plas » entre 2300 et 2700 m) tandis qu'on retrouve un niveau plus élevé dans les lignes de crêtes. Certains éléments de ces reliefs mûrs ont été basculés par des mouvements tectoniques tardifs. La phase immédiatement postérieure aboutit à la disjonction des langues glaciaires qui stationnent au niveau des hautes vallées vers 1800-2000 m d'altitude, tandis que certains secteurs d'altitude plus modeste ou en exposition sud ne connaissent que des glaciers de cirques. Cette phase se marque par des moraines peu abondantes et par plusieurs stades de retrait.

Le tardi-glaciaire est au contraire une période fondamentale car elle modifie le paysage des grands cirques, malgré la modestie des appareils glaciaires qu'ils ont alors logés. Glaciers très chargés, passant localement aux glaciers rocheux, ils ont abandonné d'abondantes moraines à gros blocs qui témoignent d'une ablation non négligeable sur les parois des cirques. Les contrastes d'exposition sont alors remarquablement mis en valeur.

La période qui suit la disparition des glaciers connaît des modifications profondes des systèmes morphogénétiques. Le gel, la neige, les eaux courantes, contribuent à compléter par petites retouches le paysage andorran (glissements de terrain, éboulis, solifluxion…).

EL GLACIALISME DE LES VALLS DE LA VALIRA DEL NORD: EVIDÈNCIES D'UN ENGLAÇAMENT CONTINUAT FINS A L'HOLOCÈ

Valenti Turu i Michels (1)

(1) Fundació P. Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500 Andorra la Vella, Principat d'Andorra.

El darrer cicle glacial a Andorra

L'empremta glacial a Andorra i les seves fases van ser ja clarament identificades per Prat (1980), però també de forma simultània per Serrat i Vilaplana (1979). D'aquí cal retenir una fase d'expansió que assoleix un màxim englaçament, on totes les glaceres de les principals valls andorranes van confluir, seguida per una d'estabilització amb la formació del complex glaciolacustre de La Massana. La fi del màxim englaçament a les valls d'Andorra es produeix per una fase de disjunció de les valls afluents dels col·lectors principals (*The Last Termination*) i una fase de circs amb una expressió geomorfològica molt marcada (Tardiglacial). Hom se centra en la cronologia d'aquesta fase d'estabilització post-màxim, la disjunció i les implicacions de la darrera fase de circs.

Cronologia de la fase d'estabilització post-màxim i la deglaciació

La qualitat i quantitat dels dipòsits presents a les valls de la Valira Nord han permès efectuar una reconstrucció detallada de les pulsacions glacials amb austeritat de datacions i fent ús de l'estratigrafia seqüencial (Turu, 2002a i b). Situant en un gràfic el conjunt de datacions que es disposen s'observa tot un seguit de fluctuacions glacials que permeten relacionar-los amb events climàtics de caire global (Fig. 1).

En aquesta figura s'ha representat el darrer cicle glacial a la Valira Nord, el Würm alpí subdividit segons Renault-Miskovsky (1992) en Würm I o "antic" (> 35 Ka), el Würm II o "recent" (35 Ka BP - 18 Ka BP) i Tardiglacial que segons aquest autor terminaria als 8,2 Ka BP). En aquesta figura s'han representat en vertical els cossos sedimentaris representatius de la Valira del Nord (Turu i Bordonau, 1997; Turu, 2001, 2002a i b; Turu et al., 2002), alguns dels quals hom ha pogut datar directament a La Massana o indirectament a la vall principal de la Valira (Turu 1994; Turu et al. 2007; Jalut & Turu 2007), com també relacionar l'etapa de màxim englaçament amb les terrasses fluvials del Segre-Valira (SV-T4, Turu & Peña 2006a i b).

Diversos dels episodis glacials reconeguts a l'Hemisferi Nord, com el LGM, han quedat registrat en els sediments de la vall del Valira Nord. També s'han situat a la esmentada figura els events Heinrich de curta durada (< 1 Ka) produint un refredament gradual del clima (Broecker, 2005).

Pel cas de la Valira del Nord els events H1, H2 i H3 coincideixen amb notables avenços dels fronts glacials que han quedat registrats en els sediments, mentre que pels events més antics (H4 i H5) els dipósits han estat menys importants.

Un event Heinrich tanca un cicle de refredament climàtic progressiu (cicle Bond) fet que comporta una sobtada millora climàtica (Bond et al., 1993). Aquests cicles de Bond presenten una periodicitat de 6-10 Ka variant estadis (clima fred) i interestadis (clima suau) en cicles de 2-3 Ka (cicles de D-O de Dansgaard-Oeschger).

Els interestadis i estadis tenen una especial empremta en el registre sedimentari de les valls del Valira Nord, la qual obturada per la vall principal, registrava els canvis climàtics en forma de sistemes deltaics pro-glacials en els interestadis i en forma de morrenes basals (Till) en els estadis d'avançament glacial. Aquesta dinàmica se segueix fins a *The Last Termination* moment en el qual es registren els darrers estadis i interestadis glacials al llac del La Massana (Pomerià, Pre-Bölling i Dryas I). Amb l'arribada del Bölling es produeix un retrocés dels fronts glacials sense precedents, de forma que el següent estadi d'avenç glacial (Dryas II) els fronts glacials ja no aconsegueixen assolir les posicions anteriors. Amb el interestadial Alleröd els aparells glacials queden molt reduïts i tot just assoleixen els fons de vall amb el darrer estadial (el Dryas III o YD). De forma posterior les geleres queden confinades en els circs glacials fins desaparèixer als Pirineus (Copons i Bordonau, 1994) poc després dels 10.000 anys.

Glacera de la Valira del Nord: Gràfic d'extensió glacial versus volum sedimentat

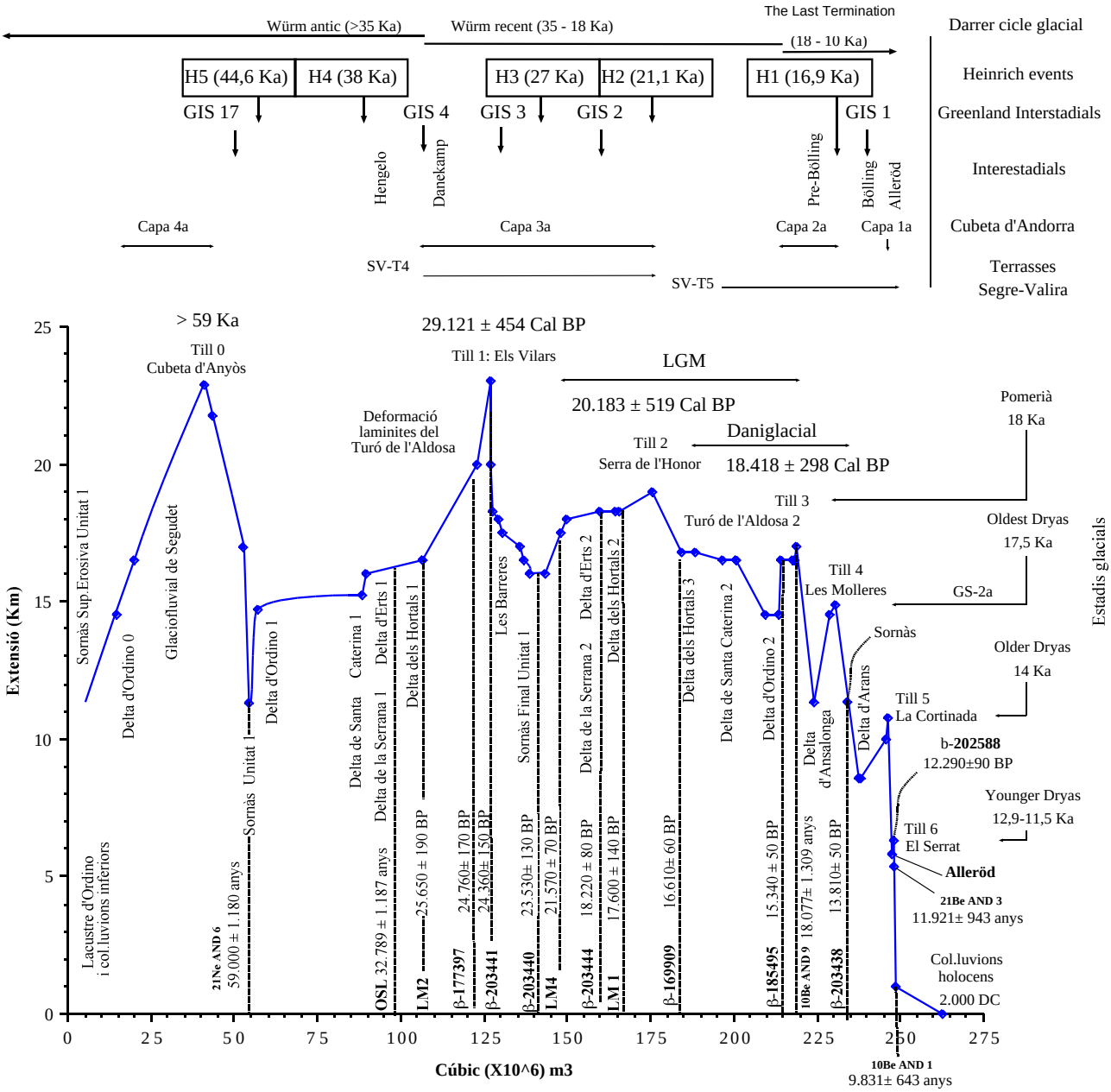


Fig. 1: Fent ús de la estratigrafia seqüencial (Turu 2002 a i b, mostres LM1, LM2 i LM4) i afegint a les descripcions de Turu & Bordonau (1997) juntament amb les dades de prospecció geofísica del fons de vall d'Ordino i la Massana (Turu et al., 2002), ha estat possible calcular el volum de materials glaciofluvials i glaciolacustres entre episodis d'avenç glacial (Till 0 a Till 6). Cal tenir present que el volum de sediment dipositat en un determinat moment està en funció de la taxa de sedimentació, per tant aquest gràfic permet relacionar extensió glacial (en ordenades) versus temps registrat (en abscisses). S'han afegit datacions radiocarboniques inèdites (anys BP no calibrats) efectuades en sediments de la Valira del Nord (β1777397; β 203441; β 203444; β 203438) i a la Gran Valira (β 185455; β 203438; β 202588 i β 169808). També s'han afegit datacions inèdites per cosmogènics (^{21}Ne i ^{10}Be) de superfícies de poliment glacial a Engolasters (AND 9), al Roc del Quer a Canillo (AND 6), Encodina a El Serrat (AND 3) i al circ de la Coma del Forat d'Arcalís (AND 1).

La deglaciació final dels circs i implicacions

Un cop la glacera de la Valira del Nord retrocedeix fins assolir el seu circ glacial i desaparèixer completament poc després dels 10.000 anys, queden al descobert gran quantitat de superfícies d'erosió glacials.

Les interaccions nuclears dels raigs còsmics amb la superfície rocosa produeix un diferent nombre de isòtops cosmogènics, però únicament alguns d'ells poden ser detectats en la matriu rocosa donat que són molt escassos. Entre aquests hi han els isòtops de gasos nobles com el ^{21}Ne (estable) i els isòtops radioactius (inestables), com el ^{10}Be amb una vida mitja d'uns 1,5 Ma. La producció dels diferents isòtops cosmogènics depenen de la composició mineral de la roca (sovint quars) amb l'elevació i la latitud. Una vegada es coneguda la producció i mesurada la concentració de l'isòtop cosmogènic en la roca una simple relació de proporcionalitat permet obtenir el temps d'exposició de la mateixa. Si hi ha hagut erosió parcial de la superfície en qüestió o bé ha estat tapada, l'edat obtinguda serà sempre inferior a la real de la superfície. En principi es pot obtenir l'edat de la superfície i la taxa d'erosió analitzant dos o més isòtops cosmogènics.

Si la mostra de roca en qüestió ha estat exposada en superfície durant un temps i posteriorment ha estat coberta, el temps mínim des de l'exposició inicial pot ser estimada solucionant un parell d'equacions (Bierman et al., 1999), que pels cosmogènics radioactius te la forma de:

$$C = B\,[1-EXP(-\lambda_e)]\,EXP\,(-\lambda t_b)$$

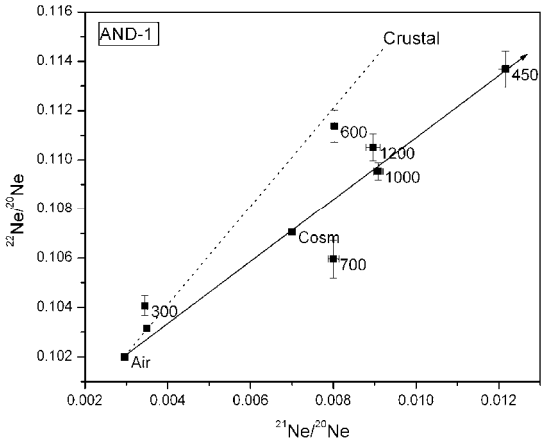
on C és la concentració de l'isòtop cosmogenic mesurat, B (= P / λ) és la relació entre la producció i la constant de desintegració, t_e el temps d'exposició i t_b el temps que la superfície ha estat aïllada de la superfície. L'equació equivalent per a cosmogènics estables és:

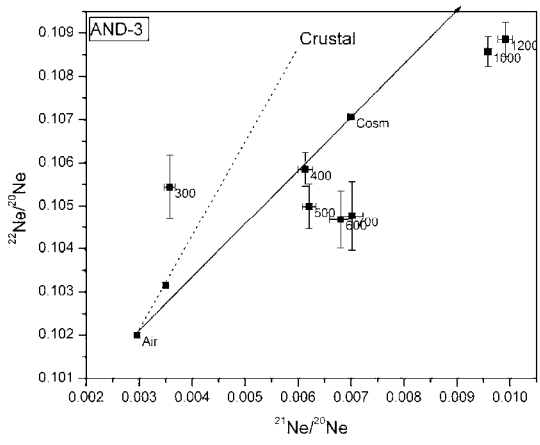
$$C = P\,t_e$$

on P és la producció de l'isòtop.

Amb aquestes equacions es pot obtenir el temps total d'exposició del sumatori de $t_b + t_e$. Si la superfície ha estat exposada i coberta prèviament al seu mostreig múltiples vegades, que és el cas esperable quan hi han avanços i retrocessos d'una llengua de glaç, aquests càlculs subestimen el temps total de la superfície d'erosió (Bierman et al., 1999).

S'exposa a continuació els casos de dos mostres de superfícies glacials de la capçalera de la vall d'Ordino (AND 3) i circ de la Coma del Forat (AND 1) (Fig. 2).





450C	^{20}Ne atoms/g	^{21}Ne/^{20}Ne	^{22}Ne/^{20}Ne	^{21}Ne exc atoms	^{21}Ne cosm atoms
	2,78E+09	0,012158	0,113691	2,55E+07	2,55E+07
	9,75E+06	0,000081	0,000738	2,41E+05	2,41E+05

600C	^{20}Ne atoms/g	^{21}Ne/^{20}Ne	^{22}Ne/^{20}Ne	^{21}Ne exc atoms	^{21}Ne cosm atoms
(a)	3,38E+09	0,008026	0,111372	1,71E+07	3,52E+06
	1,07E+07	0,000043	0,000640	1,56E+05	1,56E+05

400C	^{20}Ne atoms/g	^{21}Ne/^{20}Ne	^{22}Ne/^{20}Ne	^{21}Ne exc atoms	^{21}Ne cosm atoms
	4,57E+09	0,006137	0,105850	1,45E+07	1,45E+07
	1,59E+07	0,000141	0,000391	6,46E+05	6,46E+05

500C	^{20}Ne atoms/g	^{21}Ne/^{20}Ne	^{22}Ne/^{20}Ne	^{21}Ne exc atoms	^{21}Ne cosm atoms
(b)	3,77E+09	0,006209	0,104988	1,22E+07	9,05E+06
	1,02E+07	0,000126	0,000521	4,75E+05	4,75E+05

600C	^{20}Ne atoms/g	^{21}Ne/^{20}Ne	^{22}Ne/^{20}Ne	^{21}Ne exc atoms	^{21}Ne cosm atoms
(b)	1,52E+09	0,006804	0,104680	5,84E+06	3,27E+06
	7,98E+06	0,000213	0,000676	3,25E+05	3,24E+05

Fig. 2: Representació en un diagrama d'isòtops del Neó la trajectòria de les concentracions de ^{21}Ne cosmogènic a les mostres AND 1 i AND 3 per diferents esglaons de temperatura. Les correccions aplicades s'han marcat segons les lletres a i b., que corresponen (a) Fernandez-Mosquera (2003) i (b) Fernandez-Mosquera (2000 i 2003).

Ambdues mostres van ser preses en venes de quars de superfícies glacial a uns 2.460 m d'alçada (AND 1) i 1.730 m (AND 3). El resultat de forma independent ha estat exposat a les comunicacions S4 (1) i G1 (5). L'edat ^{10}Be d'aquestes mostres fou de 9.831±643 anys (AND 1) i 11.921 ± 943 anys per AND 3. No obstant l'edat ^{21}Ne fou molt superior, de 225.000 ± 2.220 anys (AND 1) i 362.000 ± 11.700 anys (AND 3), denotant que t_e ^{21}Ne és pràcticament d'un ordre de magnitud t_e ^{10}Be.

Per treure conclusions geològiques a partir d'aquestes dades cal aplicar un model teòric per a la producció dels isòtops cosmogènics. Aquí cal modelitzar el cas d'una superfície d'erosió (glacial) on la taxa d'erosió en el temps no es constant (cicles glacials i interglacials). Estudiant un model simple d'aquest escenari real per l'isòtop estable (^{21}Ne) podem esbrinar la ciclicitat del temps d'exposició. En aquest sentit es proposa un escenari d'erosions episòdiques, on la superfície és denudada per una sèrie (temporal) d'esdeveniments discrets (glaciació), cada un dels quals involucra la remoció de fragments de roca d'espessor "w". Aquest és el model d'exfoliació periòdica de Muzikar (2008), que il·lustra bé el cas de les mostres AND 1 i AND 2. En aquest model la possibilitat per unitat de temps que un fragment de la superfície de gruix constant es desprengui solament ho pot fer a intervals regulars de temps T, amb una relació causa-efecte entre els períodes d'englaçament de t/T.
Quan s'ha assolit l'equilibri, un cop s'ha completat un cicle des de t = 0 (just abans de ser exfoliada la superfície) fins t = T (just després del següent esdeveniment d'exfoliació), l'isòtop cosmogènic la producció del cosmogenic estable és igual a:

$$C = P_o t + P_o T / [EXP (w/L)-1]$$

on L és la profunditat de penetració de la radiació còsmica en la roca (62 cm aprox.) i T és el paràmetre del model i representa ser la mitja del temps que hi ha entre events d'exfoliació de roca de gruix "w".
La producció així calculada no pot sobrepassar mai la mesurada, és obvi. Per altra banda el període d'exfoliació (t/T), si està en relació amb el factor geomorfològic dominant (el glacialisme), ha de ser un número concret que estigui en relació amb els cicles glacials (100.000 anys) o superior. Donat que la producció en la superfície d'erosió decreix en fondària l'exfoliació produïda també ha de ser suficientment important com perquè, en combinació amb un temps (t_b) de no exposició llarg, el contingut en cosmogènic inestable (^{10}Be) restant sigui de la magnitud de l'error analític (10^{-4} àtoms/gr), i per tant inapreciable. La combinació de les dues coses afavoreix la disminució de l'isòtop inestable mentre que l'estable s'acumula en successius cicles.

Amb aquests condicionants i suposant que el mateix nombre de fases glacials (t/T) hagin afectat tant a AND 1 com AND 2, les quals haurien produït una exfoliació similar donat que el valor de ^{10}Be en ambdós llocs és similar i corresponent a l'exposició en l'Holocè, emprant el model d'exfolició periódica de Muzikar (2008) obtenim els valors de la taula 1. Aquests resultats cal considerar-los en el seu just valor, corresponen a un tanteig numeric que permet tenir una idea de l'ordre de magnitud i explicar l'herència d'exposició de les superfícies datades.

Mostra	C	Po	t	T	t/T	w
AND 1	29020000	128,97	225.000	200.000	1,125	59,24
AND 3	26820000	74,09	362.000	321.770	1,125	59,24
	Atm/gSiO2	Atm/gSiO2	Anys	Anys	-	cm

Taula 1: Resultats obtinguts del tanteig numèric del model periòdic de Muzikar (2008)

De la taula 1 hom pot observar la diferència entre cicles (T) per la mostra AND 1 i la AND 3, indicatiu de que el circ de Tristaina (2.460 m) ha estat més sovint englaçat (menys exposició) que la capçalera de la vall d'Ordino (1.730 m). Però també permet donar-se compte que el valor de T és superiors al cicle l'orbital de 100.000 anys.

Els estudis clàssics de glacialisme als Pirineus remarquen de l'existència de tres grans fases glacials (Calvet, 1998), que són poques a la vista de les més de vuit fases fredes identificades a les corbes isotòpiques des del Quaternari mig, però queda clar que no totes han tingut necessàriament el mateix impacte geomorfològic, la majoria de les quals haurien tingut un caràcter efímer i poc renovador com per modificar veritablement les formes en les quals s'inscriuen (Calvet, 1998).

Les superfícies d'erosió datades haurien estat sotmeses a diversos períodes glacials de forma ininterrumpuda, en una mena de monoglacialisme. Aquest debat entre mono i poliglacialisme (Calvet, 1998) no es nou, però traspassar aquest debat a les capçaleres de les valls si que ho és.

Únicament recordar aquí que a mitjans del s. XX en P. Barrère i G. Viers, insistien en l'existència d'una única seqüència morrènica (des dels arcs més externs fins als cordons més interns) que cobririen l'equivalent al Riss i el Würm alpins. Aquesta "excepció pirinenca" s'esdevé posteriorment insostenible en front a la multiplicació de fases fredes abans mencionades (Calvet, 1998). No obstant Popper (1959) remarcava la asimetria entre la veracitat i la falsedat d'una teoria científica, i segons ell hom NO pot dir que una quantitat d'observacions confirmants poden verificar una determinada teoria però UNA SOLA DADA, o una sèrie d'observacions, poden provar la seva falsedat.

Els resultats d'aquestes mostres indiquen clarament que les roques del circ glacial de Tristaina no han estat exposades en superfície en més d'un cicle glacial, i hom planteja aquí la hipòtesi que no sempre s'hauria donat una desaparició total de les masses de glaç en anteriors cicles glacials, constituïnt el cas de l'Holocè com una excepció en els períodes interglacials. Així doncs la capçalera de la vall d'Ordino hauria estat tant temps englaçat que hauria permès la desintegració de gran part de l'isòtop cosmogènic radioactiu (^{10}Be) i l'acumulació de l'isòtop cosmogènic estable (^{21}Ne).

Paradoxalment s'arriba amb aquesta hipòtesi a la reconciliació de les dues grans teories que havien imperat als Pirineus al passat segle, ja que a l'hora és possible la multiplicitat de pulsacions fredes i càlides amb la coexistència de glaceres en altitud. Aquesta visió no ha d'estranyar a ningú mirant el que passa actualment al circ de la Maladeta o a la Mer de Glace als Alps francesos. Tot és qüestió de si la línia d'equilibri de les neus perpètues està per sobre o per sota de la cota topogràfica dels actuals circs glacials i durant quan temps.

Referències bibliogràfiques

Bierman, P.R.; Marsella, K.A.; Patterson, C.; Thompson, C.; Davis, P. & Caffee, M. (1999) Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach; Geomorphology, 27, 25-39

Bond, G.; Heinrich, H.; Boecke, H.; Labeyrie, I.; i col.laboradors (1993) Evidence for massive discharges of ice-bergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature* 365, 143-147

Broecker, W.S. (2005) "The role of the ocean in climate yesterday, today and tomorrow" pp 183 (Eldigio Press: Palisades, N.Y.)

Calvet, M. (1998) . *Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos Orientales) y sus enseñanzas;* LAS HUELLAS GLACIARES DE LAS MONAÑAS ESPAÑOLAS (Gómez Ortiz & Pérez Alberti, A. Eds.), traducción por M. Valcárcel, Universidad de Santiago de Compostela, 263-290

Copons, R i Bordonau, J. (1994) La pequeña efef del hielo en el macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Esera, Pirineos Centrales); *In:* "El glaciarismo supienaico: nuevas aportaciones". (Eds C. Martí-Bono i J.M. García-Ruiz) pp 111-124. (Geoforma Ediciones: Logroño)

Fernández-Mosquera, D., Marti, K., Vidal Romaní, J.R. & Weigel, A. (2000). Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced 21Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 172. 832-837.

Fernández-Mosquera, D., Marti, K. y Vidal-Romani, J.R. (2003). Cosmogenic Ne in terrestrial quartz: How to correct the trapped component. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67/18S.

Popper, K.R. (1959) The logic of scientific discovery. Hutchinson, Londres, 452 pp. (Traducción esp.: La lógica de la investigación científica, 4a, Ed. Tecnos, 1973, Barcelona)

Prat, M.C (1980). *Montagnes et vallées d'Andorre, Thèse de Doctorat Université de Bordeaux 3, 266 p, 50 planches hors texte, carte géologique et carte géomorphologique en couleurs au 1 : 50 000*

Renault-Miskovsky, J. (1992) Palynologie du Quaternaire européen: chronostratigraphie, paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. *Géochronique* 44: 21-24

Serrat, D. & J.M. Vilaplana (1979) *Mapa geomorfològic d'Andorra a 1:50.000*; El Patrimoni Natural d'Andorra; Ed. Ketres, Barcelona, 15-51

Turu, V. (1994) Datos para la determinación de la máxima extensión glaciar en los valles de Andorra (Pirineo Central). In: "Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfologia 1994" pp 266-273. (SEG: Logroño)

Turu, V.i Bordonau J. (1997) El glacialisme en les valls de la Valira del Nord, síntesi d'afloraments, *Annals de l'Institut d'Estudis Andorrans* (Centre de Barcelona) 1995, 41-104

Turu, V. (1998) Interpretación genética de la unidad deformada de la sección estratigráfica de Sornàs. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Pincipado de Andorra, (Pirineos

Orientales). In:"Investigaciones recientes de la Geomorfologia española" (Eds. A. Gómez-Ortiz y F. Salvador Franch) pp 445-454. (SEG-UB: Barcelona) http://www.igeotest.ad/articles/docs/Drumlin%20Sornas.pdf

Turu, V. (2001) Ejemplos de deofrmación sinsedimentaria en la cubeta glaciolacustre de la Massana, Push Moraine de la Aldosa i delta dels Hortals, Principado de Andorra (Pirineos Orientales). In: "Actas V Reunión del Cuaternario Ibérico" pp 81-84. (GTPEQ-SGP: Lisboa) http://www.igeotest.ad/articles/docs/Push%20Moraine.pdf

Turu, V. (2002a) Análisis secuencial del delta de Erts. estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. relación con el último ciclo glaciar. valle de Arinsal, Pirineos Orientales, parte I : El método utilizado". In: "Etudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial" pp 555-563 (SEG-Departamento de Geografía UVA: Valladolid) http://www.igeotest.ad/articles/docs/Delta%20Erts%20Part%201.pdf

Turu, V. (2002b) Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. relación con el último ciclo glaciar. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte II : Aplicación. In: "Etudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial" pp 565-574 (SEG-Departamento de Geografía UVA: Valladolid)

Turu, V.; Pous, J; Bordonau, J. y Palomar, J. (2002) La cubeta de sobreexcavació glacial de La Massana-Ordino, Pirineus Orientals: Aplicació de la prospecció geoelèctrica. *Horitzó* 2, 38-52 http://www.iea.ad/crecit/imatges/massana.pdf

Turu, V. i Peña, J.L. (2006a) Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): relación con el glaciarismo y la tectónica activa. In: "Geomorfología y Territorio" (Eds. A. Pérez-Alberti y J.López) pp 113-128 (Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, 171: Santiago de Compostela). http://www.igeotest.ad/articles/docs/Turu%20Pena%20Segre-Valira%201.pdf

Turu, V. i Peña, J.L. (2006b) "Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales". In: "Geomorfología y Territorio" (Eds. A. Pérez-Alberti y J.López) pp 129-146 (Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, 171: Santiago de Compostela). http://www.igeotest.ad/articles/docs/Turu%20Pena%20Segre-Valira%201.pdf

ÍNDICE

Sesión G1. Simposio sobre glaciarismo Pleistoceno Peninsular y su correlación..... 1

G1-(1): CRONOLOGÍA GLACIAR PLEISTOCENA EN EL VALLE DE TRUEBA (CORDILLERA CANTÁBRICA): PRIMERAS DATACIONES. E. Serrano, J.J. González Trueba, V. Turu y X. Ros..... 3

G1-(2): EL COMPLEJO MORRÉNICO DE VEGA NARANCO (LEÓN, CORDILLERA CANTÁBRICA). EVOLUCIÓN Y CORRELACIÓN DE FASES GLACIARES DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR. R. Pellitero Ondicol. .7

G1-(3): EL REGISTRO GLACIOLACUSTRE DE LINÁS DE BROTO (VALLE DEL ARA, PIRINEO CENTRAL, HUESCA): NUEVAS APORTACIONES- C. Sancho, J.L. Peña-Monné, E. Rhodes, C. Arenas , G. Pardo , J.M. García-Ruiz y C.E. Martí-Bono..... 11

G1-(4): MÁXIMO GLACIAR Y MAYOR ESTABILIZACIÓN EN LOS GLACIARES PLEISTOCENOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL: SIGNIFICADO GÉNETICO Y EVOLUTIVO. R.M. Carrasco, D. Domínguez-Villar, J.K. Willenbring y J. De Pedraza……..15

G1-(5): DATACIONES CON ISOTOPOS COSMOGENICOS: PARTE I (^{10}Be): EL "LGM" (LAST GLACIAL MAXIMUM) Y "the LAST TERMINATION" EN LOS VALLES DEL GRAN VALIRA Y LA VALIRA DEL NORD (PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES). V. Turu, J.R. Vidal-Romaní y D. Fernández-Mosquera.....19

G1-(6): LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN EN EL VALLE GLACIAR DEL TERA (LAGO DE SANABRIA, NO ESPAÑA): MODELO EVOLUTIVO- L. Rodríguez-Rodríguez, M. Jiménez-Sánchez, M.J. Domínguez-Cuesta, M. Rico y B. Valero-Garcés.....25

G7 (7): MODELOS PALEOCRIOLÓGICOS CONFRONTADOS CON DEPÓSITOS COSTEROS EN EL NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. M. Valcárcel y M .Costa-Casais.....31

G1-(8): APROXIMACIÓN A LAS FASES FRÍAS CUATERNARIAS EN LAS CUENCAS CENTRALES PIRENAICAS A PARTIR DE LA CORRELACIÓN DE REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS.
J.L. Peña Monné y C. Sancho Marcén.....37

G1 (9): MONTAGNES ET VALLEES D'ANDORRE: CARTE GEOMORPHOLOGIQUE (1973-1980). Marie Claire Prat.....41

G1 (10): CRONOLOGÍAS GLACIALES DEL NEVADO COROPUNA: IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS PARA LOS ANDES CENTRALES). J. Úbeda y D. Palacios.....47

Sesión S1. Ambientes y secuencias fluviales y deltaicas.....49

S1-(1): LES TERRASSES FLUVIALS DEL SEGRE I AFLUENTS PRINCIPALS: DESCRIPCIÓ D'AFLORAMENTS I ASSAIG DE CORRELACIÓ. J.L. Peña-Monné, V. Turu i Michels y M. Calvet.....51

S1-(2): ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL ARENERO DE ARRIAGA (TERRAZA COMPLEJA DEL MANZANARES, MADRID). P.G. Silva, F. Tapias, M. López Recio, P. Carrasco, J. Morín, E. Roquero e I. Rus.....57

S1-(3): DATACIONES PRELIMINARES Y ARQUITECTURA DE LAS TERRAZAS DE LA DEPRESION DE BADAJOZ(LAS VEGAS DEL GUADIANA). G. Garzón, P. Fernández, M.J. Pellicer, R. Babin y R. Tejero.....63

Sesión S2. Registros ambientales y climáticos: secuencias marinas, litorales, lacustres y eólicas.....69

S2(1): HOLOCENE EVOLUTION OF PLAYA LAKES IN THE CENTRAL SECTOR OF THE EBRO DEPRESSION BASED ON MORPHOSTRATIGRAPHIC ANALYSES OF LACUSTRINE TERRACES. F. Gutiérrez, G. Desir, B. Valero, P. González-Sampériz, A. Moreno, M. Morellón, M. Gutiérrez, R. Linares, M. Zarroca, J. Guerrero, D. Carbonel, P. Lucha, J. Bonachea y C. Roqué..... 71

S2-(2): EVOLUCIÓN DE LA LAGUNA DE L'ALBUFERETA (ALACANT) DURANTE LOS ÚLTIMOS MILENIOS. C. Ferrer y A.M. Blázquez.....75

S2-(3): CAMBIOS AMBIENTALES ALTIMONTANOS EN LOS PIRINEOS ORIENTALES DURANTE EL HOLOCENO: EL VALLE DEL MADRIU-PERAFITA-CLAROR (ANDORRA). ESTUDIO PALEOAMBIENTAL Y ARQUEOLÓGICO. S. Riera, A. Ejarque, Y. Miras, H.A. Orengo, J.M. Palet y R. Julià.....77

S2-(4): IMPACTO HUMANO EN UN MEDIO ALTIMONTANO PRE-PIRENAICO DURANTE LOS ÚLTIMOS 1500 AÑOS. ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DE UNA TURBERA ALCALINA. A. Ejarque, R. Julià, H.A. Orenga, J.M. Palet y S. Riera.....81

S2-(5): CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS ÚLTIMOS 10.000 AÑOS EN LA PLATAFORMA VASCA (S. DEL GOLFO DE VIZCAYA) DETECTADOS MEDIANTE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS. B. Martínez García, A. Pascual, J. Rodríguez-Lázaro y X. Murelaga.....85

S2-(6): CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS RECIENTES (HOLOCENO E HISTÓRICO) EN EL LITORAL DE TORRE LA SAL (NE DEL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL). J.M. Ruiz y P.Carmona.....87

S2 (7): RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA BASA DE LA MORA (PIRINEO CENTRAL): ESTUDIO MULTIPROXY DE ALTA RESOLUCIÓN. A. Pérez-Sanz, P. González-Sampériz, A. Moreno, A. Belmonte, P. Tarrats, M. Rieradevall, B. Valero-Garcés, G. Gil-Romera y C. Sancho.....91

S2-(8): EL REGISTRO GEOLÓGICO DEL TSUNAMI DE CHILE 2010. J. Lario, C. Zazo y J.L. Goy..... 93

Sesión S3. Neotectónica, tectónica activa, paleosismicidad y vulcanismo.....95

S3-(1): PONT TRENCAT: LA SEQÜÈNCIA SÍSMICA DE 1427-1428 A LA VALL DEL VALIRA (ANDORRA - ALT URGELL, PIRINEUS ORIENTALS). Carles Gascón i Valenti Turu.....97

S3-(2): EDADES C-14 DEL RIFT ONO DE EL HIERRO (ISLAS CANARIAS). F.J. Pérez Torrado, A. Rodríguez González, J.C. Carracedo, J.L. Fernandez-Guillou y E. Rodríguez Badiola.....101

S3-(3): MODELIZACIÓN MORFOLÓGICA Y MORFOMÉTRICA DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS RECIENTES GENERANDO PLATAFORMAS COSTERAS: CASO ESTUDIO DEL VOLCÁN DE MONTAÑA DEL TESORO (EL HIERRO, ISLAS CANARIAS). A. Rodríguez González, F.J. Pérez Torrado, J.L. Fernandez-Turiel, J.C. Carracedo, D. Gimeno, H. Guillou, R. Paris, A. Hansen y M. Aulinas.....105

S3-(4): PEPERITAS MAREALES EN LAS CANARIAS ORIENTALES (LANZAROTE, FUERTEVENTURA): CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR. P.G. Silva, C. Zazo, J.L. Goy, P. Huerta, R. Reguilón, J.A. González-Delgado, A. Cabero y C.J.Dabrio.....109

S3-(5): INVESTIGATING LATE HOLOCENE FAULT SCARPS RELATED TO INTERSTRATAL DISSOLUTION OF EVAPORITES IN THE TUROLIAN STRATOTYPE BY MEANS OF THE TRENCHING TECHNIQUE (TERUEL NEOGENE GRABEN, NE SPAIN). D. Carbonel, F. Gutiérrez, J. Guerrero, J.P. McCalpin, R. Linares, C. Roque y M. Zarroca.....113

S3-(6): ANÀLISI DE LA PROCEDÈNCIA DE CLASTES COM A EINA PER A OBTENIR LA VELOCITAT DE LLISCAMENT D'UNA FALLA ACTIVA. EXEMPLE A LA FALLA D'ELSINORE (CALIFÒRNIA). E. Masana, T. Rockwell y P. Stepancikova.....115

S3 (7): GEOMORPHOLOGIC RESPONSE TO THE CARBONERAS AND PALOMARES FAULT ACTIVITY IN SIERRA CABRERA, SE BETICS. F. Giaconia, G. Booth-Rea, J.M. Martínez-Martínez. J.M. Azañón y J.V. Pérez-Peña.....117

S3-(8): TECTONIC-GEOMORPHOLOGY OF THE NE BORDER OF THE GRANADA BASIN. INTERACTIONS BETWEEN ACTIVE FOLDING AND FAULTING). J.V. Pérez Peña, J.M. Azañón, A. Azor, J. Delgado y A. Jiménez Gutiérrez.....121

Sesión S4. Peneplanos y altipalnos, superfícies de erosión y raña..... 125

S4 (1): DATACIONES CON ISOTOPOS COSMOGENICOS: PARTE II (^{21}Ne) EVOLUCIÓN DEL RELIEVE ANDORRANO EN EL CUATERNARIO Y TASAS DE EROSIÓN (PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES). V. Turu, J.R. Vidal-Romaní y D. Fernández-Mosquera.....127

Sesión S5. Procesos edáficos y de alteración climática.....133

S5 (1): CARTOGRAFIA DE SÒLS DE LA VALL DEL MADRIU (PRINCIPAT D'ANDORRA, PIRINEUS ORIENTALS). J. Palomar, X. Ros y V. Turu.....135

S5 (2): CARBONATOS EN SUELOS DE LA ISLA DE GRAN CANARIA. J L Díaz-Hernández, J. Yepes Temiño y S. Marchesini.....141

Sesión S6 Ambientes kársticos y procesos de disolución, dolinas y subsidencia.....143

S6 (1): EL VALOR CIENTÍFICO DE LAS TOPOGRAFÍAS ESPELEOLÓGICAS EN LOS ESTUDIOS DE CAVIDADES KÁRSTICAS: UN EJEMPLO EN LOS PICOS DE EUROPA (NORTE DE ESPAÑA). D. Ballesteros, M. Jiménez-Sánchez, M. Borreguero y J. García-Sansegundo.....145

S6 (2): LA CUEVA DE SESO (BOLTAÑA, HUESCA): APROXIMACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y ESPELEOGÉNESIS HOLOCENA.
M. Bartolomé, C. Sancho, A. Moreno, Á. Belmonte, A. Muñoz y M.C. Osácar.....151

Sesión S7. Eventos extremos y catasctroficos (paleoavenidas, deslizamientos, tsunamis, temporales): Impactos y clima.....155

S7 (1): LOS DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS EN LA MONTAÑA DE MONTSERRAT (CATALUÑA, ESPAÑA). M.J. Royán, J.M. Vilaplana.....157

S7-(2):AMPLIFICACIÓN DEL EFECTO DESTRUCTIVO EN LOS DESPRENDIMIENTOS ROCOSOS POR EL COMPORTAMIENTO PLÁSTICO DE LOS SUELOS VOLCÁNICOS (TENERIFE Y MADEIRA). J. Yepes Temiño, M.J. Rodríguez-Peces, S. Marchesini, S. Leyva y J.L. Díaz-Hernández..... 161

S7 (3): NOVES APORTACIONS AL CONEIXEMENT DEL GRAN MOVIMENT DEL FORN DE CANILLO. PRINCIPAT D'ANDORRA. X. Planas,Corominas, J., Vilaplana J.M, Altimir, J., Torrebadella, J. y Amigó J.....163

S7 (4): PALEOFLOOD RECORDS FROM SINKHOLE FILLS. AN EXAMPLE FROM THE EBRO RIVER FLOODPLAIN (NE SPAIN). F. Gutiérrez, J. Guerrero, J.P. Galve y G. Pérez-Dolset.....169

S7 (5): ¿PUDO EL DESLIZAMIENTO DE DÚDAR (GRANADA, SUR DE ESPAÑA) HABER SIDO CAUSADO POR UN TERREMOTO RECIENTE? M.J. Rodríguez-Peces, J.V. Pérez-Peña y J.M. Azañón.....173

S7 (6): PROCESOS DE LADERA ACTIVOS EN EL DESLIZAMIENTO DE BÀLITX (MALLORCA) DESDE EL PLEISTOCENO SUPERIOR. R.M. Mateos, J.M. Azañón, M.J. Rodríguez-Peces, J. Rodríguez- Fernández, F.J. Roldán, I. García- Moreno y J. García-Mayordomo.....175

S7 (7): EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1 DE NOVIEMBRE DE 1755) EN LA CATEDRAL DE CORIA (CÁCERES, OESTE DE ESPAÑA). M.A. Rodríguez-Pascua, P.G. Silva, M.A. Perucha Atienza, J.L. Giner-Robles y R. Pérez-López……179

Sesión S8. Cuaternario y cambio climático. Periglaciarismo y Pequeña Edad del Hielo, clima reciente y futuro, glaciologia……181

S8-(1): CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE FASES FRÍAS EN LA HOYA DEL MULHACÉN (SIERRA NEVADA) DURANTE EL HOLOCENO SUPERIOR. M. Oliva, A. Gómez Ortiz, F. Salvador y M. Salvà…….183

Sesión S9. Cronosecuéncias, cronología y métodos de datación, avances y experiencias……..187

S9-(1): MEDICIÓN DE TASAS DE EROSIÓN PARA CORREGIR DATACIONES DE 10BE EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL. D. Domínguez-Villar, J.K. Willenbring, R.M. Carrasco, B. Ruiz-Zapata y J. De Pedraza….189

S9 (2): APROXIMACIÓN A LA MAGNETOESTRATIGRAFIA DE LA ÚLTIMA TERRAZA MEDIA DEL GUADALQUIVIR (T12) EN "LAS JARILLAS" (LA RINCONADA, SEVILLA). R. Baena Escudero e I. Guerrero Amador……..191

S9-(3) DIFERENCIACIÓN CRONOLÓGICA EN SUELOS DE NIVELES ALTOS DE TERRAZA AFECTADOS POR HIDROMORFÍA Y FERROLISIS. Eduardo Villa, M. Vidal y E. Alonso……..197

Sesión S10. Registros erosivos, paleoincendios y desertificación……199

S10 (1): CAMBIOS EN EL PAISAJE DEL VALLE DE ORDINO AL INICIO DEL HOLOCENO: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, PALEOVEGETAL E INCENDIOS DE ÉPOCA MESOLÍTICA (NW DEL PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES). S. Riera y V. Turu……201

S10 (2): CUANTIFICACIÓN DE LA EROSIÓN EN UN TALUD DE TAGANANA MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA TERRESTRE (TENERIFE). J. Yepes Temiño, J. Pérez Lentini, F. Toscano, M. Martín Betancor, S. Marchesini y S. Leyva……..205

Sesión S11. Geoarqueología, prehistoria y poblamiento humano……207

S11-(1): DOCUMENTACIÓN Y RECONSTRUCCIÓN GEO-ARQUEOLÓGICA DE YACIMIENTOS ANTIGUOS EN EL NE DE ESPAÑA A PARTIR DEL ESTUDIO DE SUS FOSOS DEFENSIVOS. V. Rubio Fernández, J.L. Peña Monné y J.R. González Pérez……209

S11 (2): EL CASTILLO MEDIEVAL DE JUSLIBOL (ZARAGOZA). DATOS PRELIMINARES PARA UNA RECONSTRUCCIÓN GEOARQUEOLÓGICA. J.L. Peña-Monné, V. Rubio Fernández, L.A. Longares Aladrén, F.J. Gutiérrez González y A.Constante Orrios……213

S11 (3): SECUENCIAS PALEOCLIMÁTICAS Y GEOARQUEOLOGÍA EN LADERAS HOLOCENAS DEL VALLE DEL RÍO HUERVA (DEPRESIÓN DEL EBRO). J.L. Peña Monné, F. Pérez Lambán, J. Picazo Millán y J. Fanlo Loras……217

S11-(4) : L'HERÈNCIA TOPONÍMICA PREROMANA EN EL CAMP DE LES INESTABILITATS DE VESSANT AL PRINCIPAT D'ANDORRA. X.Planas y À. Ponsa……221

S11 (5): ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO DEL YACIMIENTO DE LA CANTERA DE BENÀMER (MURO D'ALCOI, ALACANT). CAMBIOS AMBIENTALES EN EL HOLOCENO MEDIO. C. Ferrer……..227

S11 (6) : LOS REMONTAJES LÍTICOS MUSTERIENSES DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (BORINES, PILOÑA, ASTURIAS). D. Santamaría, L. Martínez, E. Duarte, J. C. Cañaveras, A. Rosas, S. Sánchez-Moral, P. G. Silva, C. Lalueza-Fox y M. de la Rasilla……..229

S11 (7): ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN NO-INVASIVA DE LA MATERIA COLORANTE DEL ARTE PARIETAL DE LA CUEVA DE LA PEÑA DE CANDAMO (SAN ROMAN DE CANDAMO, ASTURIAS). M. Olivares, K. Castro, X. Murelaga, A. Sarmiento, N. Etxebarria, D. Gárate y M.S. Corchón……...235

S11 (8): DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE YACIMIENTOS PALEOLÍTICOS EN ASTURIAS: INFLUENCIA DE LA GEOMORFOLOGÍA REGIONAL. P. Turrero, M.J. Domínguez Cuesta y M. Jiménez Sánchez……239

S11-(9): GEOMORFOLOGÍA Y GEOARQUEOLOGÍA EN EL LITORAL DE TERRALBA (GOLFO DE ORISTANO, CERDEÑA). DATOS PRELIMINARES. P. Carmona y J.M. Ruiz……243

S11 (10): ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO DEL ENTORNO DEL TEATRO ROMANO DE ITÁLICA (SANTIPONCE, SEVILLA, ESPAÑA). APROXIMACIÓN A LA SECUENCIA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA VEGA DEL GUADALQUIVIR DURANTE EL HOLOCENO-SUPERIOR. F. Borja, C. Borja, A. Jiménez, Díaz del Olmo, F. y Recio, J.M……247

S11 (11): DISCORDANCIAS DE CORRELACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE DIFERENTES PROXYS EN TORNO AL ÚLTIMO CICLO GLACIAL EN LA PENÍNSULA IBÉRICA: IMPLICACIONES PARA LA ARQUEOLOGÍA PREHISTÓRICA. P. De la Peña Alonso, F. Colino Polo y J. Úbeda Palenque……251

S11 (12): REGISTROS GEOARQUEOLÓGICOS RESIDUALES Y RECONSTRUCCIÓN DE YACIMENTOS EN MEDIOS SEMIÁRIDOS DEL NE DE ESPAÑA. J.L. Peña-Monné, M.C. Sopena-Vicién, V. Rubio-Fernández, A. Constante y J.R. González-Pérez……257

S11 (13): LA OCUPACIÓN NEOLÍTICA DE JUBERRI (SANT JULIÀ DE LÒRIA, ANDORRA) (I). MODELO DE ASENTAMIENTO Y CULTURA MATERIAL. P. Martínez, A. Vidal y X. Maese……261

S11 (14): LA OCUPACIÓN NEOLÍTICA DE JUBERRI (SANT JULIÀ DE LÒRIA, ANDORRA) (II). ANÁLISIS TERRITORIAL Y RESULTADOS ARQUEOBOTÁNICOS PRELIMINARES. C. Remolins, F. Antolín y A. Fortó García……263

S11 (TR1): CAMBIOS DE PAISAJE Y GESTIÓN DEL COMBUSTIBLE DURANTE LA TRANSICIÓN PLEISTOCENO - HOLOCENO EN EL NE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE LA PERSPECTIVA ANTRACOLÓGICA. E. Allué y I. Euba……265

S11 (TR2): EL FINAL DEL PLEISTOCENO Y EL INICIO DEL HOLOCENO EN CATALUÑA. LOS DATOS APORTADOS POR LOS YACIMIENTOS INCLUIDOS EN EL PROYECTO TRANSCULMED-II. M. Fontanals, J.M. Vergès y J.I. Morales……269

S11 (TR3): EL APROVECHAMIENTO DE RECURSOS VEGETALES ENTRE EL PALEOLÍTICO SUPERIOR FINAL Y EL NEOLÍTICO ANTIGUO IBÉRICO MEDITERRÁNEO. APROXIMACIÓN PALEOCARPOLÓGICA. A. Rodriguez……273

S11 (TR4): CAMBIOS CLIMÁTICOS VS. CAMBIOS TECNOCULTURALES EN LA TRANSICIÓN PLEISTOCENO – HOLOCENO DEL NE IBÉRICO. F. Burjachs, E. Allué, A. Ballesteros, I. Expósito, M. Fontanals, E. Gassiot, A. Pèlachs, R. Pérez-Obiol, A. Rodríguez, J.M. Soriano y R. Yll……277

S11 (TR5): COVA DEL SARDO (BOÍ): L'ENTORN NATURAL DE LES PRIMERES OCUPACIONS NEOLÍTIQUES ALS PIRINEUS. A. Ballesteros, F. Burjachs y E. Gassiot……279

S11 (TR6): NUEVOS DATOS DEL COMPLEJO GLACIOLACUSTRE DEL ESTANY DE BURG DE FARRERA (PALLARS SOBIRÀ, LLEIDA). APORTACIONES DEL LOI Y EL POLEN AL ESTUDIO DEL CLIMA Y LA VEGETACIÓN TARDIGLACIAR. A. Pèlachs, R. Julià, R. Pérez-Obiol, F. Burjachs, I. Expósito, R. Yll y J.M. Soriano……283

S11 (TR7): DINAMICA DEL CLIMA Y DEL PAISAJE DEL PIRINEO DE LLEIDA DURANTE LA TRANSICIÓN TARDIGLACIAR-HOLOCENO. LA SECUENCIA DE ESTANILLES. J.M. Rodríguez, R. Pérez-Obiol, A. Pèlachs, R. Cunill y J.M. Soriano……287

S11 (TR8): POBLAMIENTO Y EXPLOTACIÓN DE LOES ESTADIOS ALPINOS Y SUBALPINOS DURANTE LA PRIMERA MITAD DEL HOLOCENO. E. Gassiot y D. Rodríguez-Antón……291

S11 (TR9): PALEOANTROPOLOGÍA MESOLÍTICA DEL NOREDESTE PENINSULA: VIEJOS PARADIGMAS Y NUEVAS PERSPECTIVAS. M.E.Subirà, M. Lozano, J. Ruiz y R. Yll……293

S11 (TR10): TRANSFORMACIONES CULTURALES Y CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS PIRINEOS CATALANES ENTRE EL TARDIGLACIAR Y HOLOCENO ANTIGUO: EL AZILIENSE Y EL SAUVETERRIENSE PRECOZ DE BALMA DE LA MARGINEDA Y BALMA GUILANYÀ. M. Martzluff (1), J. Martínez-Moreno (2), J. Guilaine (3), R. Mora (2) y J. Casanova Marti (2)……299

Sesión S12. Paleontología, paleoecología y palinología……301

S12 (1): ADAPTACIONES HUMANAS A LA DINÁMICA AMBIENTAL DEL MIS 2 EN LA REGIÓN CANTÁBRICA SEGÚN LA ANTRACOLOGÍA. Paloma Uzquiano……303

S12 (2): VARIACIÓN EN LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL COLÁGENO (13C Y 15N) EN VERTEBRADOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DEL YACIMIENTO DE KIPUTZ (GIPUZKOA). L.A. Ortega, J. Castaños, X. Murelaga, A. Alonso-Olazabal y M. C. Zuluaga, J. Rofes y P. Castaños……307

S12 (3): VERTEBRADOS DEL YACIMIENTO HOLOCENO DE PEÑA LARGA (ÁLAVA, ESPAÑA). J. Rofes, X. Murelaga, J. Fernández Eraso, S. Bailon, P. Castaños, L. A. Ortega, A. Alonso-Olazabal y M. C. Zuluaga……311

S12 (4): PRESENCIA DE QUELONIOS EN EL YACIMIENTO CALCOLÍTICO DE CAMINO DE LAS YESERAS (MADRID, ESPAÑA). A. Pérez-García, X. Murelaga, C. Liesau, A. Daza y L. Llorente……315

S12 (5): MONITORIZACIÓN DE LA LLUVIA POLÍNICA COMO HERRAMIENTA PARA MODELIZAR LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PALEOVEGETACIÓN DEL REGISTRO DE LA LAGUNA DEL CAÑIZAR DE VILLARQUEMADO (TERUEL, NE ESPAÑA). E. García-Prieto, G. Gil-Romera, M. Sevilla-Callejo, J. Aranbarri, P. González-Sampériz, A. Pérez, J.C. Rubio, F. Franco y M. Sebastián……317

Sesión S13. Enseñanzas del Cuaternario, valoración del paisaje y geocites……319

S13-(1): IRPACUE: INVENTARIO DE REGISTROS GEOLÓGICOS CON INFORMACIÓN PALEOCLIMÁTICA DEL CUATERNARIO DE ESPAÑA. J. Vegas, F. Vegas, M. Bernat y D. Hernández……321

S13 (2): CONEIXEMENTS HIDROGEOLÒGICS EN EL SECTOR DEL CON DE DEJECCIÓ DE LA COMELLA (PARRÒQUIA D'ANDORRA LA VELLA). C. Miquel, A. Ponsa y L. Rivero……324

ANEXO: *Recorreguts de Geoarqueología i riscos naturals, l'aprofitament del medi a la prehistòria i dinàmica de vessants.*

SIMPOSIO SOBRE GLACIARISMO PLEISTOCENO PENINSULAR Y SU CORRELACIÓN.

SIMPOSI SOBRE GLACIALISME PLEISTOCÉ PENINSULAR I LA SEVA CORRELACIÓ.

CRONOLOGÍA GLACIAR PLEISTOCENA EN EL VALLE DE TRUEBA (CORDILLERA CANTÁBRICA): PRIMERAS DATACIONES

E. Serrano (1), JJ González Trueba (2), V. Turu (3) y X. Ros (4)

(1) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid. P1 Prado de la Magdalena s/n. 47011 Valladolid. serranoe@fyl.uva.es
(2) Dpto. geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco. C/Tomás y Valiente, s/n. 01007 Vitoria. jjgtrueba@gmail.com
(3) Fundació P. Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 307. AD 500, Andorra la Vella. igeofundacio@andorra.ad
(4) Geo3 SL, Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 406. AD 500, Andorra la Vella. Principat d'Andorra. geo3@andorra.ad

Abstract (Pleistocene glacial chronology in the Trueba Valley (Cantabrian Mountains). First dating): *Advances on the absolute chronology of Pleistocene glacier evolution and environmental reconstructions have been made in different areas of Cantabrian Range. This work shows the glacial evolution of the Trueba Valley, in the Eastern Cantabrian Mountains, studied by glacial landforms and deposits and radiocarbon dating made on intramorainic peat bog of Bárcena and Espinosa. The external morainic complex shows a glacial extension maximum before 29.149-28.572 cal. years BP. Dating in Trueba valley are in agreement with previous dating in the Cantabrian Range and bears out the existence of a glacial maximum, previous to the European LGM. The most recent equilibrium glacial phase has been attributed by morphostratigraphic correlation to Late Pleistocene cold phases, previous to Tardiglacial ones.*

Palabras clave: Geomorfología glaciar, glaciaciones Pleistocenas, Último máximo glaciar, Cordillera cantábrica.
***Keywords*:** Glacial Geomorpholoy, Pleistocene glaciation, Last glacial Maximum, Cantabrian Range.

INTRODUCCIÓN

La cronología glaciar pleistocena de las montañas cantábricas es aún poco conocida. Existen aportaciones realizadas en Redes, el Alto Sil y el Parque Nacional de Picos de Europa (Jiménez y Farias, 2002; Moreno et al. 2010; Jalut et al., 2010; Serrano et al., 2011) donde se han confirmado la existencia de un máximo avance glaciar previo al registrado en los Europa central y del norte. Este hecho está acorde con las observaciones y dataciones realizadas recientemente en los Pirineos (Hughes y Woodward, 2008; García Ruiz et al. 2010) pero son necesarios más estudios detallados y dataciones, para reconstruir la historia glaciar Pleistocena de la Cordillera Cantábrica.

El objetivo de este trabajo es presentar las dataciones realizadas en turberas del valle del Trueba y su correlación con las formas y la evolución glaciar, como aportación al establecimiento de una cronología glaciar de la Cordillera Cantábrica.

El alto valle del río Trueba (43º11´5´´N/43º3´52´´N-3º42´23´W/3º32´9´´W) se localiza en la Montaña Cantábrica oriental (Burgos), en la montaña Pasiega. Es un valle que parte de la divisoria entre las cuencas Cantábrica y Mediterránea (Fig. 1), formada por un cordal de moderada altitud que alcanza los 1718 m s.n.m. en Castro Valnera. La divisoria forma, al norte, una importante barrera orográfica de más de 1200 m. de altura, situada a 25 kms del mar, conlleva unas condiciones atlánticas con precipitaciones intensas y elevada nubosidad. Las precipitaciones superan los 2500 mm/año, si bien existen indicadores como las turberas de collado, que apuntan precipitaciones mayores de 3.000 mm/año y elevadas precipita-ciones horizontales. Estas condiciones de oceanidad estuvieron presentes durante el Pleistoceno. El con-junto de montañas constituye una amplia sucesión monoclinal de buzamiento sur, compuesta por calizas, areniscas, arcillitas y margas de edad Cretácica, pertenecientes a la Fm Weald. El valle del Trueba se inscribe en la formación Wealdense, en dirección NW-SE, para finalizar en la depresión ortoclinal de Espinosa de los Monteros.

METODOLOGÍA

La metodología de estudio se basa en el análisis morfoestratigráfico, la realización de sondeos eléctricos verticales y la datación radiométrica de los depósitos relacionados con las morrenas frontales de Espinosa de los Monteros y Bárcena.

La cartografía geomorfológica, con especial atención a las formas y depósitos glaciares, ha permitido la reconstrucción detallada de la morfoestratigrafía de la zona estudiada, así como la reconstrucción relativa de le evolución glaciar Cuaternaria.

Se han realizado catorce sondeos eléctricos verticales (SEV) de profundidades muy variadas y tres perfiles sísmicos de refracción, que han permitido conocer las características de los depósitos y formaciones superficiales del valle. Se han establecido tres unidades sedimentarias principales en la artesa y cubetas del Trueba, y se han analizado las depresiones intermorrénicas de Espinosa de los Monteros (Los Cuetos) y Bárcena, donde se ha estudiado la profundidad y tipología del depósito. Los sondeos mecánicos en las turberas intermorrénicas han permitido obtener seis muestras. Cuatro dataciones (Lab.^{14}ChronoCenter) obtenidas en edad radiocarbono convencional mediante Acelerador de Espectrometría de Masas (AMS) y calibradas mediante IntCal 09.14c (Reimer et al., 2009) han sido útiles para la reconstrucción glaciar.

MORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN GLACIAR

La morfología glaciar del valle del Trueba es bien conocida y existen una docena de estudios desde los años 30 del s.XX orientados a la descripción e interpretación del máximo glaciar. En la zona alta del macizo sobresale la ausencia de circos glaciares, lo que se interpreta como un gran domo glaciar del que partirían sucesivas lenguas divergentes (Lotze, 1962; Serrano y Gutiérrez, 2002). Hacia el sur se desarrolla la artesa glaciar del Trueba, valle en U de 8 kms de

longitud rellena de sedimentos glaciares (Serrano y Gutiérrez, 2002; Turu et al., 2007a) que finaliza en la depresión de Espinosa de los Monteros, donde se localiza el complejo morrénico frontal (Serrano, 1996).

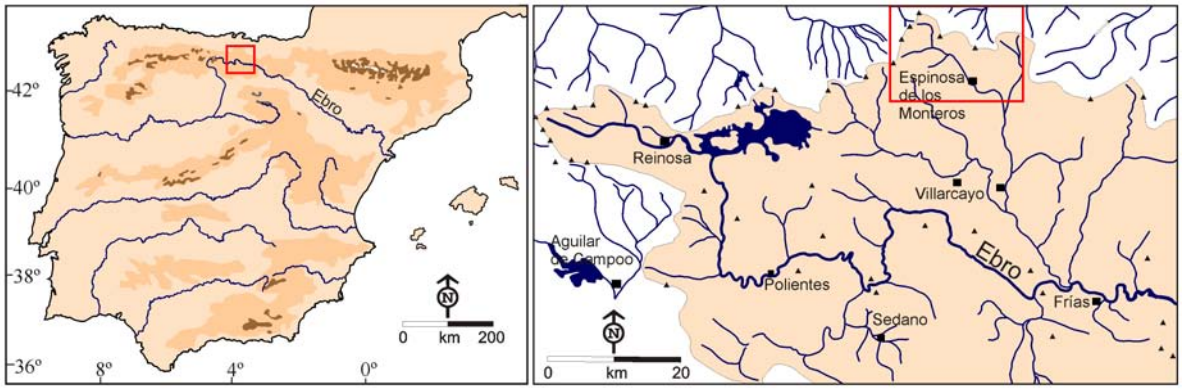


Fig. 1: Localización de la zona de estudio

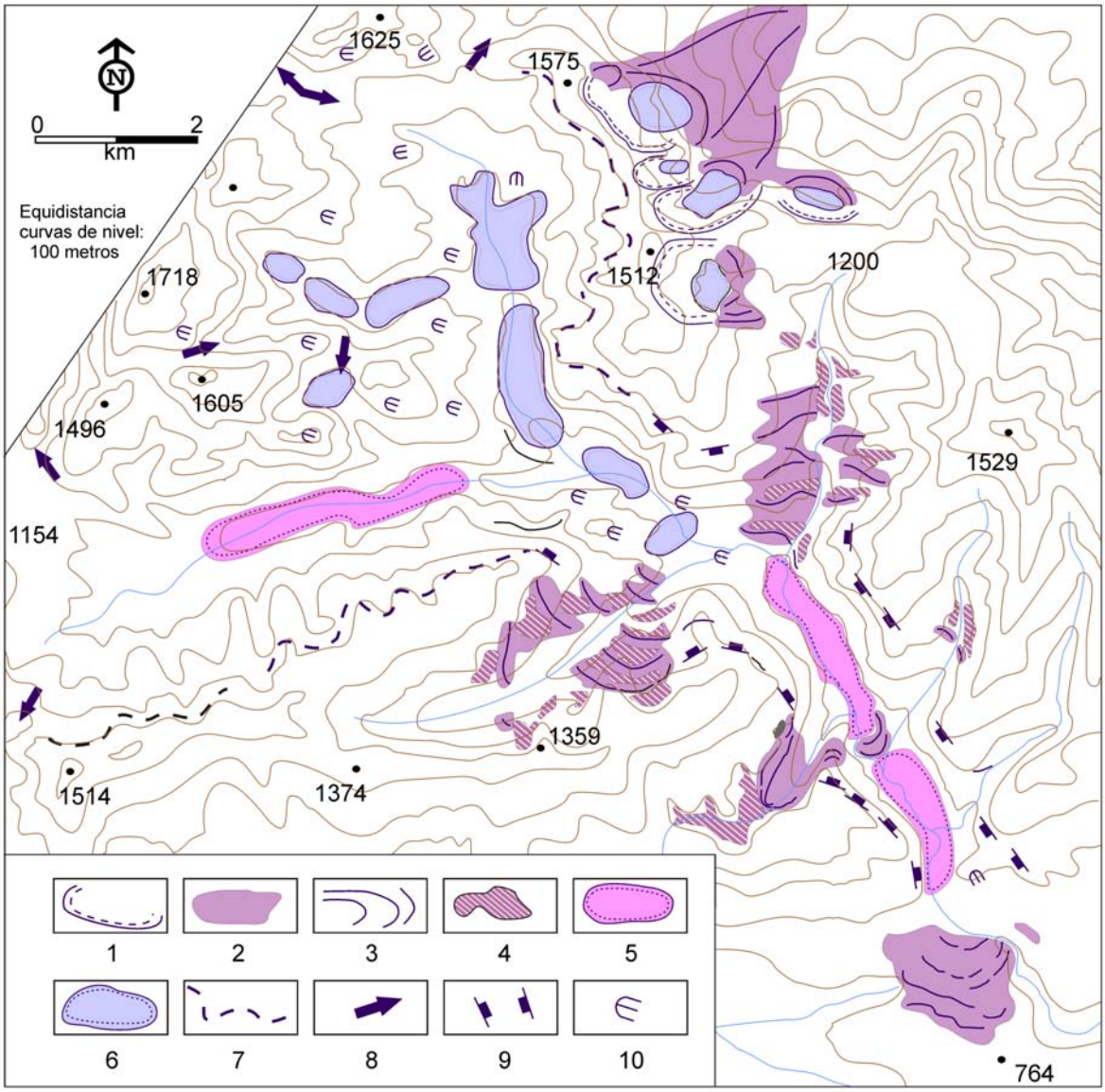


Fig. 2: Esquema glaciomorfológico del valle del Trueba y Castro Valnera. 1, circo glaciar. 2, till. 3, morrenas. 4, depósitos de obturación lateral. 5, cubeta de sobreexcavación glaciar. 6, cubeta glaciokárstica. 7, límite de icefield. 8, difluencias glaciares. 9, artesa glaciar. 10, abrasión glaciar y rocas aborregadas.

Tabla 1. Dataciones AMS en el valle del Trueba (Burgos):

Muestra	Tipo formación	Prof. (m)	Código Laboratorio	Edad ^{14}C B.P.	Edad Cal.
EM3	Turbera	1	UBA-15876	26082+/- 118	29149- 28572
EM4-1	Turbera	0,50	UBA-15877	8768+/- 42	7968- 7633
EM4-2	Turbera	1,40	UBA-15878	8186+/- 35	7310- 7077
EM4-3	Turbera	1,60	UBA-15879	10467+/- 42	10623- 10420

En la porción media de la artesa glaciar se sitúa el complejo morrénico frontal de Bárcena, y en los márgenes del valle se suceden los complejos morrénicos de obturación, algunos de gran desarrollo y complejidad (Fig. 2) que señalan con nitidez el espesor máximo del hielo durante el Pleistoceno (Serrano y Gutiérrez, 2002).
Los complejos morrénicos frontales y laterales y las unidades sedimentarias analizadas en la artesa glaciar del Trueba (Serrano, 1996; Serrano y Gutiérrez, 2002; Turu et al. 2007a) han permitido reconstruir la evolución glaciar del valle. En los complejos morrénicos frontales de Espinosa y Bárcena se han establecido las características y profundidad de las formaciones superficiales (Fig. 3). En ambos casos se trata de depósitos lacustres y de turbera reposando sobre till, en sendos vanos intramorrénicos que representan dos fases de equilibrio glaciar:

-**Máximo glaciar**, definido por las formas externas de los complejos frontales de Espinosa y laterales de Rioseco, La Sía, La Toba, La Cubilla y Maillo. Se caracteriza por una fase de Máxima expansión (fase Espinosa-Polideportivo), seguido de una fase de retroceso que permitirá el relleno del valle glaciar (Turu et al., 2007b), y un posterior reavance hasta posiciones cercanas a las de máxima extensión glaciar que genera los arcos morrénicos más voluminosos (Fase de Espinosa-Los Cuetos). Esta última ha sido datada en 29.149-28.572 años cal. B.P. (Tabla 1), lo que señala que el máximo glaciar es anterior a esta fecha. Esta fase se caracterizaría por una extensa lengua, de 8 kms de longitud, alimentada por un domo glaciar de aprox. 30 km^2 y moderada altitud (< 2000 m s.n.m.) que finalizaba a 750 m s.n.m..

-**Retroceso y estabilización glaciar**, fase de equilibrio glaciar (Fase Bárcena) tras un retroceso, que presentaba una lengua glaciar de 4,5 km de longitud y finalizaba a 783 m s.n.m. En la sucesión de morrenas se generaron lagunas intermorrénicas, donde se ha datado, a 1,60 m de profundidad, un depósito turboso de 10.623-10.420 años cal B.P.(Tabla 1). Este depósito presenta 5,5 metros más de profundidad, por lo que el complejo morrénico es claramente anterior a la edad datada, si bien no indica su posible adscripción al Tardiglaciar o a fases Finipleistocenas de equilibrio anterior.

DISCUSIÓN

La datación de la turbera de los Cuetos revela que el máximo glaciar es anterior a 29.000 años B.P. en la Montaña Cantábrica oriental. Durante el retroceso glaciar postmáximo, se depositaría el relleno de la artesa glaciar hasta Las Machorras (Turú et al., 2007a), que podría correlacionarse con la fase de sedimentación mayor, entre 48 y 38 Ka, de Jalut et al. (2010). Entre este periodo y los 29.000 años se depositaría el complejo morrénico frontal. Este avance glaciar datado inmediatamente antes de 29.149-28.572 años cal. B.P, está acorde con el gradiente E-W Pirineos-Cantábrica señalado por Jalut et al. (2010).

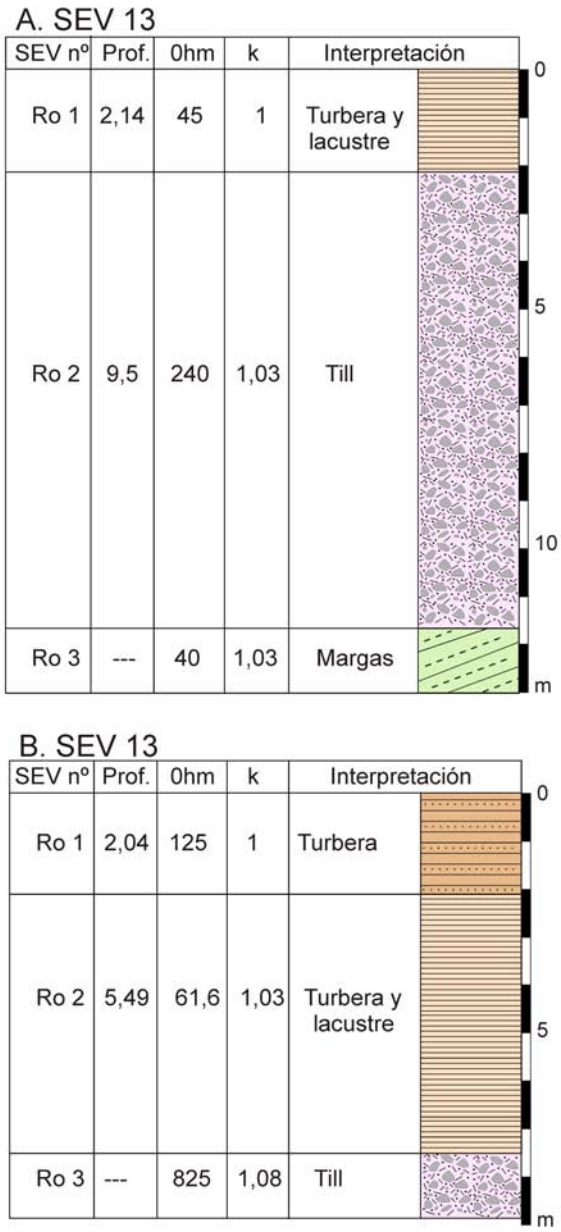


Fig. 3: Perfiles de las zonas muestreadas para la datación en Los Cuetos-Espinosa (A) y Bárcena (B). SEV nº: Capa geoeléctrica. Prof.: profundidad. Ohm: resistividad eléctrica (Ohm m). k: coeficiente de equivalencia entre la máxima y la mínima resistividad eléctrica posible.

En la Cordillera Cantábrica existen dataciones de la máxima extensión de los glaciares Pleistocenos en Redes (28.990±230 años. B.P., Jiménez y Farias, 2002), en el Sil (aprox. 44.000 años B.P., Jalut et al., 2010) y en los Picos de Europa (anteriores a 40.000 años. B.P. en Enol, Moreno et al., 2010; y 38.000

años B.P. en Áliva, Serrano et al., 2011). Estas dataciones coinciden con los resultados de Espinosa y señalan en la Cordillera Cantábrica, un período máximo glaciar anterior al último máximo glaciar Pleistoceno (LGM) del norte y noreste de Europa. En el Pirineo se han señalado diferentes retrocesos de los glaciares hasta 32.000 años B.P. (Jalut et al., 2010; ver García Ruiz et al., 2010), un período caracterizado por el frío intenso y la máxima expansión de los glaciares.

En la Cordillera Cantábrica se ha registrado un período de equilibrio glaciar posterior al máximo glaciar, entre 20.000 y 18.000 años B.P., en Redes, Enol y Áliva (Jiménez y Farias, 2002; Moreno et al. 2010; Serrano et al. 2011). Este periodo es anterior o coetáneo con el Último Máximo Glaciar Pleistoceno del centro de Europa, señalando la presencia de una nueva fase fría, pero más atenuada que la anterior.

En Enol se ha detectado un periodo frío Finipleistoceno, entre 14.500 y 13.500 años B.P. (Moreno et al. 2010) que se ha correlacionado con los restos morrénicos de la alta montaña de los Picos de Europa (Serrano et al. 2011). La existencia de complejos morrénicos glaciares en circos de altitud es común en muchos macizos de la Cordillera Cantábrica (desde Ancares hasta Campoo), pero siempre en montañas de mayor altitud de 2000 metros y generadas por glaciares de reducidas dimensiones. Por ello, el complejo de Bárcenas, anterior a 10.500 años B.P. es más factible correlacionarlo con una fase Finiglaciar de retroceso como la detectada en Redes, Enol y Áliva, que con el Tardiglaciar.

CONCLUSIONES

En la vertiente meridional de Castro Valnera se han registrado dos fases glaciares principales, un máximo glaciar, con una Fase de máxima expansión (Espinosa-Polideportivo) y una Fase de avance y equilibrio (Espinosa-Los Cuetos), la última muy pulsadora, y una fase de retroceso y estabilización glaciar alojada en el interior de la montaña.

La cronología absoluta muestra que la expansión glaciar máxima en el macizo de Castro Valnera y valle del Trueba es anterior a 29.149-28.572 años cal. B.P. En este periodo el glaciar se sitúa a un millar de metros respecto a la máxima expansión y es cuando se generó la turbera de los Cuetos. Esta cronología está conforme con estudios previos realizados en la Cordillera Cantábrica y permite confirmar un máximo glaciar anterior al LGM del norte de Europa. Con posterioridad, una nueva fase de retroceso y estabilización ha sido atribuida también al Pleistoceno, si bien no se puede realizar una adscripción absoluta al Finiglaciar o al Tardiglaciar. A partir de las características glaciomorfológicas y por correlación con otras zonas estudiadas, se apunta que pertenecerían a fases frías anteriores al Tardiglaciar.

Este estudio muestra el interés de las turberas de la montaña cantábrica para la datación de la evolución glaciar y la reconstrucción paleoambiental, siendo necesarias más dataciones en los niveles más profundos de las turberas estudiadas.

Agradecimientos: Este trabajo forma parte de los proyectos CGL2010-65295/BTE (MCINN) y OAPN 053/2010 (MMARM).

Referencias bibliográficas

García-Ruiz, J. M., Moreno, A., González, P., Valero B. & Martí, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24, 35-46.

Hughes, P.D. & Woodward, J.C.(2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23, 575-588.

Jalut, G., Turu, V., Dedoubat J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, J., García, A., Redondo, J.M., Vidal, J.R. & Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 330-350

Jiménez, M. & Farias, P.(2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93–101.

Lotze, F.(1962). Pleistozäne Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spainien). *Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse Jahrgang*, 2, 3-21.

Moreno, A.; Valero Garcés, B.L., Jiménez, M., Domínguez, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. & Rico, M.T.(2010). The last glaciation in the Picos de Europa Nacional Park (Cantabria Mountains, nortern Spain). *Journal of Quaternay Science*, 25, 1076-1091.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S. RL Edwards, Friedrich, M., Blackwell, P.M., Grootes, T.P., Guilderson, J., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0 to 26 cal. kyr BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.

Serrano, E.(1996). El complejo morrénico frontal del valle del Trueba (Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 737-747.

Serrano, E., Gutiérrez, A.,(2002). El glaciarismo Pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). En: *Geomorfología y Paisaje* (Serrano, E. y García, A. eds.). Sociedad Española de Geomorfología-UVa, Valladolid, 91-161.

Serrano, E., González Trueba, J.J.; González García, M. (2011). Mountain Glaciation and Paleoclimate Reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, en revisión.

Turu, V., Ros, X., Serrano, E., Gonzalez Trueba, J.J. (2007a). Prospección geofísica y geomecánica del valle del Trueba (Cordillera Cantábrica): estructura del relleno sedimentario del fondo del valle glaciar. En: *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario. XII Reunión Nacional de Cuaternario*. (Lario,J. y Silva, P.G., Eds.), AEQUA, Ávila, (España), 57-58.

Turu, V., Boulton, G.S., Ros, X., Peña, J.L., Martí, C.E., Bordonau, J., Serrano, E., Sancho, C., Constante, A., Pous, J., Fàbregas, J., Gonzalez, J.J., Palomar, J., Herrero, R. & Garcia-Ruiz, J.M. (2007b). Structure des grands bassins glaciaires dans le Nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées D'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18-4, 309-325.

EL COMPLEJO MORRÉNICO DE VEGA NARANCO (LEÓN, CORDILLERA CANTÁBRICA). EVOLUCIÓN Y CORRELACIÓN DE FASES GLACIARES DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR.

Ramón Pellitero Ondicol (1)

(1) Dpto. Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Valladolid. Pz/ del Campus s/n. 47011-Valladolid. mon@geo.uva.es

Abstract (The morainic complex of Vega Naranco (León, Cantabrian Range). Evolution and correlation of glacial phases during the Last Glacial Maximum): *This article explains the glacial evolution of Vega Naranco, a glacial valley in the Fuentes Carrionas massif (Cantabrian Range, NW Spain) using geomorphological and sedimentological research, as well as a C14 datation. Moraines, proglacial lake deposits, and kame deposits are correlated and dated where possible. The results follow the pattern of four main deglaciation phases from the Last Glacial Maximum to a cirque glacier phase, which was previously suggested for this massif and Picos de Europa. In this case the glacial transfluence from Lechada valley through the Boquerón de Bobias allows to better understanding the transition between second and third deglaciation phases, as granodiorite supply to moraines comes exclusively from the Bobias transfluence. Finally results are compared to Picos de Europa and Pyrenees.*

Palabras clave: Evolución glaciar, Cordillera Cantábrica, dataciones.
Key words*: Glacial evolution, Cantabrian Range, datations.*

INTRODUCCIÓN Y SITUACIÓN

Este artículo explica la evolución glaciar del valle de Vega Naranco, en la provincia de León. Dicho valle presenta una de las sucesiones de morrenas frontales mejor conservadas de la Cordillera Cantábrica, con depósitos proglaciares e intramorrénicos correlacionables y susceptibles de ser datados. El Valle de Naranco se sitúa en la vertiente occidental del macizo de Fuentes Carrionas. Su límite occidental es el pico del Cubil de Can (2.419 m.s.n.m.), mientras que sus límites septentrional y meridional están constituidos por los contrafuertes conglomeráticos de la Sierra de Oropiñas (2.106 m.s.n.m.) y Portillo de las Yeguas (2103 m.s.n.m.).

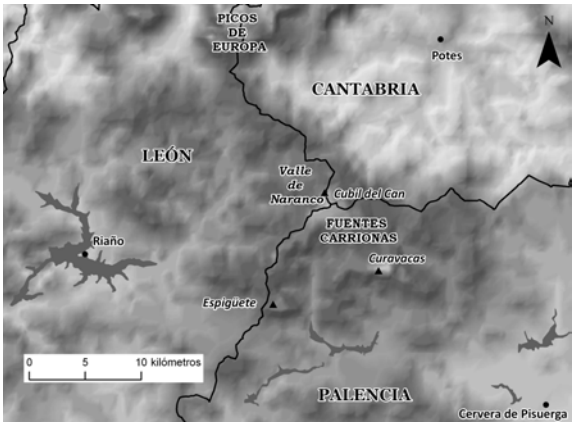


Fig.1: Situación del área de estudio.

El nivel de base del valle es alto, alrededor de los 1500 metros, consecuente con una red de drenaje, la del Esla, poco competente y frecuentemente capturada en su cabecera por los ríos de la vertiente cantábrica. A pesar de haber sido citada y descrita, la morfología glaciar de Vega Naranco no ha sido todavía estudiada en detalle, como tampoco la sedimentología de los abundantes depósitos existentes. Cabe destacar que éste fue uno de los primeros lugares en ser explorado desde el punto de vista geomorfológico, ya que Casiano de Prado lo recorrió en 1846 buscando un área fuente de los abundantes cantos y bloques graníticos que encontraba en las terrazas del Esla (Prado, 1852). Savage (1967) es el primero en describir la relación entre el complejo morrénico frontal de Naranco y la transfluencia glaciar a través del Boquerón de Bobias. Alonso (1987) y Castañón (1989) describieron los depósitos de Vega Naranco, aunque la extensión de sus trabajos evitó que realizase un análisis pormenorizado de los mismos.

METODOLOGÍA

La metodología incluye la presentación de las formas de relieve en un mapa geomorfológico, el análisis sedimentológico, determinado por la limitada disponibilidad de cortes en las formaciones y, por último, una datación de los depósitos lacustres de Vega Naranco, realizado mediante ^{14}C.

FORMAS Y DEPÓSITOS

Durante el Último Máximo Glaciar (U.M.G.) el valle albergaba una lengua glaciar alimentada desde el circo del Cubil del Can y el glaciar del contiguo valle de Lechada a través de Boquerón de Bobias. La cara N de la Sierra de Oropiñas albergó también glaciares de circo con lenguas incipientes, en las que es imposible distinguir varias fases glaciares.

Los restos morrénicos depositados por glaciares provenientes de los picos de Cubil del Can y Tres Provincias se distribuyen en el valle desde los 1463 metros hasta los 1960 metros. Una morrena lateral que desaparece en la confluencia entre dos arroyos es el depósito más bajo (perfil 1 de Fig. 2). Entre los 1506 y los 1542 metros el fondo de Vega Naranco alberga un complejo morrénico frontal en el que se pueden distinguir hasta 9 cordones morrénicos. En una posición interior a éstos desde el punto de vista del flujo glaciar una llanura evidencia la existencia de un paleolago de obturación morrénica actualmente colmatado. El siguiente grupo de morrenas frontales se encuentra en los laterales del valle, entre los 1600 y 1700 metros. Son las morrenas frontales de los glaciares de Bobias y Cubil del Can, las cuales ya no

llegaban a ocupar el fondo del valle. Por último un grupo de morrenas frontales acantonadas al pie de los cantiles del Cubil del Can atestiguan una última fase de glaciares de circo.

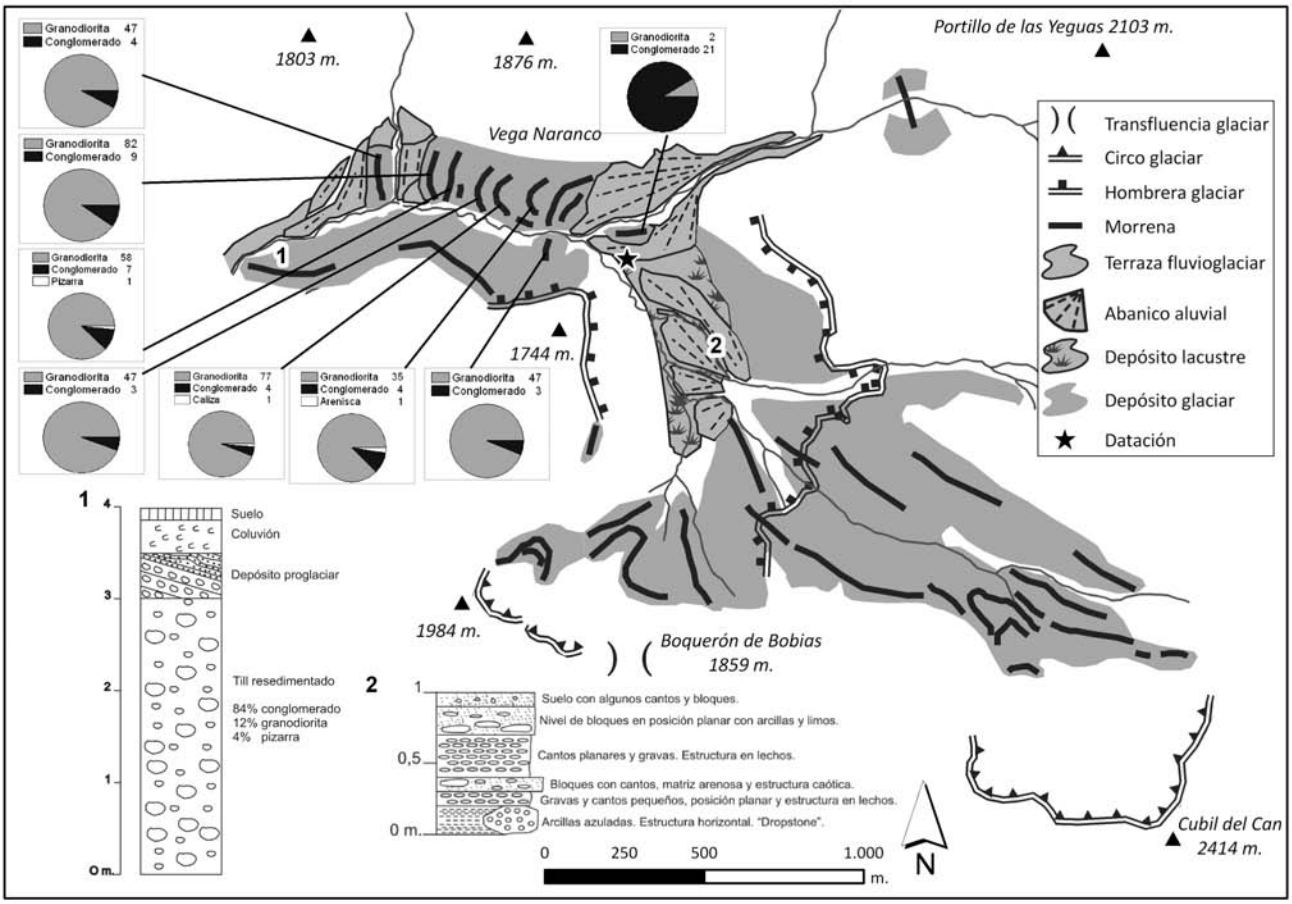


Fig. 2: Esquema glaciomorfológico y sedimentológico del valle de Vega Naranco.

El estudio de los depósitos morrénicos, en especial de la litología de los bloques que componen el complejo morrénico frontal, evidencia el momento en que la transfluencia glaciar desde el Boquerón de Bobias dejó de ocupar el valle, cortándose el aporte de granitos a los depósitos morrénicos (Fig. 2). Este momento tuvo que ocurrir antes de los 28630-28330 años cal. B.P. (Reimer et al., 2009) datados en los depósitos lacustres adyacentes a la morrena más interior del complejo morrénico frontal de Vega Naranco. Esta datación ha de tenerse en cuenta como la fecha aproximada del final de la primera fase de retroceso o inicio de la segunda, momento en que el lago de Naranco, represado por el complejo morrénico frontal citado anteriormente, se alimentaba gracias al aporte de aguas de fusión desde los glaciares de Bobias y Cubil del Can. Una vez colmatado, el paleolago ha sido cubierto por depósitos aluviales provenientes principalmente del arroyo del Cubil del Can (perfil 2 de Fig. 2).

RESULTADOS

Los estudios geomorfológico y sedimentológico nos permite describir con precisión la evolución glaciar de Vega Naranco. Así podemos aplicar el modelo de cuatro fases, utilizado ya para la vertiente occidental del macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero, 2008). Durante el **U.M.G.** el hielo llegaba hasta los 1460 metros de altitud, alimentado por un lado por el circo glaciar de Cubil del Can y por otro por la transfluencia glaciar de Bobias. Una **Fase de Retroceso I**, bastante estable, deposita el complejo morrénico frontal de Vega Naranco, con hasta 9 morrenas. La alimentación principal seguía siendo a través de la transfluencia de Bobias. Dicha alimentación deja de existir al final de esta fase, el glaciar de Bobias se acantona en la ladera meridional y el de Cubil de Can deposita la última morrena del complejo frontal de Vega Naranco. En una **Fase de Retroceso II** los glaciares de Cubil del Can y Bobias ya no llegan hasta el fondo del valle, y sus aguas de fusión alimentan el lago de Naranco. La **Última Fase Glaciar** sólo está representada en el valle de Naranco por un glaciar de circo en la cara NW del Cubil del Can.

La correlación de la evolución glaciar en Vega Naranco con lo ocurrido en otros macizos cercanos, en especial Picos de Europa, es complicada. La fecha propuesta para el fin de la Fase de Retroceso I no es perfectamente concordante con las dataciones de Moreno et al. (2010) y Serrano (comunicación personal) para Picos de Europa. Ambos sitúan una fase de equilibrio glaciar posterior al Último Máximo Glaciar en los 20.600 y 24000 años B.P. respectivamente. Hay que tener en cuenta que ambos artículos proponen un modelo de tres fases, por lo que las dos primeras fases de evolución glaciar propuestas en este artículo podrían corresponder al Último Máximo Glaciar. Posteriores dataciones de los depósitos de Vega Naranco permitirán una descripción más precisa del proceso de deglaciación en este sector de la Cordillera Cantábrica. En todo caso la datación realizada confirma un glaciarismo cuyos máximos y fases de

retroceso son más antiguos que en el caso de otras montañas europeas, al igual que ocurrió en los Pirineos (Jalut et al., 2010).

Agradecimientos
Esta investigación ha contado con la financiación del Programa FPU del Ministerio de Educación y del proyecto CRYOMONT del Ministerio de Innovación.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, E. (1987). Huellas del glaciarismo cuaternario en las cabeceras del río Esla, vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 49-59.

Castañón, J.C. (1989). *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano.* Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, Oviedo (España), 697 pp.

Jalut, G., Turu i Michels, V., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, F. J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R., Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 330–350.

Moreno, A.; Valero Garcés, B.L., Jiménez, M., Domínguez, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. & Rico, M.T. (2010). The last glaciation in the Picos de Europa Nacional Park (Cantabria Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternay Science*, 25, 1076-1091.

Pellitero, R. (2008). Evolución glaciar del Valle de Pineda (Cordillera Cantábrica, Palencia) a partir de la interpretación de depósitos morrénicos. *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008,* X Reunión Nacional de Geomorfología, Cádiz, 269-272.

Prado, C de. (1852). Notes sur les blocs erratiques de la chaîne Cantabrique. *Bulletin de la Société Geologique de la France*, 9, 171-175.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon,* 51(4):1111–1150.

Savage, J.F. (1967). Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39, 193-247.

EL REGISTRO GLACIOLACUSTRE DE LINÁS DE BROTO (VALLE DEL ARA, PIRINEO CENTRAL, HUESCA): NUEVAS APORTACIONES

C. Sancho (1), J.L. Peña-Monné (2), E. Rhodes (3), C. Arenas (1), G. Pardo (1), J.M. García-Ruiz (4) y C.E. Martí-Bono (4)

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza csancho@unizar.es
(2) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
(3) Earth and Space Sciences, University of California, 595 Charles Young Drive East, Los Angeles, CA 90095-1567 USA
(4) Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C., Apartado 13034. Campus de Aula Dei, 50080 Zaragoza

Abstract (The glaciolacustrine record of Linás de Broto: new contributions): *Based on the OSL technique, new chronological data of the glaciolacustrine record in Linás de Broto (south-central Pyrennes, Huesca, Spain) are supplied to improve the knowledge on the local palaeoclimatic scenario during Late Pleistocene. Ages of the glaciolacustrine record range between 55±9 and 49±1 ka BP. In addition, the age of the lateral moraine (Ara glacier) damming the lake is 49±8 ka BP. The sedimentary analysis indicates the occurrence of a complex lacustrine cycle of expansion and retraction that paralleled retrogradation and progradation of high energy, braided fluvial systems. The dated record indicates that the last stages of maximum extent of glaciers in the southern Pyrenees occurred before LGM.*

Palabras clave: registro glaciolacustre**,** OSL, Linás de Broto, Pirineo central
Key words: *glaciolacustrine record, OSL, Linás de Broto, Central Pyrenees*

INTRODUCCIÓN

El depósito glaciolacustre de Linás de Broto es conocido desde antiguo. Sin embargo, a pesar del elevado interés que presenta, son escasos los datos geomorfológicos, estratigráficos y cronológicos disponibles. La primera aportación a la cartografía y la sedimentología de estos depósitos se debe a Serrat et al. (1982), reelaborada posteriormente por Martí-Bono (1996). Por otra parte, la primera aproximación cronológica (30,4 ± 0,4 ka BP) es efectuada por Martí-Bono et al., (2002) mediante radiocarbono sobre muestras de polen concentrado. Este trabajo tiene como objetivo aportar nuevos datos geomorfológicos, estratigráfico-sedimentológicos y cronológicos que permitan avanzar en el conocimiento del significado paleoclimático del registro glaciolacustre de Linás de Broto, así como enmarcar los resultados obtenidos en el contexto evolutivo del glaciarismo cuaternario surpirenaico.

ÁREA DE ESTUDIO

Linás de Broto está situado en la cuenca del barranco de Sorrosal, afluente del río Ara por su margen derecha, en el Pirineo central aragonés (Fig. 1). La cuenca de ese pequeño río alcanza unos 42 km^2, teniendo su cabecera en las calizas y dolomías cretácicas y paleocenas de las Sierras Interiores Pirenaicas (Tendeñera, 2850m; Peña Otal, 2709m) y extendiéndose su cuenca media y baja en el flysch eoceno. Estas litologías favorecen un modelado en divisorias convexas de laderas suaves y una densa red de barrancos con cabeceras muy activas desde el punto de vista hidrosedimentario. Durante el Pleistoceno superior la descarga de la cuenca del río Sorrosal fue temporalmente retenida por una morrena lateral del glaciar de Ara formando un amplio lago yuxtaglaciar. La profunda incisión fluvial postglaciar ha facilitado una excelente exposición del registro sedimentario del lago, entre las localidades de Linás y Viu.



Fig. 1 . Mapa de situación.

METODOLOGÍA

En este trabajo se ha elaborado una cartografía geomorfológica detallada a partir de fotografía aérea (escala 1:18.000). Por otro lado, se levantaron dos columnas estratigráfico-sedimentológicas en el escarpe del afloramiento de Linás. Además, se muestrearon tres niveles de arenas (incluidos en una de las columnas) en el depósito glaciolacustre y una intercalación arenosa fluvioglaciar en la morrena de Viú, de cara a obtener edades OSL. La preparación y medida de las muestras se han realizado en el Research Laboratory for Archaeology and the History of Art (University of Oxford, UK), de acuerdo con los protocolos descritos por Rhodes (1988) y Murray y Wintle (2000). La tasa de dosis fue medida en campo.

EL REGISTRO GLACIOLACUSTRE DE LINÁS DE BROTO

Rasgos geomorfológicos

El registro glaciolacustre de Linás ocupa el tramo inferior del río Sorrosal. Durante las últimas fases de máximo desarrollo glaciar, el valle del río Ara estuvo ocupado por una lengua glaciar con alimentación en los macizos de Monte Perdido, Bujaruelo y Tendeñera. En la confluencia con el río Sorrosal se conservan dos de sus morrenas laterales. El propio río Sorrosal también estaba alimentado por el agua de fusión de un pequeño glaciar localizado en la cabecera de la cuenca. Esta descarga, junto con el drenaje del resto de la cuenca, fue represada por las morrenas laterales y hielo del glaciar del Ara, originando un lago de unos 2 km de longitud por 500 m de ancho, aproximadamente.

Cerca de la localidad de Viu se reconoce una de estas morrenas laterales (Fig. 2). La diferencia topográfica entre la parte superior del cordón morrénico y el techo del relleno sedimentario del lago es de unos 40 m. A su vez, esta superficie se localiza a unos 60 m del cauce actual. Aunque el lago fue alimentado básicamente por el barranco de Sorrosal, la existencia de litologías con origen en la cabecera del río Ara indica que el propio glaciar de este valle complementaba la alimentación del lago. En una posición más interna aparece otra morrena lateral del glaciar del Ara, en Fragen. Esta segunda morrena marca, por tanto, un claro retroceso del glaciar junto con un importante encajamiento de la red de drenaje en el registro glaciolacustre previo. La morrena de Fragen pudo represar igualmente un lago de menores dimensiones pero no se han identificado en campo depósitos que lo demuestren.

Además de estos registros glaciares se reconocen varios niveles fluviales encajados asociados con la actividad del río Sorrosal, fundamentalmente aguas arriba de Linás de Broto. Aunque es difícil establecer una relación temporal entre los registros fluviales y los glaciares, la posición morfológica que ocupan permite indicar que el nivel fluvial más antiguo podría ser contemporáneo de los sedimentos glaciolacustres de Linás y de la morrena lateral de Viu. Por otro lado, el nivel fluvial intermedio podría correlacionarse con la morrena de Fragen. Por último, el nivel inferior (terraza 3, en la fig. 2) se corresponde claramente con una fase de agradación fluvial más reciente, que queda colgada respecto al lecho funcional del Sorrosal.

Características estratigráfico-sedimentológicas

Se han levantado dos columnas estratigráfico-sedimentológicas en este afloramiento, cuya potencia es de 53 y 56 m.

La columna del noroeste consta de cinco tramos litológicos (Fig. 3). Los conglomerados y gravas están presentes en todos los tramos. En todos los casos tienen fábrica granosostenida, con clastos poligénicos (areniscas del Grupo de Hecho y calizas del Cretácico superior-Paleoceno) y heterométricos. Son mayoritariamente masivos (Gm), a veces con imbricación de clastos, y también presentan estratificación horizontal (Gh) y cruzada (Gt, St y Gp, Sp). Se interpretan como depósitos de barras y canales de un sistema fluvial entrelazado en que predominan los procesos acuosos tractivos de alta competencia y capacidad, sin que pueda descartarse la intervención de procesos de transporte gravitacional en flujos desconfinados en los márgenes de un cuerpo lacustre.

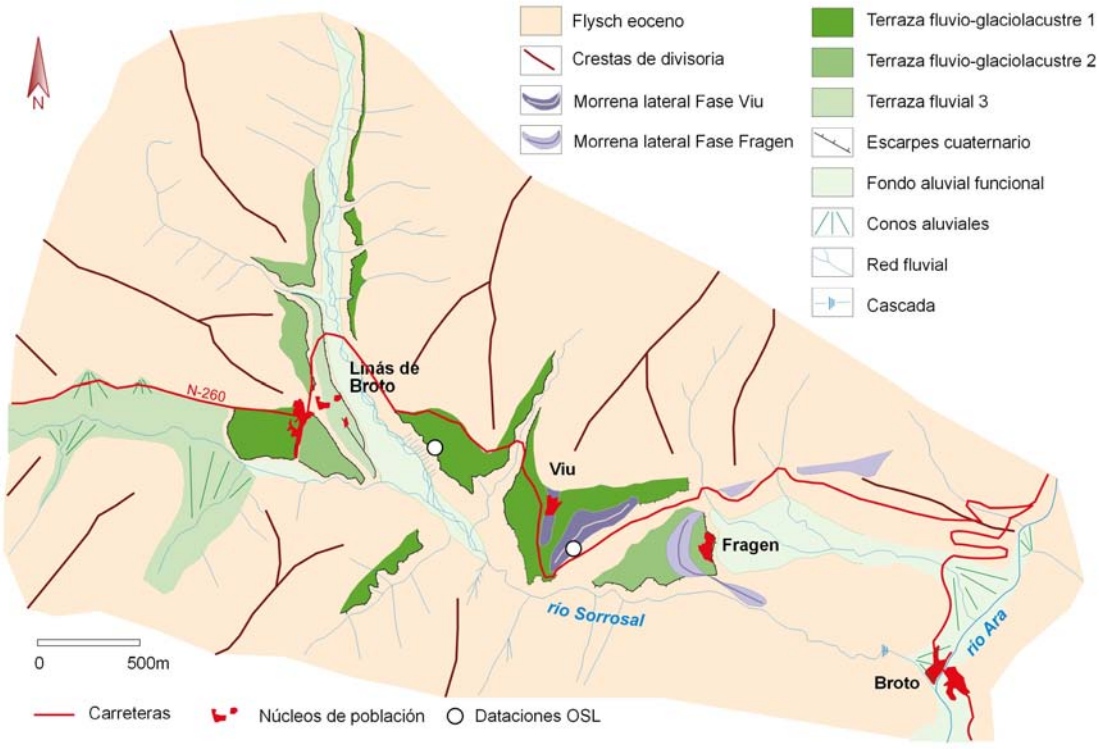


Fig. 2. Mapa geomorfológico de las acumulaciones glaciares y glaciolacustres de Linás de Broto.

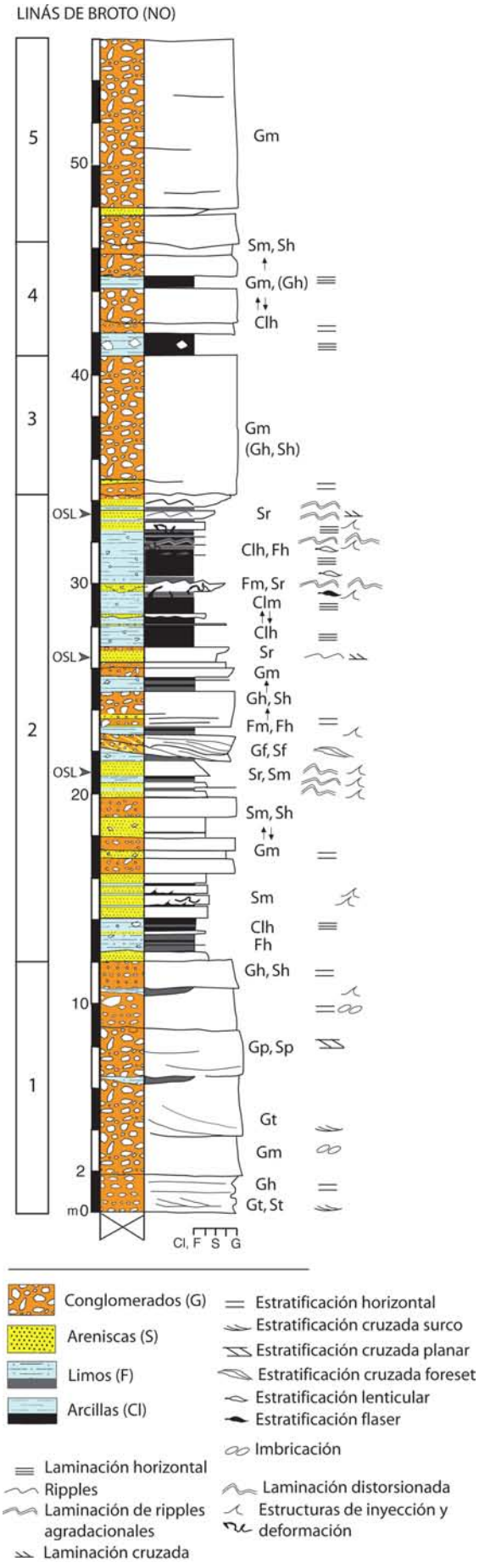


Fig. 3. Columna estratigráfica Noroeste.

El tramo 1 está formado por conglomerados y gravas con raras intercalaciones de areniscas y lutitas. Los conglomerados, con centilo de 19 a 32 cm, forman cuerpos tabulares de base erosiva. Más al este, estratigráficamente por debajo, se halla un conjunto conglomerático y arenoso con estratificación cruzada de foreset (Gf, Sf), que corresponde al frente de una barra de desembocadura.

El tramo 2 es heterolítico, con claro predominio de las areniscas y arenas, tanto masivas (Sm), como con estratificación cruzada (St), *ripples* y laminación de *ripples* (Sr); con frecuencia exhiben estructuras de deformación (p. ej., *flames*, láminas onduladas de forma aleatoria y *microrifts*) debidas, probablemente, a actividad sísmica. Los conglomerados no superan los 10 cm de centilo; en algunos intervalos presentan estratificación cruzada de foreset (Gf, Sf) y en otros son masivos. Limos y arcillas constituyen intervalos generalmente con laminación horizontal (Fh, Clh) y contienen *dropstones*. El conjunto se relaciona mayormente con la sedimentación grosera en zonas lacustres marginales (e.g., pequeños aparatos deltaicos; depósitos tabulares de flujos desconfinados) y más fina hacia zonas internas (a partir de flujos densos de fondo); en este sentido, los depósitos arenosos y limosos se intercalan entre los sedimentos arcillosos laminados lacustres de decantación.

El tramo 3, conglomerático, con un centilo de 25-28 cm, representa un depósito mayoritariamente masivo, relacionado con un periodo de alta descarga del sistema fluvial.

El tramo 4 consta de una alternancia de niveles de conglomerados (centilo ≈ 25 cm) masivos y con estratificación horizontal y de intervalos con arcillas laminadas que contienen *dropstones* de hasta 43 cm en la base del tramo. Se interpretan con la sedimentación en el margen de un cuerpo lacustre tras un episodio de rápida expansión de éste.

Los conglomerados del tramo 5 son masivos y tienen un centilo entre 20 y 25 cm. Junto al tramo 4 constituye una macrosecuencia granocreciente de progradación del sistema fluvial que desemboca en el lago.

La evolución general del perfil refleja un ciclo complejo de expansión-retracción lacustre, paralelo a la retrogradación-progradación de sistemas fluviales entrelazados de alta energía. No obstante, hay que señalar que los episodios de expansión del cuerpo lacustre (tramos 2 y, especialmente, 4) tienen un inicio brusco.

La columna del sureste incluye depósitos más distales del sistema fluvial (menor centilo de los conglomerados) y más centrales del cuerpo lacustre (mayor abundancia de las facies arcillosas de decantación, arenas y limos a partir de flujos densos de fondo).

Datos cronológicos OSL

Las tres muestras correspondientes al registro glaciolacustre presentan edades de 55±9, 82±6 y 49±11 ka, respectivamente (Fig. 3 y Tabla 1). Considerando la posición estratigráfica de las muestras parece que la edad intermedia resulta sobreestimada. Por otro lado, la muestra extraída en la morrena lateral de Viú ofrece una edad de 49±8 ka. Aunque la precisión de las edades obtenidas es baja, existen tres muestras con consistencia

estratigráfica y geomorfológica con una edad media ponderada comprendida entre 42 y 60 ka.

Tabla 1. Dataciones OSL

Código Laboratorio	Situación geomorfológica	Dosis (Gy)	Tasa de dosis (mGy/a)	Edad BP (ka)
X1598	Glaciolacustre de Linás	64 ± 14	1.32 ± 0.06	49 ± 11
X1599	Glaciolacustre de Linás	100 ± 5	1.22 ± 0.06	82 ± 6
X1600	Glaciolacustre de Linás	75 ± 12	1.36 ± 0.06	55 ± 9
X1601	Morrena lateral de Víu	86 ± 13	1.75 ± 0.08	49 ± 8

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El represamiento del río Sorrosal por el hielo y una morrena lateral del glaciar del valle del Ara favoreció el desarrollo de ambientes glaciolacustres en el entorno de Linás de Broto. El registro sedimentario resultante representa un ciclo complejo con dos fases de expansión lacustre separadas por episodios de progradación de sistemas fluviales entrelazados de alta energía (Fig. 3). Esta evolución podría ser explicada por cambios en la disponibilidad hidrológica procedente de las descargas en la cabecera de la cuenca de drenaje del río Sorrosal, controladas por el avance y retroceso del glaciar de cabecera. Por otro lado, estos cambios, afectando también al balance de masas del glaciar principal del Ara, reforzarían o debilitarían la barrera formada por el conjunto morrena lateral-hielo, de manera que podrían producirse vaciados o llenados rápidos del lago por apertura o sellado de grietas en la masa de hielo. En cualquier caso, se trataría de variaciones climáticas entre los estadios isotópicos MIS 3 y 4 las que controlarían la dinámica glaciar y, como consecuencia, la actividad morfosedimentaria del sistema glaciolacustre de Linás de Broto.

La existencia de una etapa de expansión glaciar importante en el valle del Ara entre 42 y 60 ka parece que tiene expresión regional. Así, el till de Salinas de Sin, en la confluencia de los ríos Cinca y Cinqueta, tiene una edad de 62,7±3,9 ka (Sancho et al., 2003, 2004; Lewis et al., 2009). Por otro lado, la morrena M2 de Castiello de Jaca, en el valle del Aragón ofrece una edad de 68±7 ka (García Ruiz et al., 2011). Por último, en los alrededores de Sabiñánigo aparecen amplias terrazas fluvioglaciares con edades comprendidas entre 62,7±3,9 y 69±8 ka (Peña et al., 2004; Lewis et al., 2009). Aunque no se disponen de datos cronológicos, la morrena de Fragen podría correlacionarse con la fase glaciar de Senegüé definida por Peña et al. (2004) a partir de las edades (36±3 y 36±2 ka) obtenidas en su morrena terminal (Lewis et al., 2009).

En este sentido, los datos cronológicos del registro glaciolacustre de Linás de Broto vienen a confirmar la existencia de una etapa fría con desarrollo importante de los glaciares surpirenaicos en torno al MIS 4. Probablemente, las morrenas laterales de Viú y Fragen corresponden a las últimas etapas de máxima extensión glaciar en los Pirineos, en sintonía con la hipótesis propuesta por García-Ruiz et al. (2003).

Agradecimientos

Este trabajo constituye una aportación de los grupos de investigación *PaleoQ*, *Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales* y *Geomorfología y Cambio Global* del Gobierno de Aragón-Universidad de Zaragoza.

Referencias bibliográficas

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. & González-Sampériz, P. (2003). Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.

García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. & Constante, A. (2011). Timing of the maximum glacial extent for the last two glacial cycles in the Aragón Valley, Central Western Pyrenees. *Geografiska Annaler* (en revisión).

Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña J.L. & Rhodes, E. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.

Martí-Bono, C. (1996). *El glaciarismo cuaternario en el Alto Aragón Occidental.* Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 254 p.

Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. & García-Ruiz, J.M. (2002). El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. In: Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado M.J. (Eds.). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Instituto Geológico y Minero de España, 77-83.

Murray, A.S. & Wintle, A.G. (2000). Luminiscence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.

Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rodhes, E. (2004): Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvioglaciares (Pirineo de Huesca). En: J.L. Peña Monné, L.A. Longares Aladrén y M. Sánchez Fabre (eds). *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Universidad de Zaragoza, 71-84, Zaragoza.

Rhodes, E.J. (1988). Methodological considerations in the optical dating of quartz. *Quaternary Science Reviews*, 7, 395-400.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvioglacial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial maximum in the Pyrenees? En: Ruiz Zapata, M.B. et al. (eds.): *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Univ. Alcalá de Henares-Mº Ciencia y Tecnología-INQUA.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios de las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*, Sociedad Geológica de España, 181-205, Madrid.

Serrat, D., Vilaplana, J.M. & Martí-Bono, C. (1982). Some depositional models in glaciolacustrine environments (southern Pyrenees). En: Evenson, E.B., Schlüchter, Ch. y Rabassa, J. (Eds.). *Tills and related deposits*. Balkema, 231-244 p.

MÁXIMO GLACIAR Y MAYOR ESTABILIZACIÓN EN LOS GLACIARES PLEISTOCENOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL: SIGNIFICADO GÉNETICO Y EVOLUTIVO

R.M. Carrasco (1), D. Domínguez-Villar (2), J.K. Willenbring (3) y J. de Pedraza (4)

(1) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de CC Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha, Avda. Carlos III, s/n. 45071 Toledo. España. Rosa.Carrasco@uclm.es
(2). Departamento de Geología, Universidad de Alcalá de Henares, Ctra. N-II, km 36,600, Alcalá de Henares, 28871 Madrid. d.dominguezvillar@bham.ac.uk
(3) Dpt. of Earth and Environmental Science, University of Pennsylvania, 266B Hayden Hall, 240 South 33rd Street, Philadelphia, 19104 PA, USA. jane.willenbring@sas.upenn.edu.
(4) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Geología, C/ José Antonio Nováis, 2. 28040 Madrid. javierp@geo.ucm.es

Abstract (Glacial Maximum and Major Stabilization of the Pleistocene Glaciers in the Spanish Central System): *Recent fieldwork carried out in the Spanish Central System, provide new geomorphologic indicators in the whole region that allow to reconsider the extension of glaciers during Last Glacial Maximum. Thus, a clear differentiation is observed between the stage of maximum glacier advance (Glacier Maximum, MG) and the major stabilization of the ice masses (major stabilization, ME). This is a critical issue in order to understand the glacier dynamics in the region not only because the limited retreat at the glaciers front but because of the exposure of areas in the higher sectors that were previously covered with the glaciers. The MG and ME stages have been identified in all the sectors of the Spanish Central System. In order to avoid chronologic errors (e.g., when the Last Glacial Maximum took place) is essential to precisely know the significance of the geomorphologic indicator being dated.*

Palabras clave: Sistema Central Español, máximo glaciar, Glaciación Pleistocena, cronología glaciar
Key words*: Spanish Central System, Glacial Maximum, Pleistocene Glaciation, Glacial Chronology.*

INTRODUCCIÓN

El Sistema Central Español es una montaña media mediterránea que forma la divisoria natural entre ambas mesetas y cuyas cimas se sitúan a cotas medias de 1500-1700 ó 1900-2100 m según los sectores. Se trata de una cadena orográfica intraplaca, originada durante la orogenia Alpina por la reactivación de fracturas antiguas (tardihercínas o variscas) y forma parte de la región geológica denominada Macizo Hespérico o Ibérico, uno de los grandes macizos antiguos europeos (Fig. 1). Su morfoestructura se organiza mediante un sistema de bloques escalonados que culmina en planicies definiendo la característica "escalera de piedemonte". Este sistema de bloques queda compartimentado por depresiones transversales tipo corredor, a favor de las cuales se han originado las principales gargantas. Tanto las planicies culminantes o mesetas, como los corredores-gargantas transversales, fueron elementos morfológicos determinantes del tipo de glaciarismo que se desarrolló en estas montañas.

Durante el último periodo glaciar, todos los macizos del Sistema Central Español con cota absoluta superior a los 2000 m estuvieron ocupados por masas de hielo que formaron glaciares de meseta, valle, ladera y circo. El Máximo Glaciar en todas estas áreas tradicionalmente se ha determinado mediante la morrena de mayores dimensiones (en lo sucesivo la "morrena principal" o MP). Consecuentemente, este indicador geomorfológico se identificó como la posición más externa de todo el conjunto de depósitos reconocidos hasta ese momento en los paleoglaciares del Sistema Central y, a la vez, también como el indicador de la etapa de mayor estabilización de las masas de hielo. De acuerdo con este esquema, el complejo morrénico menor y más externo presente en el paleoglaciar de La Laguna Grande de Peñalara, se consideró una anomalía o excepción (Pedraza y Carrasco, 2005). Con los datos obtenidos durante varios años de investigaciones en la Morfología Glaciar de Sistema Central, se han podido determinar claramente cuáles son los indicadores geomorfológicos del Máximo Glaciar en estas montañas. Esto permite precisar los trabajos de cronología y elimina ciertas incongruencias planteadas previamente, entre otras, la antes citada del paleoglaciar de La Laguna Grande de Peñalara.

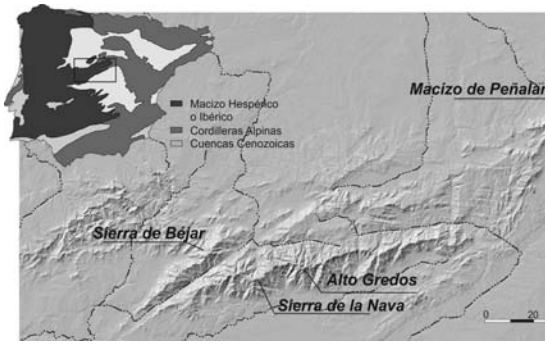


Fig. 1. Esquema de situación del Sistema Central español y los macizos/sectores citados.

INDICADORES GEOMORFOLÓGICOS DEL MÁXIMO GLACIAR: NUEVOS DATOS

La identificación en la Garganta de la Serrá (Sierra de Gredos) de unos depósitos de till ocupando una posición externa respecto a la morrena principal (MP, Fig. 1), obligaban a replantearse su significado evolutivo. De acuerdo con ello, se propuso un

esquema evolutivo en el que se separan claramente la etapa de máxima extensión de los glaciares o "Máximo Glaciar" (MG) y la de "Mayor Estabilización" (ME) (Carrasco, 1997; Fig. 2).

Trabajos posteriores y, sobre todo, los realizados durante los últimos años en el contexto del proyecto GLACIOSICE-2008 (Carrasco et al., 2009), han permitido generalizar a lo largo de todo el Sistema Central Español esa separación entre el Máximo Glaciar (MG) y la Mayor Estabilización (ME). Estos datos, constituyen también la base de la secuencia de detalle elaborada mediante indicadores geomorfológicos (sistemas de morrenas, bloques erráticos, crestas de recesión, pulidos, umbrales y hombreras, etc.) y que concreta las etapas evolutivas del glaciarismo en estas áreas (Carrasco et al., 2011a).

En dicha secuencia, los indicadores geomorfológicos de la máxima extensión de los hielos (MG) forman parte de un conjunto de depósitos de till externos a la morrena principal (MP) y que se han denominado "depósitos periféricos" (DP). Se trata, según las zonas, de formaciones de bloques dispersos o de complejos de morrenas de dimensiones muy inferiores a las de la morrena principal. Un ejemplo de los primeros aparece bien definido en la Garganta de la Serrá (Sierra de la Nava; ver Fig. 1), ejemplo de los segundos son las morrenas menores más externas en los valles del Duque (Sierra de Béjar), de La Laguna Grande de Peñalara (Macizo de Peñalara); de Bohoyo y del Pinar (Alto Gredos). En casos estas morrenas aparecen adosadas a la principal e incluso quedan parcialmente fosilizadas indicando un posible ligero reavance de los hielos (Fig. 3). Finalmente, cabe señalar que estas situaciones no son excluyentes, dándose el caso de paleoglaciares en los que aparecen definidos ambos elementos morfológicos, bloques dispersos y morrenas, como en el valle del Endrinal (Sierra de Béjar) o en el de Prado Puerto (Alto Gredos).

Estos depósitos periféricos indican también una etapa precoz de retroceso de los glaciares, ocurrida entre la de máxima extensión (MG) y la de mayor estabilización de los hielos (ME). Así pues, la separación entre ambos máximos está claramente fundamentada en los indicadores geomorfológicos. Anotemos finalmente, que la etapa de mayor estabilización es la previa a las "etapas de deglaciación".

La mayoría de los paleoglaciares en los que están mejor definidos los depósitos periféricos (DP), han sido muestreados con el objetivo de establecer una cronología lo más precisa posible de esta etapas evolutivas. Junto a los indicadores geomorfológicos, se han cuidado especialmente los procedimientos de campo y las técnicas de laboratorio para recolectar y preparar las muestras dirigidas a determinar los contenidos de ^{10}Be. Además se ha desarrollado una metodología para evaluar las tasas de erosión y realizar las correcciones de los resultados analíticos que mejoren la exactitud de las dataciones (Domínguez et al., 2011). Hasta el momento únicamente se tienen resultados en tres valles de la Sierra de Béjar (Cuerpo de Hombre, Endrinal y Duque). Las primeras estimaciones (Carrasco et al., en preparación), apuntan una edad de 27,2 ± 2,7 ka y 26,7 ± 2,8 ka para el Máximo Glaciar (MG); esta



Fig. 2. Máximo glaciar (línea punteada, a la izquierda de la imagen) y Mayor estabilización (línea discontinua, a la derecha de la imagen) en el paleoglaciar de la Serrá (Sierra de Gredos).Las líneas continuas indican la dirección del flujo del hielo.



Fig. 3 Máximo glaciar (línea continua) y Mayor estabilización (línea discontinua) en el paleoglaciar de la Galin Gómez (Sierra de la Nava, Macizo Central de Gredos). La línea continua indica la dirección del flujo del hielo.

cronología solapa parcialmente con los resultados obtenidos mediante dataciones de ^{36}Cl en la Garganta de Gredos (Palacios et al., 2011). Sin embargo, ambas difieren de la cronología presentada en Serra da Estrela mediante dataciones de termoluminiscencia, que sitúan el Máximo Glaciar entre 30.0 ± 4.5 y 33.1 ± 5.0 ka (Vieira et al., 2001). En lo relativo a la Mayor Estabilización (ME), los datos correspondientes a los valles del Endrinal y Cuerpo de Hombre dan un rango de edades entre 17.3 ± 1.9 y 21.0 ± 2.1 ka; anotemos que la primera de estas cronologías, corresponde a un bloque de la morrena principal de Cuerpo de Hombre cuya posición es imprecisa y puede situarse en la máxima estabilización y o en el inicio de la deglaciación.

DISCUSIÓN Y CONCUSIONES

Desde el punto de vista metodológico y de los procedimientos de trabajo encaminados a elaborar cronologías absolutas de las etapas evolutivas, estos datos confirman la necesidad de investigar en detalle la geomorfología glaciar para identificar con precisión los indicadores geomorfológicos en que se basa la secuencia evolutiva a datar. Los "sofisticados procedimientos de laboratorio" utilizados en los trabajos de datación, deberían estas apoyados en procedimientos de campo y cartografías geomorfológicas muy precisas para minimizar las incertidumbres en la cronología (EGU, 2011).

Este es uno de los objetivos planteados en nuestras investigaciones (Carrasco et al., 2009) y con ello se pretende contribuir a conocer mejor la causa de esa

posible diacronía entre la edad establecida para el Máximo Glaciar más reciente en algunas montañas mediterráneas y la que se ha determinado para regiones más septentrionales, denominado globalmente Último Máximo Glaciar (LGM) (ver: Hughes et al., 2006). Si esa diacronía es debida a causas climáticas, responde a defectos metodológicos en los procedimientos de datación, o ambas a la vez, ha sido un tema de atención en los últimos años (ver al respecto: Hughes & Woodward 2008; García Ruiz et al., 2010). Sin embargo, apenas se citan los posibles errores debidos al uso de indicadores geomorfológicos poco elaborados, que es la línea de trabajo que aquí proponemos desarrollar también.

En lo relativo al conocimiento de los procesos glaciares en el Sistema Central, la presencia de esa etapa de retroceso previa a la estabilización, permite explicar la dimensión de la morrena principal como un proceso asociado al mayor aporte de material de las laderas recién liberadas de la masa de hielo confinante. La identificación de avalanchas de roca en una zona específica del valle de Cuerpo de Hombre, ocurrida según un proceso que se ha explicado a partir de la "descompresión por liberación de masa de hielo (*debuttressing*)" (Carrasco et al., 2010; 2011b) aconseja profundizar en esta línea de trabajo.

Los datos obtenidos hasta el momento confirman la cronología tradicional basada en correlaciones regionales y que asignaba todo el glaciarismo del Sistema Central al último ciclo o periodo glaciar (Pleistoceno Superior) (Fränzle 1955). Sin embargo y aun considerando que haya podido existir un reavance de los hielos entre las etapas de máxima extensión y mayor estabilización, de momento los datos cronológicos apuntan a que deben descartarse subetapas evolutivas como las que se habían propuesto basándose en la presencia de complejos morrénicos externos e internos (ver al respecto: Pedraza, 1989). De cualquier manera este es un tema aún por investigar, en el que serán determinantes los datos cronológicos aportados por un mayor número de dataciones y las relaciones de causalidad para ambas etapas (MG y ME) basadas en la secuencia paleoclimática de referencia que se está elaborando y de la cual ya se tienen algunos resultados previos (Domínguez et al, 2011b).

Agradecimientos: A las autoridades del Parque Regional de la Sierra de Gredos de la JCyL y al Ayuntamiento de Candelario por permitirnos el trabajo de campo. Este trabajo constituye una contribución a los proyectos CGL2008-03396/BTE y PII1I09-0138-6113, financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación y la Consejería de Educación y Ciencia de la JCCM, respectivamente. A los revisores, Drs. Serrat y Bordonau, por sus indicaciones que han contribuido a mejorar este trabajo.

Referencias bibliográficas

Carrasco, R. M. (1997). *Estudio Geomorfológico del Valle del Jerte (Sistema Central Español): secuencia de procesos y dinámica morfogenética actual*. Tesis Doctoral. UCM, Madrid, 343 pp.

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D. et al., (2009). Chronology and causes of the Last Glacial Maximum in Spanish Central System: the project methodology. In: Conference Abstracts, *Ancient Landscapes-Modern Perspectives* (Melbourne: IAG). www.geomorphology2009.com

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Sanz-Santos, M.A., Dominguez-Villar, D. & Willenbring, J. K. (2010). El glaciar de Cuerpo de Hombre (Sierra de Béjar, Sistema Central Español) durante la deglaciación: génesis primaria del till supraglaciar de Los Hermanitos. *Geogaceta*, 49 (en prensa).

Carrasco, R.M., Pedraza, J, Muñoz-Rojas, J. *et al*. (2011a). Morphology and evolution of the Pleistocene plateau icefield in the Sierra de Béjar (Spanish Central System). *Scottish Geographical Journal,* ID: RSGJ-2011-0007 (en revisión).

Carrasco, R.M., Pedraza, J. & Dominguez-Villar, D. (2011b). The supraglacial debris supply in Cuerpo de Hombre paleoglacier (Spanish Central System). Reconstruction and interpretation of a rock avalanche event. *Geophysical Research Abstracts,* Vol. 13, EGU2011-1808.

Domínguez-Villar, D., Willenbring, J., Carrasco, R.M., & Pedraza, J. (2011). Sub-aerial granite and gneis weathering rates in Spanish Central System and their implications for terrestrial cosmogenic nuclide dating. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011.

Domínguez-Villar, D.; Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Willenbring J.K. &, Edwards R.L. (2011b). Oxygen isotope record from 33 to 9 ka BP based on stalagmites from Eagle Cave, Spain. XVIII INQUA.

EGU-2011: Glacial landforms and palaeoclimatic interpretation. GM9.2. Stefan Winkler (Convener) and Tim Davies, Lasafam Iturrizaga and Martin Kirkbride (Co-Conveners).

Franzle, D. (1955). *Glaziale und periglaziale Formbildung im östlitchen Kastilichen Scheidegebirge (Zentralspanien)*. Bonner Geogr. Abh. Berlin, 80 pp.

García-Ruiz, J. M, Moreno, M, González Sampériz, P, Valero Garcés, B. & Martí Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24(1-2), 35-46.

Hughes, P.D., Woodward, J.C. & Gibbard, P.L. (2006) Quaternary History of the Mediterranean mountains, *Progress in Physical Geography*, 30, 334-364.

Hughes, P. D. & Woodward, J. C. (2008) Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage, *Journal Quaternary Science,* 23, 575–588.

Palacios, D., Marcos, J. & Vázquez-Selem, L. (2011). Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International,* 233,16-26

Pedraza, J. (1989). El Cuaternario del Sistema Central. En: *Mapa del Cuaternario de España, E. 1:1.000.000,* (A. Pérez-González, P. Cabra & A. Martín-Serrano, eds.) IGME, Madrid, 163-173.

Pedraza, J. & Carrasco, R.M (2005). El glaciarismo Pleistoceno del Sistema Central. *AEPECT*, 13(3), 242-251

Vieira, G., Ferreira, A.B., Mycielska-Dowgiallo, E., Woronko, B. & Olszak, I. (2001) Thermoluminiscence dating of fluvioglacial sediments (Serra da Estrela, Portugal). In: *Actas V Renunião do Quaternário Ibérico.* SPG, Lisbon 85-88.

DATACIONES CON ISÓTOPOS COSMOGÉNICOS (^{10}Be): *EL "LGM" (LAST GLACIAL MAXIMUM) Y "the LAST TERMINATION"* EN LOS VALLES DEL GRAN VALIRA Y LA VALIRA DEL NORD (PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES)

V. Turu i Michels (1), J.R. Vidal-Romaní (2) y D. Fernández-Mosquera (2)

(1) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, Andorra la Vella AD 500, Principat d'Andorra. igeofundacio@andorra.ad
(2) Instituto Universitario de Xeoloxia. Universidade da Coruña. Edificio Servicios Centrais de Investigacion. Campus de Elvina. 15072. A Coruña. Spain

Abstract (Terrestrial Cosmogenic Nuclide ^{10}Be datings. The Last Global Maximum and the Last Termination in the Valira Valleys, Principality of Andorra, Southeastern Pyrenees): *A total of six ^{10}Be TNC results from glaciated humps from the NW of the andorran valleys are shown here, ranging between 18 Ka to 9 Ka. Combining such results with ^{14}C data from glacial sediments has been possible to reconstruct the glacial dynamics at the end of the Pleistocene that we can resume as follows: different glacial pulsations and stabilisations are record after the LGM, but the glacier front don't reach forward the previous ones. The general trend of such stabilisations follow the Dryas I, II and III climatic pattern, being the Valira del Nord glacier tonge always under 1700 m a.s.l, Just after the Younguer Dryas the Valira Nord glacial tongue retreat and stays above 2000 m a.s.l. at the glacial cirque, while a coarse grained sedimentation took place at the bottom of the glaciated valley until the complete melting of the glacier.*

Palabras clave: LGM, Tardiglaciar, cosmogenicos, Principado de Andorra
Key words*: LGM, Late glacial, Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN), Principality of Andorra*

INTRODUCCIÓN

En septiembre 2002 se procedió al muestreo de diversas superficies de erosión y bloques morrénicos con el objetivo de datar las fases glaciares del último ciclo glaciar. Los resultados obtenidos en 2007 concuerdan con los esperados y conforme con los resultados obtenidos por otros investigadores en sectores limítrofes al estudiado (Jalut et al., 1982; Rodés, 2008; Delmàs, 2008).

SITUACIÓN

La cuenca estudiada se sitúa en el NW del Principado de Andorra y presenta unos 146 Km^2. Esta subdividida en dos valles, el valle de Ordino en donde nace el Valira del Nord (Arcalís, 2.475 m) y el valle de Arinsal (Coma Pedrosa, 2942 metros). Ambos valles confluyen en La Massana a unos 1.185 metros y éste a su vez confluye con el valle principal en Les Escaldes (1.020 m). Geológicamente la cuenca presenta litologías metasedimentárias prehercínicas con una gradación metamórfica N-S, existiendo rocas gneísicas en el extremo norte (domo térmico del Hospitalet) y pizarras con foliación tectónica hacia el sur (anticlinal de la Massana), junto con corneanas en contacto con el granitoide tardiherciniano de Andorra-MontLluís en la confluencia con el Valira d'Orient.

ANTECEDENTES

Recientemente la deglaciación de los Pirineos ha sido objeto de un estudio comparativo con la cadena Cantábrica (Jalut et al., 2010). Estos autores establecen tres grandes etapas:
1) Entre 48 y 32 Ka fase post máximo de retroceso glaciar (correlacionable con los eventos 12 a 6 de Dansgaard-Oeschger).
2) Entre los 32 y los 18 Ka fase de reavance general de los glaciares según un patrón de retrocesos y avances rapidos (*surge events*), favoreciendo la formación de lagos y una sedimentación glaciolacustre marcada por importantes discontinuidades sedimentarias.
3a) Entre 18 y 15 Ka se produce un retroceso glaciar generalizado.
3b) Entre 15-13,3 Ka, *the Last Termination*, los retrocesos glaciares son todavía mayores coincidiendo con la mejora climática entre el final del Oldest Dryas (GS-2a) y el final del Bölling-Alleröd (G1-1e a G1-1c), siendo polínicamente observado que la etapa del GS-2a no fue de frío constante.

EL ÚLTIMO CICLO GLACIAR EN ANDORRA

En el último ciclo glaciar prácticamente la totalidad de los valles del Principado estaban ocupados por hielo, siendo de 43 Km la longitud de la lengua glaciar en la fase de máxima extensión (Turu & Peña, 2006), siendo anterior a los 32.789 ± 1.187 años (Jalut & Turu, 2008) y posiblemente alrrededor de los 59 Ka (muestra AND 6 de ^{21}Ne) a partir de la superficie de pulido glaciar presente en el Roc del Quer (1.730 m en Canillo). Durante la deglaciación los glaciares de Arinsal y de Ordino se retiraron de La Massana (Turu 2002) formandose un lago yuxtaglaciar a partir de la obturación producida por el glaciar del valle principal, al tiempo que fue construido un complejo morrénico lateral en Engolasters (Escaldes). De forma posterior al máximo glaciar global (LGM) los glaciares se retiraron hacia la cabecera de los valles dejando de ser obturado la Valira del Nord por el glaciar del valle principal. Es en éste contexto de remisión final de los glaciares (*The Last Termination*) que se inscriben las dataciones por ^{10}Be de superficies de pulido glaciar refrendadas con dataciones de ^{14}C.

METODOLOGÍA Y MUESTREO

La hipótesis de trabajo fue presuponer que un valle las superficies de pulido glaciar presenta edades

más jóvenes en cabecera (circos glaciares) que en sectores alejados, para ello se eligió el valle de la Valira del Nord (Fig.1) del cual se disponen dataciones absolutas (Turu, 2002). No obstante se muestreó también el complejo morrénico de Engolasters por su especial significación geomorfológica. El método de muestreo ha sido la de escoger siempre filones y venas de silicatos susceptibles de presentar abundantes cristales de cuarzo, siendo la misma que la aplicada por Fernández-Mosquera (2002) en el NW de la Península Ibérica.

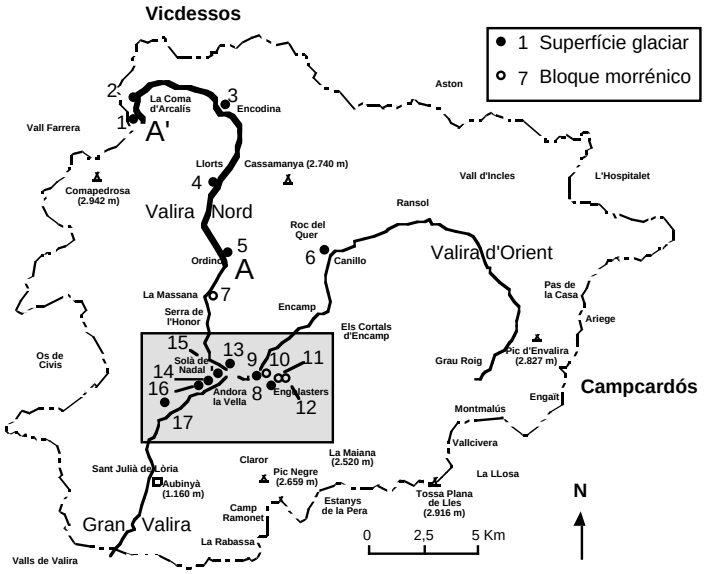


Fig. 1: Se presenta en esta comunicación la discusión de los resultados de las muestras 1, 3, 4, 9, 13 y 15, el restose encuentran publicadas en este volumen de actas. La zona sombreada corresponde a la área englaciada en el LGM y cartografiada en detalle (Fig. 2). A-A' recorrido del glaciar de la Valira Nord en the Last Termination (Fig. 4). En el punto 5 se encuentra la localidad de Sornás, constantemente referenciada en éste texto por las dataciones AMS de que se disponen.

DATOS DE LABORATORIO

De un total de 17 muestras se escogieron 6 para datar con ^{10}Be. A diferencia de las muestras de ^{21}Ne (ver comunicación S4 publicada en actas) se han obtenido resultados de las muestras en litología granítica. A continuación se exponen los resultados obtenidos:

Ref.	^{10}Be	Quarzo	Sector
AND 1	3,19789	42,63	Arcalís
AND 13	1,30881	17,65	Engordany
AND 15	1,62089	10,86	Solà Nadal
AND 3	2,34363	39,00	Encodina
AND 4	1,95781	20,79	Llorts
AND 9	3,35293	33,29	Engolasters
atoms/g	**x10^5**	**g**	

Tabla 1: Resultados obtenidos en el laboratorio PRIME (Prude University, Indiana, USA) en 2004 (NIST 4325 standard, ver http://www.physics.purdue.edu/primelab/).

RESULTADOS Y TASAS DE EROSIÓN

Las edades que arrojan las muestras se sitúan entre el Pleistoceno superior (AND 9) hasta principios del Holoceno (AND 1), tal como se puede observar a la tabla 2. A diferencia del ^{21}Ne el ^{10}Be es un isótopo inestable y se desintegra con el tiempo en ausencia de irradiación, es decir que no se acumula indefinidamente como el ^{21}Ne. Este hecho hace que la superficie datada presente una máxima acumulación del isótopo en la superficie en condiciones de no erosión. Por el contrario en el caso que exista una erosión de la superficie constante en el tiempo se llega a la situación de equilibrio estacionario en menor tiempo, ya que se suma la perdida de concentración del isótopo a la desintegración del mismo pero la concentración (at/g) es menor que en una situación de equilibrio sin erosión. Debido a estas diferencias las superficies datadas con ^{21}Ne pueden verse fácilmente influenciadas por una herencia de exposiciones, mientras que para los isótopos radioactivos (^{10}Be) este efecto puede pasar desapercibido.

Según Fernández-Mosquera (2002) la atenuación de la tasa de producción al penetrar en la roca varia de forma exponencial según:

$$P = P_0 \, e^{-M/\Lambda}$$

donde P es la producción a una determinada profundidad y P_0 en la superfície, Λ y M corresponden al coeficiente de atenuación másico (170 g/cm^2) y M el material atravesado (g/cm^2). Conviene entonces hablar mejor de profundidad de atenuación característica (z*) o de su inversa (coeficiente de absorción, μ) y que varia en función del tipo de roca según:

$$Z^* = \Lambda / \rho$$

Siendo ρ la densidad de la roca (2,7 g/cm^3). A partir de esa profundidad la producción decrece exponencialmente. Una vez datada la superficie y suponiendo un modelo erosivo estacionario, sin cambios bruscos, según Fernández-Mosquera (2002) se puede calcular la tasa de erosión aparente a partir del tiempo de exposición efectivo (Teff) según la expresión:

$$T_{eff} = \frac{N(0)}{P(0)} = \frac{1}{\lambda + \mu\varepsilon}$$

Donde "ε" la tasa de erosión, "λ" la constante de semidesintegración. Dado que el ^{10}Be no es estable λ = 0,693 / 1,36 ± 0,07 Ma según el patrón ICN tendríamos las siguientes tasas de erosión (tabla 3).

Ref.	Geomorfología	Altura	Edad (años)	2σ
AND 1	Circo Glaciar	2.460	9.831	± 643
AND 3	Roca aborregada	1.730	11.921	± 943
AND 4	Valle glaciar	1.530	11.489	± 999
AND 9	Hombrera glaciar	1.648	18.077	± 1.309
AND13	Roca aborregada	1.108	10.562	± 1.155
AND15	Roca aborregada	1.226	11.950	± 1.495

Tabla 2: Dataciones absolutas mínimas obtenidas (Teff)

Muestra	Altura (m)	Edad (años)	ε (cm/a) x10^{-4}	Producción Atm/a
AND 1	2.460	9.831	63,7 ± 3,9	32,6016
AND 3	1.730	11.921	52,5 ± 3,9	12,4216
AND 4	1.530	11.489	54,5 ± 4,5	13,6012
AND 9	1.648	18.077	3,45 ± 2,4	19,7139
AND13	1.108	10.562	5,93 ± 6,2	17,0855
AND15	1.226	11.950	5,24 ± 6,3	18,6256

Tabla 3: Tasas de erosión obtenidas a partir de la edad de las superfícies datadas por ^{10}Be, que prácticamente se puede asumir de ε =Z/Teff. La tasa de producción se ha obtenido utilizando "CRONUS-Earth online calculator:" (http://hess.ess.washington.edu/math/) sin correcciones.*

Todas las tasas de erosión aparentes (Teff) tienen el mismo orden de magnitud ya que todas las muestras se subscriben en litologías de similar dureza (cristalinas o metamórficas y corneanas) y el proceso formador de éstas es el mismo (erosión glaciar). Los valores resultan ser similares a los obtenidos por Delmas et al. (2009) en los circos glaciares del macizo glaciar del Carlit (Pirineos Orientales) en base a cálculos geomorfológicos. Estos autores han observado que las tasas de erosión más importantes se obtienen en sectores de litología pizarrosa, mientras que los sectores inscritos en rocas cristalinas o metamórficas son menores.

EL LGM EN EL GRAN VALIRA

En el tramo de confluencia del glaciar de la Valira del Nord con el de la Valira d'Orient (Fig. 2) se disponen de diversas dataciones por ^{14}C correspondientes a sedimentos glaciares y post-glaciares. En la Tabla 4 se muestran los resultados de las dataciones ^{14}C obtenidas. La muestra β-169909 fue extraída de un till subglaciar con intercalaciones coluvionares adosado en la vertiente de "Els Vilars" (cota 1.283 m) y correspondiente a la situación glaciar cartografiada para el estadio 2 (Fig. 2), datandose el sedimento total de la fracción coluvionar (20.250-19.350 cal BP). Las muestras β-203442 y β-203443 (Tabla 4) fue extraída del detritus de perforación correspondiente a la construcción de un pozo en Engolasters (cota 1.575 m) a 60 m de profundidad (Fig. 2), formando parte del till situado a 45 m de profundidad del cordón morrénico más externo del lago de Engolasters (Fig. 2), el cual se encuentra situado por debajo de los sedimentos del cono de deyección activo de la "*canal de l'Allau*" (Fig. 2) y que cerca de su base (a 30 m de profundidad) éstos datan de 9.700-9.540 años cal BP. La datación por sedimento total arrojó una edad de 18.960-18.080 años cal BP para la muestra de 60 m de profundidad y ya en till, hecho que indica que el till corresponde al cordón morrénico y hombrera rocosa del estadio glaciar relativo 2 (Fig. 2).

Ambas dataciones (Els Vilars y Engolasters 60 m) concuerdan con los resultados de la muestra AND 9 y permite decir que el cordón morrénico lateral más interno (de un total de 3 cordones morrénicos) del lago de Engolasters corresponde al LGM (Fig. 2).

Ref.	Lugar	$^{13}C/^{12}C$	AñosBP	2σ
β169909	Vilars	-25,3 ‰	16.610	±60 BP
β203443	Allau 60	-24,5 ‰	15.499	±70 BP
β203442	Allau 30	-24,1 ‰	8.650	±40 BP

Tabla 4: Dataciones absolutas ^{14}C por AMS en sedimento total por Beta Analytic Inc. para las muestras de "Els Vilars" y "Pou de la font de Closa" en septiembre 2002 y mayo 2005 respectivamente.

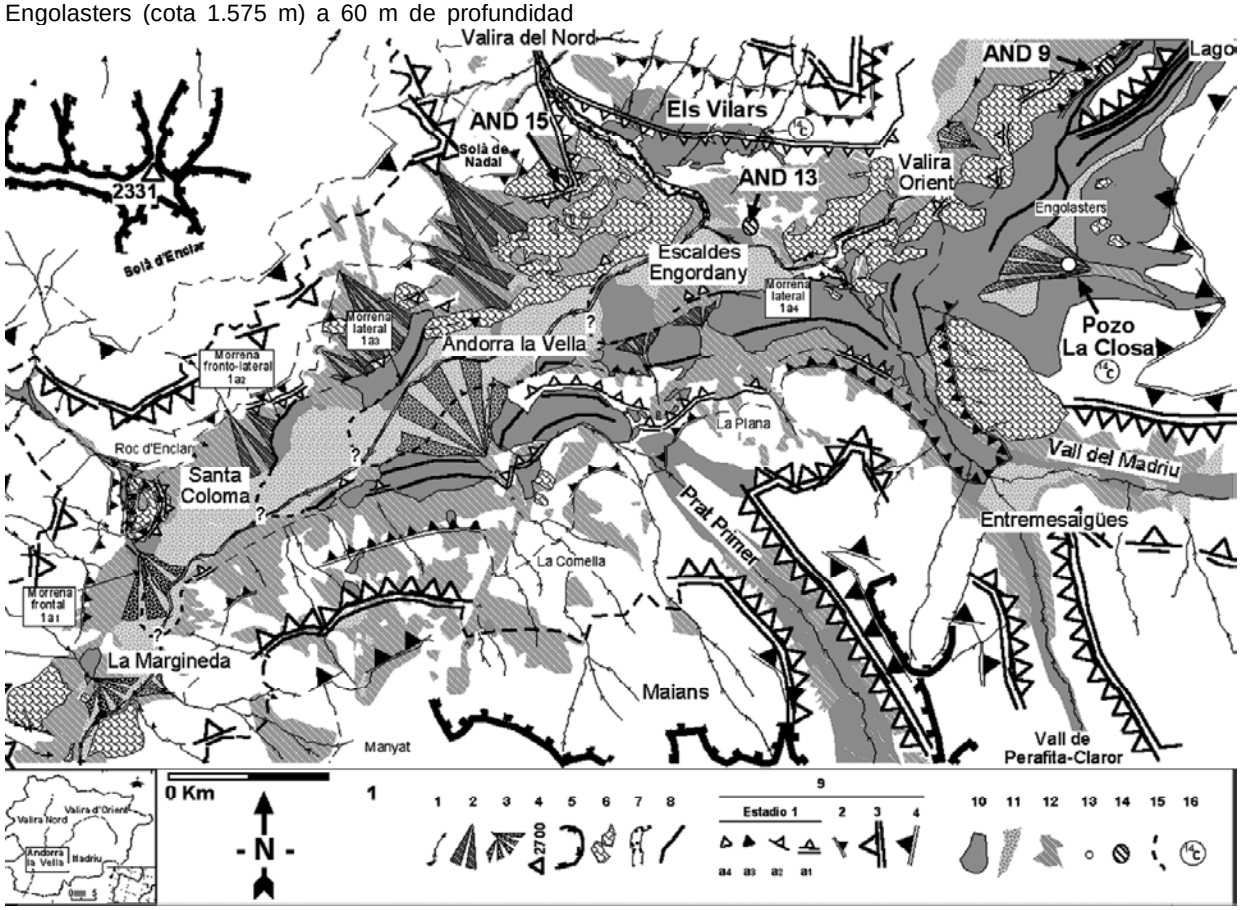


Fig. 2: Mapa geomorfológico del fondo del valle de Andorra y Escaldes-Engordany. (1) red fluvial, (2) cono aluvial, (3) cono de deyección, (4) pico, (5) circo glaciar, (6) roca aborregada glaciar, (7) garganta subglaciar, (8) cordón morrénco, (9) hombreras glaciares según su edad relativa, (10) till indiferenciado, (11) aluvial, (12) coluvial, (13) sondeo con dataciones AMS, (14) muestras de ^{10}Be (AND 9, AND 13 y AND 15), (15) frentes de retroceso glaciar en el estadio glaciar relativo más reciente (estadio 1), (16) lugares de donde se disponen dataciones de ^{14}C (Els Vilars y font de la Closa).

Por otro lado es conocido que a los 13 Ka el glaciar de la Valira d'Orient se encuentra aguas arriba, por encima de los 1.500 m en Canillo (ver texto de la excursión al Forn de Canillo en este volumen de actas), de forma que en el fondo del valle de Andorra (a 1.000 m de altura) no existiria ninguna presencia de hielo ya desde los 14 Ka como mínimo. Dado que la edad de la muestra AND 13 (Sant Jaume d'Engordany) por ^{10}Be es inferior a la esperada a partir de la evolución geomorfológica hay que suponer un apantallamiento por till o suelo de la superficie datada, ya que la superficie presenta una notable frescura. Este no es el caso de la muestra AND 15 en el Solà de Nadal que debe haber experimentado erosión en presentar también edades no inferiores a 14 Ka.

THE LAST TERMINATION EN LA VALIRA NORD

Ha sido reconocido por Turu (2002) que anteriormente los valles de la Valira del Nord fueron obturados intermitentemente por los hielos, formandose diversos lagos en el fondo del valle, separados por sedimentos morrénicos o lenguas glaciares. De forma posterior a la última obturación de la Valira del Nord por parte del glaciar de la Valira d'Orient en el LGM, se produce una retirada generalizada de las lenguas glaciares hacia la cabecera de los valles sedimentando importantes depósitos en los momentos de estacionamiento, y se disponen diversas dataciones AMS (Tabla 5) del valle de Ordino (1.300 m) correspondiente a la sección estratigráfica de Sornás (Turu et al., 1995).Tiene especial interés la edad de la unidad 2a de (Fig. 3) en Sornás (muestra β-203438), que coresponde a un deslizamiento de una morrena lateral cercana (la Turera). Éste sedimento de *debris flow* (U2a) se asienta directamente sobre un till de deformación (U1) reportando así el inicio de la retirada del glaciar del Valira del Nord (Fig. 3) por encima de los 1.300 m después de los 16.595 ± 355 *cal BP (Tabla 5).* Dado que la datación ^{10}Be de Llorts (AND 4) situada sobre los 1.530 m marca la retirada de los hielos a los 11.489±999 años, el frente glaciar se situó entre estas dos cotas en el período G1e-G1c (Fig. 4). Las dataciones existentes en el vecino valle de Vicdessos (Ariege, Francia) por Jalut et al. (1984, Freychinède *peat bog*, nivel 401 cm a techo de fangos glaciares, 13.150±300 BP, 16.005 ± 583 cal BP) y Delmàs (2009, tres dataciones ^{10}Be del umbral glaciar de Freychinède entre los 14±0,7 y 15,4±3,4 Ka) indican que, en vertiente norte, los frentes glaciares también se situaba por encima de los 1.350 m de altura en el mismo período. No es hasta el final del Alleröd (G1-1c) que se produce un acusado retroceso del frente glaciar de Ordino dejando al descubierto las superficies glaciares AND 4 y AND 3 (1.730 m) a los 11.677±1.187 años de media (Tabla 2).

Rodés (2008) determinó mediante ^{10}Be en el valle de Campcardós (al oeste del Principado de Andorra), que a los 10,3±0,7 Ka el glaciar se encontraba ya por encima de 2.050 m (*Estany petit*), mientras que según las dataciones de ^{10}Be de Rodés (2008) a los 16 Ka confluía con el glaciar del Carol, el cual se situaba por encima de los 1.350 m (entre Quès y Courbassil). Este patrón de retroceso en el valle del Carol es similar al observado en Ordino y diferente del planteado por Pallàs et al. (2010). Éste patrón finaliza entrado ya el Holoceno, cuando los circos glaciares de la Valira del Nord quedaron libres de hielo (9.831±643 años, Tabla 2). En todo este período el fondo del valle registró aportes sedimentario de alta energía (unidad U2b de Fig. 3) hasta el inicio del Holoceno. Turu et al. (1995) dataron (Tabla 5) la base de la unidad 3 por ^{14}C entre 9.593 ± 87 cal BP (OxA-3999) y 9.135 ± 90 cal BP (OxA-4002) marcado por el inicio de un cambio de régimen sedimentario con una clara progresión positiva del nivel de base local.

Ref.	Ut.	(cm)	^{13}C/^{12}C	AñosBP	2σ
β203440	U1	500	-23,2 ‰	23.560	±130BP
β203438	U2a	456	-23,7 ‰	13.830	±50 BP
-	U2b	345	-	?	?
OxA3999	U3	340	-24,5 ‰	8.580	±90 BP
OxA4000	U3	330	-24,5 ‰	8.420	±80 BP
OxA4001	U3	277	-24,6 ‰	8.370	±90 BP
OxA4002	U3	220	-25,1 ‰	8.160	±80 BP
β203439	U3	105	-23,1 ‰	4.850	±40 BP

Tabla 5: Dataciones absolutas ^{14}C por AMS en sedimento total por Beta Analytic Inc. para las muestras de "Sornás" en mayo 2005. Se han incluido las unidades estratigráficas till de deformación (U1), sedimentos de vertiente (*16.950-16.240 cal BP*) y sedimentación fluvial postglaciar (U2), sedimentos de inundación (*overbank*) para U3 entre los 9.593±85 cal BP (OxA-3999) y los 5.520-5.640 cal BP (β-203439).

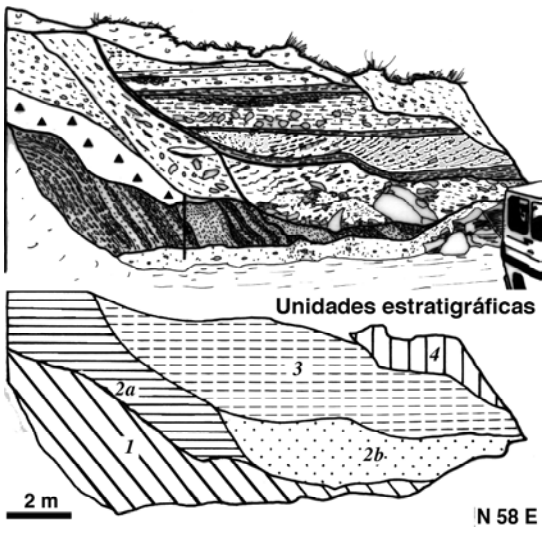


Fig. 3: Esquema de la sección estratigráfica de Sornás. (1) unidad glaciar, (2a) deslizamiento postglaciar, (2b) unidad fluvial, (3) unidad fluvio-torrencial (desbordamientos), (4) relleno de la vertiente (scour and fill).

CONCLUSIONES

A diferencia del ^{21}Ne el ^{10}Be es un isótopo inestable y se desintegra con el tiempo en ausencia de irradiación, es decir que no se acumula indefinidamente, pudiendo suceder que la superficie de erosión a datar no presente una alta concentración del isótopo cuando la tasa de erosión es superior a la tasa de desintegración del mismo, como parece ser el caso de las superficies de pulido glaciar en el fondo del valle, consiguiendo un buen encaje con la geomorfología y con las dataciones de ^{14}C obtenidas en el mismo lugar. Gracias al conjunto de estas dataciones ha sido posible reconstruir los ritmos de retroceso glaciar del valle de la Valira del Nord desde su última confluencia en el LGM con el glaciar principal.

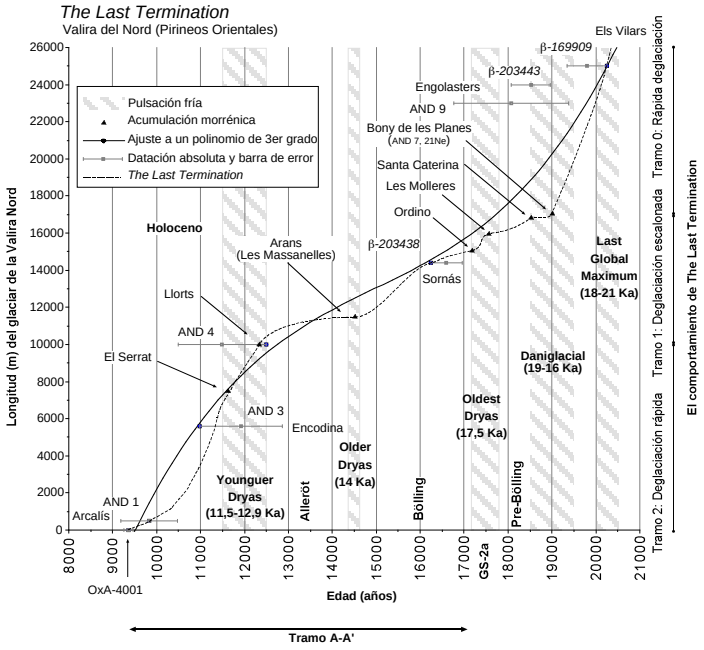


Fig. 4: Tramo correspondiente al valle de Ordino (A-A') de la Fig. 1, en donde se ha representado la extensión glaciar en metros desde el circo de la Coma del Forat de Arcalís (eje vertical) respecto al tiempo (eje horizontal) gracias a las dataciones disponibles, las cuales han sido representadas con sus barras de error. Se ha efectuado una regresión polinómica de 3er grado que permite observar la tendencia general de la deglaciación final (Last Termination), junto con los puntos utilizados (siempre en el rango de error 2σ). Se han situado los lugares con importantes acumulaciones sedimentarias glaciogénicas que fueron generadas por un cambio en la tendencia general (pulsación glacial, áreas ralladas). Con todo ello se ha procedido a dibujar una línea discontinua marcando la tendencia general de este período de la deglaciación en la Valira del Nord.

Hay que destacar que una vez se retira definitivamente el glaciar de La Massana (Turu 2002) habiendo formado la *push moraine* del Bony de les Planes (muestra AND 7 de ^{21}Ne) se produce un cambio de tendencia en la deglaciación desde los 19 Ka en el LGM (Fig. 4), siendo ésta menos acelerada. A partir de este momento los sucesivos avances del frente glaciar (Turu, 2002) nunca sobrepasan los sedimentos de la estabilización anterior. En el tramo final de la deglaciación (*the Last Termination*) distinguimos cuatro momentos de desaceleración del retroceso glaciar: A) Después de una última fase de avance glaciar por encima de los sedimentos deltaicos y glaciolacustre de Ordino (Prat, 1980, Vilaplana, 1985; Turu, 2002), se produce una estabilización de la lengua glaciar al sur de Sornás entre 17 y 16 Ka (final del *Oldest Dryas*). B) Retroceso en el Bölling y importante estabilización de la lengua glaciar (en el *Older Dryas*) al norte de Sornás (Arans). C) Suave retroceso glaciar durante el Alleröd que se prolonga hasta final del *Younguer Dryas*. D) Acelerado retroceso glaciar después del YD, dejando a su paso únicamente algún till de fusión como es el caso de los depósitos del Serrat, y pseudoestabilización en los circos glaciares ya al inicio del Holoceno. La total desaparición de los glaciares coincide con un cambio de régimen sedimentario en el fondo del valle.

Agradecimientos: *Este trabajo ha sido financiado con los Proyectos de Investigación CGL2004-06516/BTE y BTE-CGL-2006-08996 del Ministerio de Educación y Ciencia de España. Las dataciones inéditas ^{14}C AMS fueron financiadas por la compañía geológica andorrana Igeotest SL1 y la Fundación Privada andorrana Marcel Chevalier.*

Referencias bibliográficas

Delmas M. (2009) – *Chronologie et impact chronologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse doctorat, université de Paris 1, 529 p.

Delmàs, M., Calvet, M. & Gunnell, Y. (2009) Variability of Quaternary glacial erosion rates – A gobal perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. Quaternary Sciencce Reviews, 28, 484-498

Fernández-Mosquera, D. (2002). *Geocronología de superfícies graníticas mediante ^{21}Ne cosmogénico en cuarzo.* Tesis Doctoral, Universidad de A Coruña (España), 261 pp.

Jalut, G., Delibrías, G., Dagnac, J., Mardones, M., Bouhours, M. (1982). A palaecoecological approach to the last 21000 years in the Pyrénées: the peat bog of Freychinède (alt. 1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, 321-359.

Jalut, G. & Turu, V. (2008). Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire dans les Pyrénées: Englacement, Climat, Végétation. En: *Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, Atlantica, Biarritz (France), 145-161

Jalut, G., Turu, V., Deboubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R. & Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 330-350

Pallàs, R., Rodés, À., Braucher, R., Bourlès, D., Delmàs, M., Calvet, M., & Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38, 10, 891-894.

Prat, M.C. (1980). *Montagnes et vallées d'andorre, étude géomophologique*. Thése de III cycle, Institut de géographie de la Université de Bordeaux III, Bordeaux (France), 267 pp

Rodés, A. (2008). *La Última deglaciación en los Pirineos : Datación de superficies de exposición mediante 10Be, y modelado numérico de paleoglaciares*. Tesi Doctoral, Universidad de Barcelona, (España), 238 pp

Turu, V., Bordonau, J. & Vilaplana, J.M. (1995). La sección de Sornàs (Andorra, Pirineo Central). En: *Actas de la III reunión del Cuaternario Ibérico de 1993*, Universidad de Coimbra (Eds.), Coimbra (Portugal), 209-213

Turu, V. (2002). Análisis secuencial del delta de Erts. estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. relación con el último ciclo glaciar. valle de Arinsal, Pirineos Orientales, parte II : aplicación. En: *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*, SEG-Departamento de Geografía UVA Eds., Valladolid (España), 565-574

Turu, V. & Peña, J.L. (2006) Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra - La Seu d'Urgell - Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. En: *Geomorfologia y Territorio: IX Reunió Nacional de Geomorfología* (A. Pérez-Alberti i López-Bedoya, J. eds.) USC, Santiago de Compostela (España), 113-129.

Vilaplana, J.M. (1985). *Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà;* Revista de Investigaciones Geológicas, 41, 67-82

LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN EN EL VALLE GLACIAR DEL TERA (LAGO DE SANABRIA, NO ESPAÑA): MODELO EVOLUTIVO

L. Rodríguez-Rodríguez (1), M. Jiménez-Sánchez (1,2), M.J. Domínguez-Cuesta (1), M. Rico (3) y B. Valero-Garcés (3)

(1) Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C. Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005-Oviedo. laurarr@geol.uniovi.es; mjimenez@geol.uniovi.es; mjdominguez@geol.uniovi.es
(2) Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera, C/ Solé i Sabarís, s/n 08028 Barcelona.
(3) nstituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Avda. Montañana 1005, 50059-Zaragoza. blas@ipe.csic.es; mayterico@ipe.csic.es

Abstract (A model for the Tera glacial valley deglaciation (Sanabria Lake, NW Spain)): *A detailed geomorphological mapping survey combined with sedimentological analyses of two cores in Sanabria and San Martin de Castañeda lakes support the evolution model for the main glacier tongue of the Tera glacier. This glacier tongue would have reached 6.4 km length and 3.9 km width during the local glacial maximum (prior to 26 ka BP). At least 10 episodes of glacial front retreat and stabilization took place subsequently. Then, Sanabria Lake developed as a proglacial lacustrine environment fed by ablation waters from the retreating glacial front. The San Martin de Castañeda marginal proglacial lake formed during the glacial maximum phase and continued as a glaciolacustrine basin behind the north lateral moraine even after the Tera glacier had retreated. The moraine finally broke up resulting in the San Martin landslide formation, the erosion of the glaciolacustrine top unit, and the onset of alluvial sedimentation.*

Palabras clave: modelo de deglaciación, frente glaciar, Lago de Sanabria, NO España
Key words*: deglaciation model, glacial front, Sanabria Lake, NW Spain*

INTRODUCCIÓN

La impronta glaciar en el modelado del Lago de Sanabria y su entorno ha sido puesta de manifiesto por varios investigadores desde inicios del siglo XX (Taboada, 1913; Stickel, 1929). En esta zona se han desarrollado diversos trabajos cartográficos que han permitido reconstruir la extensión alcanzada por el hielo y la altitud del límite de equilibrio (ELA) durante el máximo glaciar (Llopis, 1957; Schmitz, 1969; Cowton et al., 2009).

En 2004 se extrajeron cinco sondeos largos de diversos puntos del Lago de Sanabria con el objetivo de investigar las características de su sucesión sedimentaria. En la base de uno de estos sondeos se descubrieron facies terrígenas inorgánicas que fueron interpretadas como de origen lacustre proglaciar. La edad basal de estos materiales, 25920±220 cal yr. BP (2σ), indica que el complejo morrénico teminal que cierra el lago es más antiguo que el último máximo glaciar, LGM (Rico et al., 2007). Paralelamente se inició un estudio cartográfico detallado de las evidencias glaciares presentes en la cuenca hidrografíca del Lago de Sanabria con el objetivo de elaborar un modelo de deglaciación para la lengua glaciar que circuló por el valle del Tera (Rodríguez-Rodríguez et al., 2009).

En esta comunicación se presenta un nuevo modelo de deglaciación, que integra evidencias geomorfológicas cartografiadas en detalle en el entorno del Lago de Sanabria y datos sedimentológicos extraídos a partir de otro sondeo realizado en la localidad de San Martín de Castañeda.

SITUACIÓN

El Lago de Sanabria (3.5 km^2) se sitúa al pie de las Sierras Segundera y Cabrera, dentro del Macizo de Trevinca (NO España) (Fig. 1). Su cuenca hidrográfica, de 127 km^2 de extensión, presenta una red de drenaje cuyo cauce principal es el río Tera, de trazado N-S. El sustrato rocoso está compuesto por rocas cristalinas situadas dentro del Dominio del Ollo de Sapo (Azor et al., 1992) perteneciente a la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico.

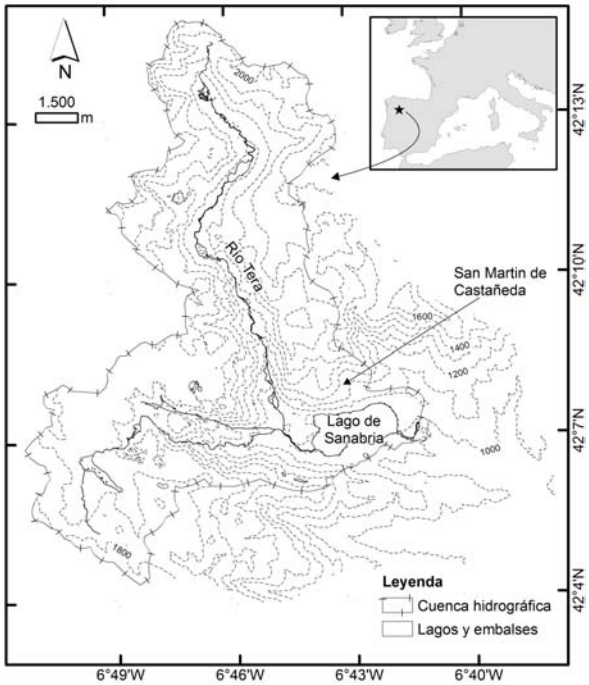


Fig. 1: Situación y características orográficas del área de estudio.

METODOLOGÍA

Se ha realizado una cartografía geomorfológica abarcando un área total de 220 km^2 y centrada en la cuenca hidrográfica del Lago de Sanabria. Para ello se ha combinado el trabajo de campo con la fotointerpretación del vuelo a escala 1:40.000 realizado en junio de 2001 por el Centro Cartográfico y Fotográfico de España. En su elaboración y digitalización se utilizaron la base topográfica

1:10.000 de la Junta de Castilla y León y un Sistema de Información Geográfica (SIG). El mapa geomorfológico resultante, a escala 1:50.000, muestra las evidencias geomorfológicas organizadas según una leyenda de tipo genético. La fase de máximo glaciar se reconstruyó limitando la máxima extensión de terreno ocupada por los depósitos de origen glaciar. En el caso del modelo de deglaciación, cada uno de los episodios de estabilización del frente glaciar propuestos está reconstruido a partir de los diferentes arcos morrénicos que forman el complejo de cierre del Lago de Sanabria.

La información geomorfológica se complementó con dos sondeos. El primero de ellos (sondeo SAN04-3A) tiene 9 m de profundidad y fue extraído en 2004 en la subcubeta este del Lago de Sanabria (Fig. 2). El segundo sondeo, SAN08-SM1 de 12 m, se extrajo en 2008 del depósito marginal sobre el que se encuentra la localidad de San Martín de Castañeda, con ayuda de un camión-perforadora. Los resultados

descripciones e interpretaciones realizadas a partir del segundo.

RESULTADOS

De acuerdo con el mapa geomorfológico realizado, 54 km^2 del área de estudio están cubiertos por depósitos de origen glaciar (morrenas y till indiferenciado) o relacionados (depósitos de obturación marginal, depósitos fluvioglaciares, turberas y otros depósitos de colmatación), mientras que los depósitos de origen fluvial, torrencial y gravitacional ocupan una extensión de 14 km^2. En la zona más próxima al Lago de Sanabria, destaca la presencia de más de una decena de morrenas frontales y laterales al lago, algunas de ellas afectadas por procesos de gravedad, y un total de 6 depósitos de obturación marginal situados tras las morrenas laterales (Fig. 2).

El sondeo recuperado en el depósito marginal de San Martín de Castañeda (Fig. 3A) consta de un tramo inferior (entre 6 y 12,0 m de profundidad)

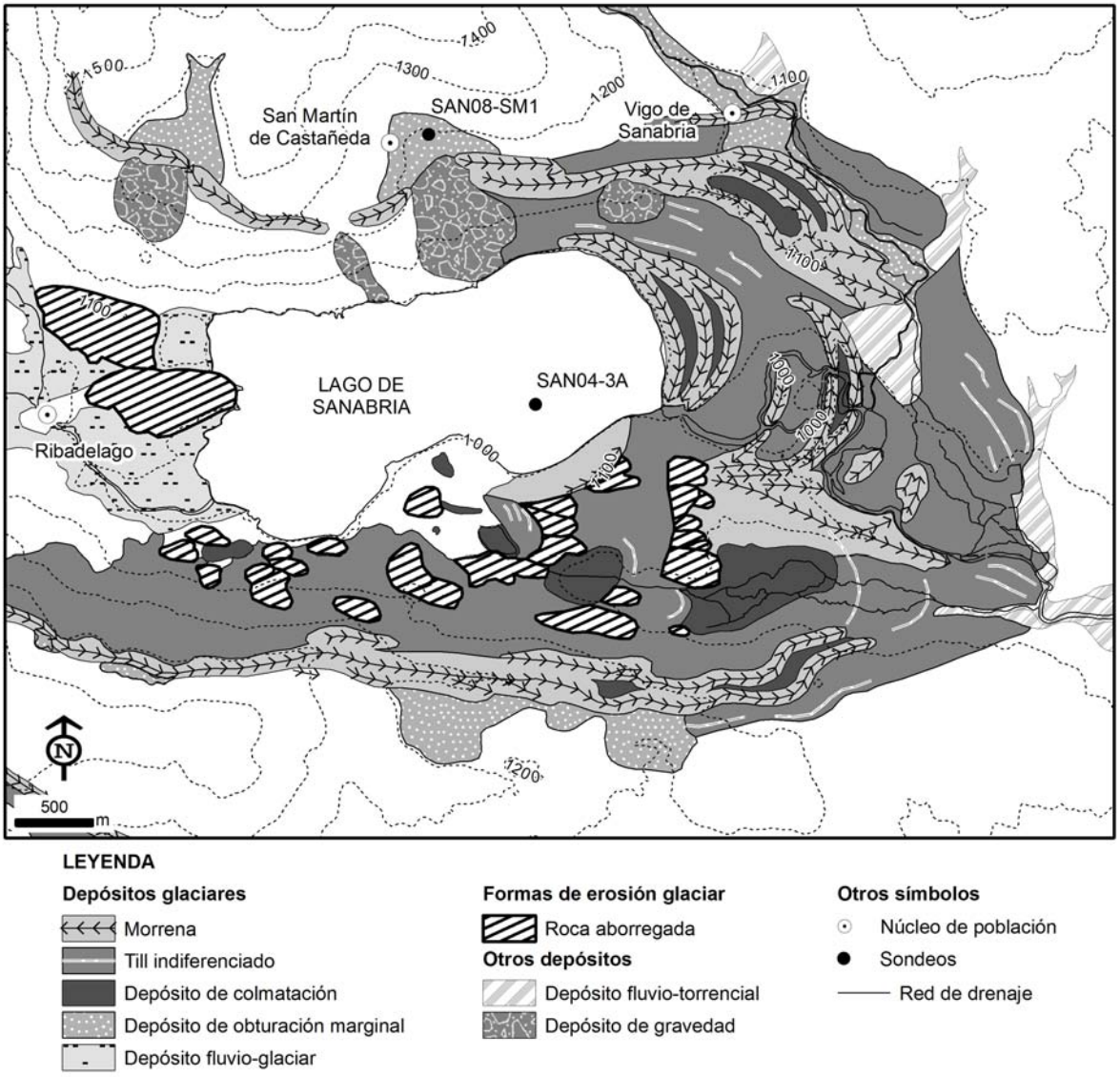


Fig. 2: Mapa geomorfológico de detalle en el que se pueden observar los depósitos y formas glaciares presentes en el entorno del Lago de Sanabria.

previos obtenidos del estudio del primer sondeo (Rico et al., 2007) han sido correlacionados con las

compuesto por arenas finas y limos bandeados con algunas intercalaciones de gravas. Sobre estos

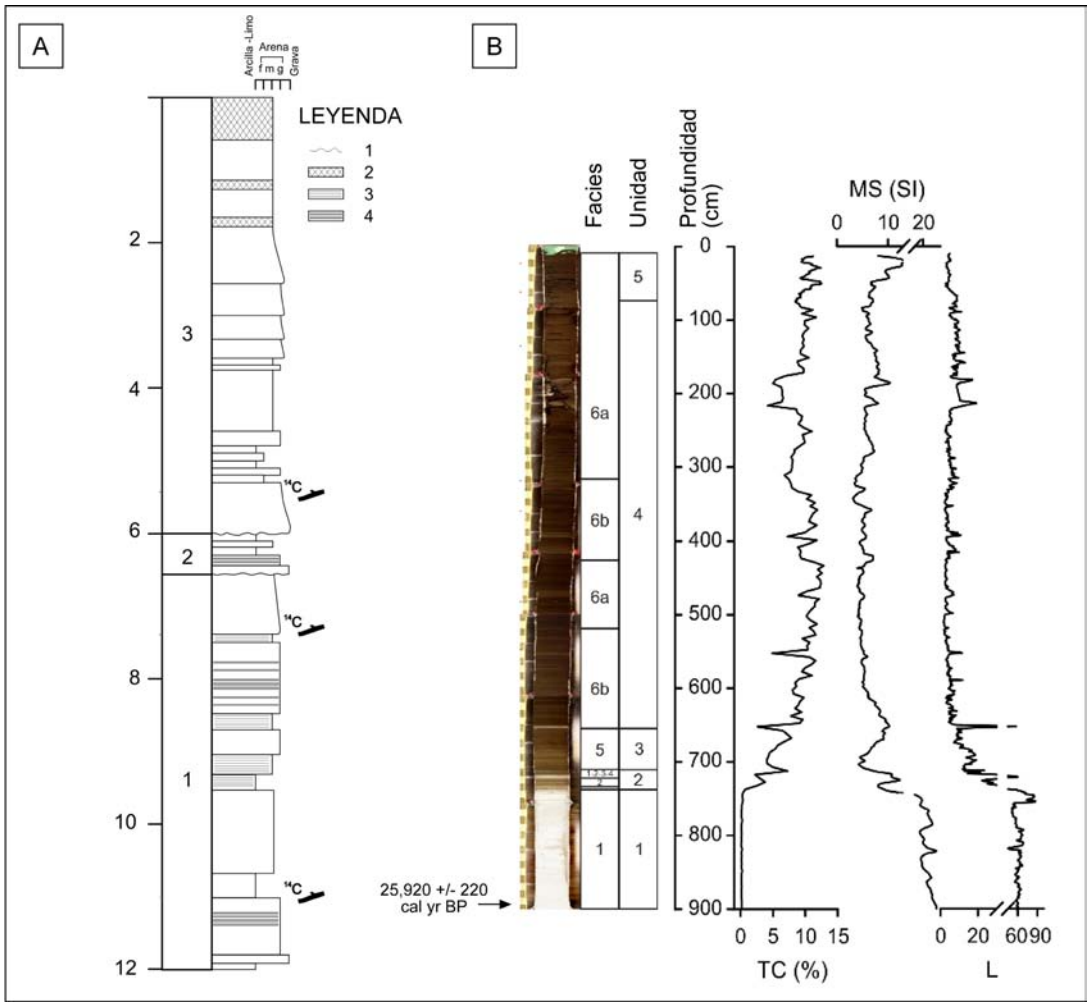


Fig. 3: Datos de los sondeos realizados en (A) el depósito marginal de San Martín de Castañeda (SAN08-SM1) y (B) en el Lago de Sanabria (SAN04-3A) (Rico et al., 2007).

materiales se dispone, discordantemente, una unidad superior (entre 0 y 6 m de profundidad) constituida por arenas y gravas con varios niveles edáficos intercalados. El sondeo tuvo que detenerse antes de alcanzar el sustrato rocoso, por lo que se desconoce la naturaleza de los materiales basales.

INTERPRETACIÓN

De acuerdo con las evidencias cartografiadas, durante la fase de máximo avance se desarrolló un casquete principal sobre la Sierra Segundera drenado por varias lenguas de hielo. La principal de ellas, de 6,4 km de longitud y hasta 3,9 km de anchura, ocupó el valle del Tera extendiéndose hasta una altitud mínima de 940 m. Esta lengua glaciar bloqueó el drenaje de los arroyos laterales al valle principal, desarrollando depósitos de obturación como el que se sondeó en San Martín de Castañeda. A la fase de máximo glaciar le siguieron, al menos, 10 episodios sucesivos de retroceso y estabilización del frente glaciar que quedaron registrados por la formación de morrenas frontales y crestas menores en el till indiferenciado. El último de estos frentes de ablación estaba situado en la posición que ocupa hoy día la orilla oriental del Lago de Sanabria, como así lo demuestra la presencia una morrena frontal de 1,5 km de longitud. La ausencia de morrenas en el resto de la cuenca hidrográfica del lago, a excepción de las morrenas situadas en las entradas de los circos glaciares en la cabecera del valle del Tera, podría estar reflejando un retroceso continuo del frente glaciar, sin sufrir nuevas estabilizaciones hasta la etapa en que el hielo quedo restringido a los circos glaciares. La edad basal del sondeo del Lago de Sanabria, 26 ka BP, tiene importantes implicaciones cronológicas tanto para este modelo de deglaciación como para la fase de máximo glaciar precedente, pues estas habrían tenido lugar con anterioridad al LGM (Rico et al., 2007; Rodríguez-Rodríguez et al., 2009).

La integración de las evidencias geomorfológicas con los datos sedimentológicos de los sondeos realizados permite establecer un modelo de evolución cronológico relativo con cuatro intervalos temporales (Fig. 4):

1) *Etapa "glaciar Tera – lago (¿proglaciar?) San Martín"* (anterior a 26ka BP): desde el último máximo glaciar hasta poco antes de 26 ka BP (momento en el que se inicia la sedimentación lacustre proglaciar en el Lago de Sanabria) la lengua de hielo del glaciar del Tera estuvo excavando la doble cubeta que actualmente aloja al lago. Por detrás de las morrenas laterales de este glaciar, se desarrollaron ambientes lacustres en los que sedimentaron parte de las sucesiones que hoy constituyen los depósitos de obturación marginal como el que aparece en San Martín de Castañeda. La proximidad de estos pequeños lagos marginales al frente de ablación pudo favorecer la llegada de aguas de fusión glaciar, dejando en ese caso una impronta proglaciar en los

Martín de Castañeda. La proximidad de estos pequeños lagos marginales al frente de ablación pudo favorecer la llegada de aguas de fusión glaciar, dejando en ese caso una impronta proglaciar en los sedimentos. En cualquier caso, y dado que en la cabecera del depósito de San Martín no existen evidencias de la presencia de hielo, la influencia de las aguas de ablación habría quedado restringida a las aportaciones desde el glaciar del Tera entre el máximo glaciar y una etapa de deglaciación anterior a 26 ka BP.

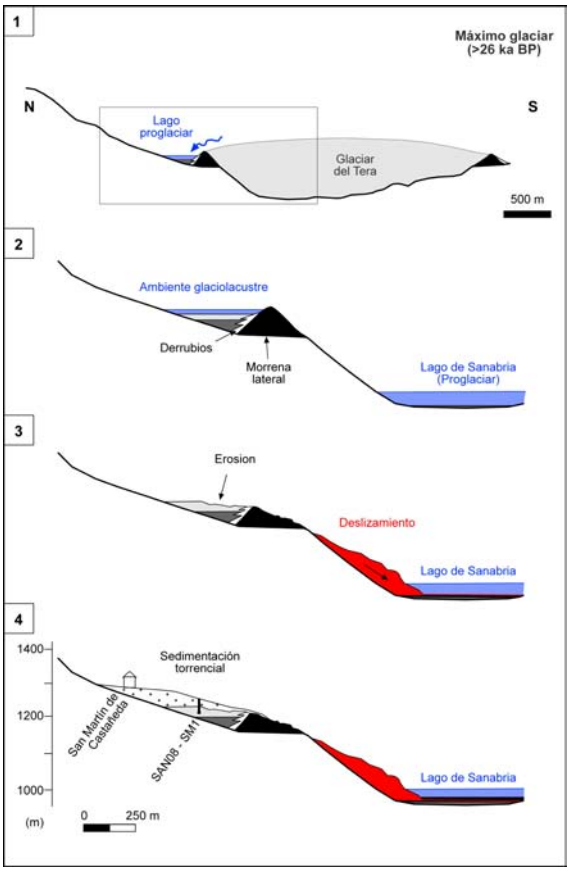


Fig. 4: Representación esquemática idealizada de la sucesión de ambientes sedimentarios que se registró en el Lago de Sanabria y en el depósito marginal de San Martín de Castañeda, realizada a partir de una sección transversal al valle glaciar del Tera a la altura de la localidad de San Martín de Castañeda.

2) *Etapa "Lago de Sanabria (proglaciar) – lago de San Martín (glaciolacustre)"*: la unidad basal del sondeo SAN04-3A indica que, para 26ka BP, el Lago de Sanabria era de carácter proglaciar y estaba alimentado por las aguas del frente glaciar. No existen arcos morrénicos que indiquen la estabilización del frente para esta etapa de la deglaciación. Lo más probable es que el frente hubiese estado ocupando durante este intervalo el umbral que actualmente separa las dos cubetas del lago, ya que con un frente más retraído los aportes proglaciares habrían sido retenidos en la cubeta occidental del lago. De acuerdo con el sondeo del Lago de Sanabria (Fig. 3B), la sedimentación proglaciar sufrió una breve interrupción como así lo sugiere el pequeño intervalo situado a poco más de 7 m de profundidad (Unidad 2), en el que desciende el tamaño de grano y aumenta el contenido en materia orgánica (pico negativo en L y positivo en TC) mientras que la susceptibilidad magnética desciende para luego retornar a valores comparables a los registrados en el intervalo basal proglaciar. Esto se ha interpretado como una posible fluctuación del frente glaciar, que se retrajo y avanzó para ocupar de nuevo la posición del umbral intermedio entre las dos cubetas del lago. Mientras tanto, al otro lado de la morrena lateral norte se depositaban las facies glaciolacustres de la unidad inferior del sondeo de San Martín de Castañeda.

3) *Etapa "lago de Sanabria – colmatación lago San Martín"*: la retirada definitiva de la influencia glaciar en la cubeta oriental del Lago de Sanabria queda evidenciada por el paso a una sedimentación lacustre a base de arcillas bandeadas ricas en materia orgánica, que constituyen el resto del registro sedimentario. En San Martín de Castañeda el ambiente lacustre se colmató y la morrena lateral norte no fue capaz de soportar el empuje ejercido por la carga de sedimentos. Esto desencadenó la inestabilidad de la morrena y parte del material del depósito marginal, con la consecuente apertura del drenaje lateral hacia el Lago de Sanabria. El descenso del nivel de base en este depósito quedó registrado como un contacto erosivo entre las unidades superior e inferior del sondeo de San Martín. El deslizamiento de San Martín de Castañeda probablemente tuvo un impacto directo en la sedimentación del lago de Sanabria. Aunque no se ha encontrado un nivel que pueda adscribirse definitivamente a este evento, se ha identificado un nivel detrítico muy fino a 6,5 m de profundidad (contacto entre las unidades 3 y 4, Fig. 3B) que interrumpe la sedimentación normal, y que está formado por facies similares a las de las unidades proglaciares, pero con menor susceptibilidad magnética. Este nivel podría representar el registro sedimentario originado en el lago como consecuencia del deslizamiento de la morrena que, de acuerdo con las evidencias cartográficas, alcanzó la orilla del lago.

4) *Etapa torrencial en San Martín*: está representada por la unidad superior del depósito de San Martín, de carácter torrencial.

CONCLUSIONES

La integración de las evidencias geomorfológicas con la información aportada por los sondeos ha permitido elaborar un modelo evolutivo que ilustra, de acuerdo con una cronología relativa, tanto la historia de deglaciación en el entorno del Lago de Sanabria, como la evolución de los ambientes sedimentarios implicados en el transcurso de la misma. Tras el último máximo glaciar local, en el que el glaciar del Tera alcanzó 6.4 km longitud y 3.9 km anchura (> 26 ka BP), se registraron al menos 10 episodios de estabilización y retroceso del frente glaciar. A continuación se desarrolló el Lago de Sanabria como un ambiente lacustre proglaciar alimentado por las aguas de ablación procedentes del Oeste, donde se hallaba el frente glaciar en recesión. El depósito marginal de San Martín de Castañeda, formado tras la morrena lateral norte, comenzó como un ambiente lacustre proglaciar durante el máximo glaciar local y continuó desarrollándose como un ambiente glacio-lacustre tras la retirada del glaciar del Tera. Finalmente, la desestabilización de la morrena dio lugar al

deslizamiento de San Martín, la erosión de la parte alta de la sucesión glacio-lacustre y el inicio de la sedimentación torrencial.

Agradecimientos: La investigación ha sido financiada por los proyectos LIMNOCLIBER (REN2003-09130-C02-02), IBERLIMNO (CGL2005-20236-E/CLI), LIMNOCAL (CGL2006-13327-C04-01) y GRACCIE (CSD2007-00067), otrogados por la Comisión de Ciencia y Tecnología del Ministerio de España (CICYT). También ha participado en la financiación la Fundación Patrimonio Natural de Castilla y León a través del proyecto "Estudio de la incidencia del cambio climático en la evolución del Lago de Sanabria". L. Rodríguez-Rodríguez y M. Jiménez-Sánchez han desarrollado parte su investigación bajo una beca predoctoral del Programa Severo Ochoa (FICYT – Asturias) y un permiso sabático en el ICTJA (Barcelona) otorgado por la Universidad de Oviedo, respectivamente.

Referencias bibliográficas

Azor, A., González-Lodeiro, F., Hacar-Rodríguez, M., Martin-Parra, L.M., Martínez-Catalán, J.R. & Pérez-Estaún, A., (1992). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra & F., Rábano, I., eds.), Universidad de Extremadura (España), 469-483.

Cowton, T., Hughes, P.D. & Gibbard, P.L., (2009). Palaeoglaciation of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology* 108, 282-291.

Llopis, N., (1957). Estudio del glaciarismo cuaternario de Sanabria. En: El Cuaternario de la Región Cantábrica. (Hernández-Pacheco, F., Llopis-Lladó, N., Jordá-Cerdá, F. & Martínez, J.A., eds.). *Guía de Campo del V Congreso Internacional INQUA*, 38-41 pp. Excm. Diputación Provincial de Asturias, Oviedo (España).

Rico, M., Valero Garcés, B., Vega, J.C., Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón & M., Mata, P., (2007). El registro sedimentario del Lago de Sanabria desde la última deglaciación. En: *Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario*, Ávila (España).

Rodríguez-Rodríguez, L., Domínguez-Cuesta, M. J., Jiménez-Sánchez, M., Rico, M. & Valero-Garcés, B. (2009). El glaciarismo del Lago de Sanabria: evidencias de una deglaciación temprana. En: *Libro de actas de la VII Reunión del Cuaternario Ibérico*, Faro (Portugal).

Schmitz, H., (1969). Glazialmorphologische Untersuchungen in Bergland Nordwestspaniens (Galicien-León). *Kölner Geographische Arbeiten* 23, 1-157.

Stickel, (1929). Observaciones de morfología glaciar en el NO de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 29, 297-318.

Taboada, J., (1913). El lago de San Martín de Castañeda. *Boletín Oficial de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 13, 359-386.

MODELOS PALEOCRIOLÓGICOS CONFRONTADOS CON DEPÓSITOS COSTEROS EN EL NW DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

M. Valcárcel (1), M. Costa-Casais (2)

(1) Departamento de Xeografía. Universidade de Santiago de Compostela. Praza da Universidade nº1. Santiago de Compostela CP 15782. marcos.valcarcel@usc.es
(2) Laboratorio de Patrimonio (LaPa), Instituto de Estudios Gallegos Padre Sarmiento (IEGPS), CSIC, San Roque 2, 15704, Santiago de Compostela (España). manuela.costa-casais@iegps.csic.es

Abstract (Confronted palaeocrilogy models with coastal deposits in the NW of the Iberian Peninsula): *The main target of this work is to know the palaeoenvironmental evolution of the last cold period in the NW of the Iberian Peninsula. During the Pleistocene cold-stages climates, many mountains in the Northwest of the Iberian Peninsula were occupied by local glaciers. The palaeoclimatic conditions allowed the presence of periglacial processes at sea level and the glacial dynamics of the mountain areas. One of the main problems in the reconstruction of the last Glacial Period in the Iberian Penninsula is the mismatching in the main phases recorded in the different mountains systems. This problem arises in part because the Northwestern Mountains have been considered as analogous to those systems with a strong "mediterranean" component. This work attempt to improve the knowledge of the climatic and palaeoenvironmental changes in the Iberian Peninsula combining geomorphological studies in "atlantic" mountain areas with the sedimentary reconstruction of cold climate coastal deposits.*

Palabras clave: Reconstrucción paleoambiental, paleocriología, depósitos costeros, NW de la Peninsula Ibérica.
Key words*: Palaeoenvironmetal reconstruction, palaeocrilogy, coast deposits, NW Iberian Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

El NW de la península Ibérica es un sector geográfico muy diverso donde han quedado registradas las fluctuaciones ambientales acaecidas a lo largo del Cuaternario (Fig. 1). El relieve se escalona desde la costa en una sucesión de sierras y superficies aplanadas que progresivamente van ganando altitud desde los 600-700 m de las sierras litorales hasta los 2000-2100 m que alcanzan las orientales y surorientales. El substrato litológico se compone de rocas plutónicas ácidas y metasedimentos en el sector occidental y series metamórficas, alternando unidades cuarcíticas y esquistosas, junto con materiales calizos en el sector oriental.

Desde el punto de vista climático, el NW de la Península Ibérica se engloba dentro de los climas de tipo oceánico, resultado de su localización en las latitudes medias y su exposición a los vientos marítimos cargados de humedad. Durante el Pleistoceno Final, las condiciones paleoclimáticas permitieron la presencia de procesos periglaciares y nivales al nivel actual del mar y el desarrollo de glaciares en las áreas de montaña, a cotas cercanas

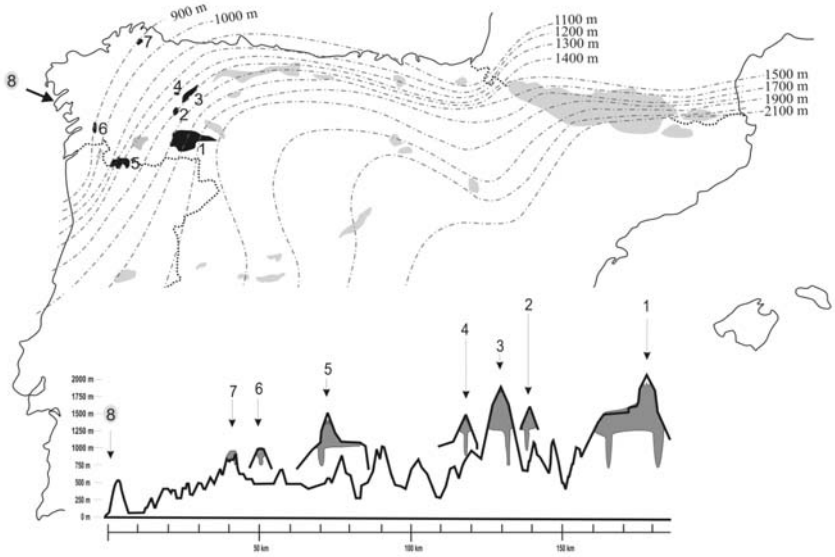


Fig. 1: Localización de las áreas estudiadas en el contexto del último ciclo glaciar. 1.-Macizo de Trevinca-Sanabria; 2.-Sierra de O Courel; 3.- Sierra de Ancares; 4.-Montes de O Cebreiro; 5.- Sierras de Xures-Gerês; 6.-Sierra de Xistral; 7.- Sierra de Faro de Avión; 8.- Localización del depósito de Caamaño. En línea discontínua reconstrucción de la situación de la línea de equilibrio glaciar durante el Pleistoceno Final.

a los 1.000m (Schmitz, 1969, Valcárcel, 1998). El registro de esta glaciación se ha conservado en diferentes lugares en evidencias como morrenas, circos glaciares y valles en U. Coetáneamente se desarrolló una intensa actividad periglaciar que afectó tanto a sectores extraglaciares como a sectores afectados por glaciarismo al ritmo del progresivo retroceso de los frentes.

Como cualquier otro registro que pretenda utilizarse para reconstruir condiciones paleoambientales, el registro paleocriológico plantea problemas de interpretación. Así, el uso de formas periglaciares relictas como indicadoras de condiciones climáticas antiguas está limitada por dos problemas básicos: en primer lugar, son difíciles de datar directamente y, en segundo, como las formas periglaciares activas se circunscriben a una determinada isoterma, la presencia de una actividad similar en el pasado solo puede indicar un valor máximo de las temperaturas, no su valor mínimo (Bradley, 1999). Este problema se puede soslayar estableciendo una zonación altitudinal de los procesos, cuando el relieve permite la existencia de ambientes criogénicos activos en las áreas elevadas de las sierras (Gorbunov, 1978). De la misma manera, la utilización de datos geomorfológicos para reconstruir paleotemperaturas pleistocenas solo permite establecer un número de momentos clave dentro de una evolución paleoclimática que es continua, de forma que en realidad pueden ser el resultado de una larga evolución, pero también el fruto de eventos abruptos. Por otra parte, es posible que muchos indicios geomorfológicos pudieran ser borrados por procesos posteriores, eliminando información. Pese a ello, la variedad de registros geomorfológicos y sus interrelaciones permite disponer de un elenco de proxys alternativos, convirtiéndose en una herramienta útil en la reconstrucción paleoambiental. En este sentido, es destacable la importancia que ocupan los márgenes continentales como lugares que acogen la sedimentación preferente de los materiales procedentes de la erosión continental, siendo la costa atlántica del NW Peninsular un ejemplo excelente. El litoral atlántico gallego se caracteriza por estar fosilizado en su mayoría, por material sedimentario antiguo, preferentemente de origen continental. Las dataciones radiocarbónicas obtenidas en los niveles orgánicos contextualizan su formación a nivel cronológico en el Pleistoceno Final. Las características de los niveles coluviales de material grueso que se intercalan entre los niveles orgánicos, indican que se configuraron bajo condiciones propias de ambientes fríos (Costa-Casais, 1995; Trenhaile et al., 1999; Costa-Casais, 2001; Blanco Chao et al., 2002; Blanco Chao et al., 2006; Costa-Casais et al., 2008) correlacionables con los Eventos Heinrich (Costa-Casais, 2008). La información paleoambiental que aportan estos depósitos sedimentarios antiguos ubicados en la línea de costa, los conviertan en archivos con un alto valor paleoambiental, que ayudan a enmarcar formas y depósitos de origen frío conservados en las montañas de Galicia.

La disposición del relieve, la posibilidad de correlacionar fenómenos glaciares, periglaciares y en general depósitos acumulados en ambientes climáticos fríos, asignados a fases diferenciadas, permiten examinar una dinámica geocriológica en latitudes bajas, tanto en áreas montañosas como a nivel del mar, así como ofrecer la posibilidad de establecer un modelo de reconstrucción paleocriológico que encaje dentro de los modelos regionales y globales.

El objetivo de este trabajo se puede desglosar en dos: (1) plasmar un modelo climático evolutivo a partir de los tipos de depósitos sedimentarios antiguos localizados en el litoral y correlacionarlos con los depósitos y formas de origen frío localizadas en la montaña de Galicia, y (2) elaborar un modelo de reconstrucción donde se definan las características de las principales fases de evolución a nivel regional y global.

METODOLOGÍA

En el contexto de la reconstrucción paleoglaciar el trabajo de campo consistió en el reconocimiento sobre el terreno de las diferentes formas indicativas de la actividad glacial, apoyado con un trabajo de fotointerpretación. Esta información fue recogida en una cartografía geomorfológica a diferentes escalas de detalle, y simplificada en esquemas geomorfológicos. Los elementos identificados incluyen formas características de erosión -circos glaciares y valles glaciares - formas de acumulación, - crestas, morrenas frontales y laterales, bloques erráticos - y la localización de depósitos glaciales clave. Todo ello se ha incorporado a un SIG, lo que permitió la reconstrucción de la superficie ocupada por el hielo glacial en cada valle, y durante las diferentes fases glaciares descritas. Esto ha sido útil para el cálculo de la Línea de Equilibrio Glaciar (ELA). Además se asignan con detalle todas las formas periglaciares (Rodríguez & Valcárcel, 1994; Valcárcel, 1998). El encuadre cronológico se apoya en dataciones OSL (Pérez Alberti et al., 2011).

Por su parte, en el área de Caamaño, a partir de la fotointerpretación y trabajo de campo, se diferenciaron las macro y microformas litorales, que fueron reflejadas en una cartografía geomorfológica. A nivel de detalle, en la ensenada donde se localiza el depósito, se realizaron descriptivas secuenciales del mismo, de muro a techo, y desde los bordes de la ensenada hasta su parte interna, a fin de documentar, relacionar y contextualizar las facies sedimentarias más representativas. Se llevaron a cabo descriptivas de las distintas fases coluviales y se analizó su distribución en el depósito, tanto lateral como verticalmente. Esta fase de caracterización estratigráfica permitió seleccionar el perfil a muestrear. Los criterios seguidos han sido: perfil que ejemplifique las facies sedimentarias representativas y que tenga un desarrollo vertical significativo. Con estos parámetros se muestreó una secuencia en el centro de la ensenada de casi 8 m de potencia, recogiendo un total de 114 muestras, que fueron tomadas cada 5 cm, a excepción de los niveles coluviales, formados por material grueso (grava, canto y bloque) donde fue imposible muestrear a intervalos tan pequeños. En cada muestra se realizó una análisis textural, determinándose el porcentaje de material grueso (>2mm) y fracción tierra fina (<2mm). Sobre esta última se hizo el análisis granulométrico, separando las fracciones arena, limo y arcilla; se determinó el pH; fósforo asimilable; bases de intercambio y extracciones selectivas de Fe y Al. Sobre la fracción tierra fina molida, se determinó el contenido de carbono y nitrógeno orgánico totales y elementos traza (20 elementos analizados).

Una vez realizadas las analíticas básicas, fueron seleccionadas diez muestras de los niveles orgánicos para datar por ^{14}C (Tabla 1), ocho, en el Centrum Voor Isotopen Onderzoek (Groningen) y dos de ellas en Uppsala Universitet – The Ángstrom Laboratory (Sweden)- obteniéndose edades comprendidas entre el 36050(+1430, -1210 BP) en la base del nivel orgánico más profundo, a casi 8 m, y 530±80 a 150 cm de la superficie (Costa-Casais, 1995; Threnhaile et al., 1999).

CÓDIGO MUESTRA	PROFUNDIDAD (cm)	EDAD CONVENCIONAL BP	EDAD CALIBRADA (1σ)	EDAD CALIBRADA (2σ)	CÓDIGO LABORATORIO
CAA-20	95-100	530 ± 80	505 - 563	439 - 669	GrN-22279
CAA-32	155-160	2720 ± 140	2717 - 3064	2455 - 3216	GrN-22280
CAA-43	210-220	3180 ± 50	3364 - 3448	3322 - 3486	Ua-33774
CAA-63	390-395	14465 ± 200	17166 - 17604	16946 - 17796	Ua-33775
CAA-68	500-505	20160+270			GrN-20580
CAA-71	515-520	28750 +1100 -900			GrN-21593
CAA-90	610-615	29400 +2200 - 1700			GrN-21592
CAA-99	655-660	30120 +670 -620			GrN-20507
CAA-110	740-745	32340 +2400 - 1800			GrN-21591
CAA-112	750-755	36050 + 1430 - 1210			GrN-20506

Tabla 1: Dataciones radiocarbónicas realizadas sobre el depósito de Caamaño y citadas en el texto

DATOS

En general, el depósito de Caamaño (Fig. 2) está compuesto por facies marino-eólicas de escasa potencia (50 cm) en su base, y fosilizándolas, facies de origen continental que pueden tener hasta más de 7 m de potencia. Está formado por la alternancia de niveles de finos, ricos en materia orgánica, con carbones y gravas intercaladas, que son truncados y fosilizados por consecutivos niveles coluviales de origen periglaciar. Se han diferenciado facies tipo "head", coladas de piedra "debris flow" y bloques aradores "ploughin blocs". Cada una de estas facies están representadas de forma diferencial en los niveles coluviales de Caamaño, reproduciendo características de formación ambiental específicas.

En cuanto a las propiedades físico-químicas, en general, es un testigo arenoso, a excepción del nivel inferior y los materiales coluviales, donde domina el material grueso. La materia orgánica se distribuye de forma irregular con la profundidad, alcanzándose los valores más elevados en el ciclo superficial. También los suelos A enterrados destacan como máximos relativos frente a los niveles coluviales, más ricos en inorgánicos. Destacar el comportamiento del Br, halogenuro que tiene como fuente principal el océano, y se incorpora a los suelos mediante deposición húmeda (precipitación). Ello permite que se pueda utlizar como un marcador del flujo de la humedad desde la atmósfera. En las acumulaciones coluviales se dan bajas concentraciones, lo que indica que durante su formación se produjo una disminución de Br, quizás asociado a un descenso de la precipirtación general. Otros elementos minoritarios y traza como el Fe, también disminuyen en los niveles coluviales frente a los paleosuelos, que se puede asociar con una mayor alteración química de estos elementos en los períodos representados por los paleosuelos, al tiempo que se produce un mayor lavado de material fresco desde los coluvios que los fosilizan (Costa-Casais et al., 2008).

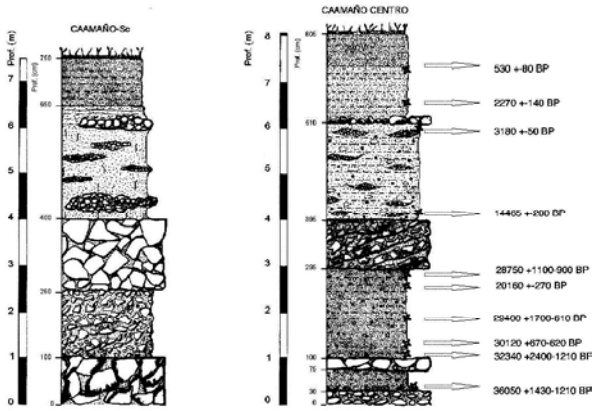


Fig. 2 Perfiles verticales del depósito de Caamaño.

INTERPRETACIÓN

En lo referente al estudio de la dinámica glaciar en el noroeste de la Península Ibérica se deduce una actividad glaciar intensa que ha afectado de manera destacada a los sectores montañosos del noroeste ibérico, manifestándose como una glaciación compleja con sucesión de fases diferenciadas. En lo tocante a la Sierra de Ancares, que utilizamos como referencia, se distinguen tres fases mayores asociadas a subfases (Valcárcel, 1998). Una primera de máximo avance glaciar, aparentemente corta en el tiempo, seguida de otra de estabilización posterior, caracterizada por su dinámica pulsante. Le sigue una segunda fase de individualización de los glaciares en los tramos medios o altos de los valles. Y una tercera fase de glaciares de altitud, acantonados en los circos, o a lo sumo con pequeñas lenguas glaciares, que en el caso del sector más elevado aún permite distinguir una última fase glaciar, limitada al entorno del pico Cuíña. En los restantes macizos montañosos los estudios no han sido tan detallados, pero se deduce una dinámica similar en lo referente a las fases mayores. En todos se distingue un máximo avance extenso y una fase interna. En el sector occidental del macizo de Trevinca-Sanabria, el estudio de las diferentes facies sedimentarias depositadas en el valle del Bibei, en un contexto de avances y retrocesos sucesivos de un frente glaciar ha podido ser datado mediante OSL, permitiendo afirmar que el máximo avance debe ser, en este sector, anterior a al último Maximo Glaciar Global (LGM) (27±2 Ka BP, 33±3 Ka BP,31±3 Ka BP, Nordic Laboratory for Luminiscence Dating, RisØ, Pérez Alberti et al, 2011).

En la Sierra de O Courel la datación de la base del relleno de la Laguna de A Lucenza (17390±90 BP, GrA-5095, Valcárcel 1998) indica que el momento correspondiente al Maximo Glacial Global (LGM) los glaciares ya habían retrocedido desde sus máximos avances a las áreas de los circos. Ambos datos corroboran la idea expuesta en Valcárcel (1998) de que el máximo avance local necesariamente tuvo que situarse en un periodo anterior al LGM, y que en esa circunstancia los glaciares ya habían retrocedido a los sectores mas elevados de los valles, cuando no al entorno de los circos.

Interesa señalar, que en el caso de la Sierra de Ancares, al paso del retroceso de los frentes glaciares desde su máximo avance se instala una dinámica periglaciar caracterizada por la presencia de glaciares rocosos y campos de bloques como elementos dominantes del paisaje, pero también moldes de cuñas de hielo, horizontes con fragipán y formas de crioturbación. A partir del estudio de estas

estructuras, indicadoras de presencia de permafrost, se ha podido determinar la altitud en la que se situó el piso de permafrost durante las fases frías establecidas a partir de los datos geomorfológicos (Valcárcel 1998). Según ello se puede deducir que estas estructuras se corresponderían con un momento mas frío que el precedente, pues no se detectan en la fase glaciar previa, que representó una mayor extensión de la cubierta glaciar. Sólo la oscilación en el aporte de humedad puede dar una explicación razonable a este hecho. Así, a partir de la propuesta de Gorbunov (1978), se puede establecer un modelo paleoclimático explicativo que bascula, por un lado, entre unas condiciones de frío asociado a humedad, típico de un clima frío oceánico frente a otro opuesto, caracterizado por condiciones más frías, y con un menor aporte de humedad, es decir, un clima de matiz continetalizado (Figura 3). En los espacios extraglaciares, en ambientes litorales, bajo condiciones ligadas a climas fríos, se desarrollaron depósitos periglaciares y nivales. El ejemplo de Caamaño, ubicado en una ensenda, y alejado de la sierra litoral de O Barbanza, es un buen ejemplo de archivo paleoambiental de origen continental. Muestra un registro sedimentario bastante contínuo, en el que se intercalan niveles coluviales de material grueso con paleosuelos de color negro, con carbones y gravas angulosas. Tanto los niveles coluviales de material grueso, como la caracterización geoquímica de los suelos enterrados aportan información detallada sobre las variaciones en el aporte de humedad, y su plasmación en la variabilidad sedimentaria del depósito, en un contexto de condiciones climáticas frías. Los aportes coluviales de material grueso, se han formado en momentos fríos y menos húmedos que los paleosuelos entre los que se intercalan. A su vez, las diferencias en la facies de los coluvios, también aportan información sobre la variación del grado de humedad en su formación. El “head” inferior de Caamaño, con bloques aradores asociados, se configuraría en un ambiente más húmedo que el situado por encima de este, que se generaría en condiciones igualmente frías, pero menos húmedas, que llevan asociados derrubios estratificados y coladas de piedra. La primera fase fría y húmeda se contextualiza entre el 32340 (+2400, -1800) años BP y el 30120 (+670, 620) años BP. La edad de este primer coluvio sería de unos 31000 años BP, correlacionable con el evento Heinrich H3. El segundo paleosuelo tiene a techo una edad de 20160 (±270) años BP, retrasando la formación del segundo nivel coluvial, a una fecha posterior, identificable con el evento H1 (18000 BP) (Costa-Casais, 2008). La información aportada por la diversidad de faceis sedimentarias, las señales físico-químicas y las edades radiocarbónicas en el depósito, se traduce en cambios climáticos locales y regionales.

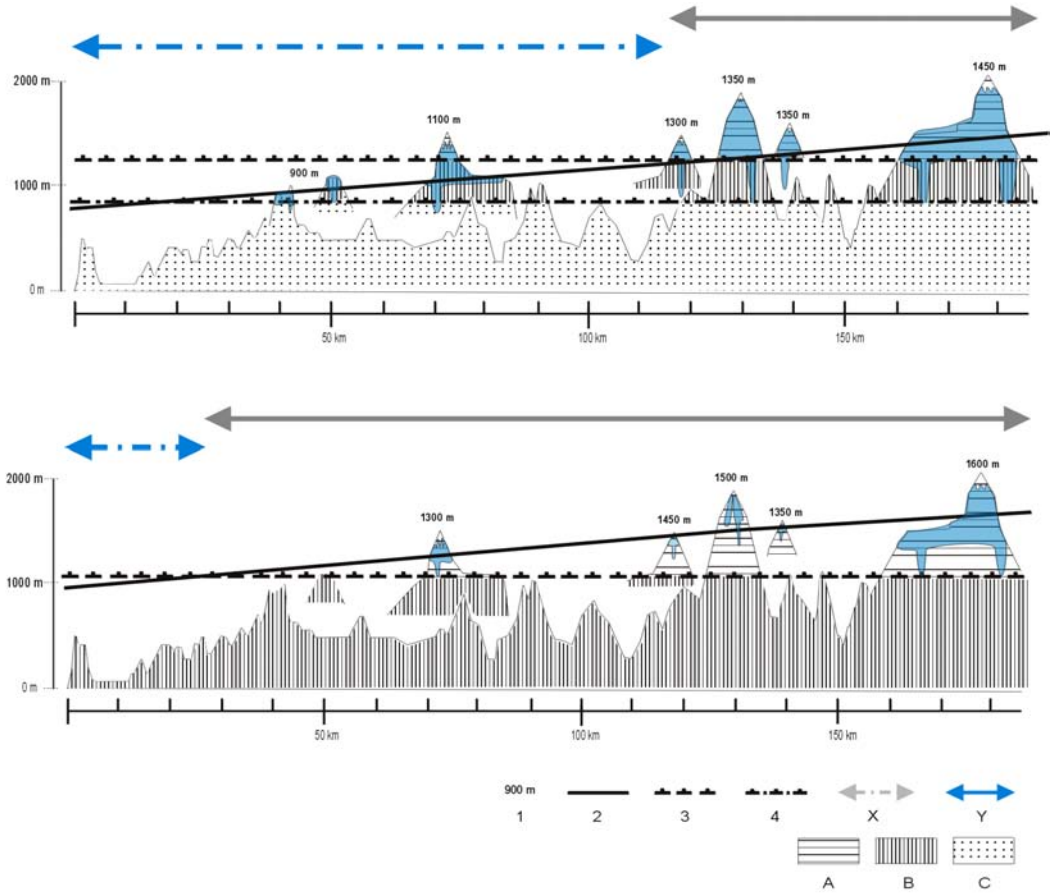


Fig. 3: 1.- Altitud de la ELA (Línea de Equilibrio Glaciar); 2.- Nivel regional de la ELA; 3.- Límite inferior de Permafrost; 4.- Límite inferior de los suelos congelados periódicamente X.- Dominio de climas fríos “oceánicos”; Y.- Dominio de Climas Fríos “continentalizados”; A.- Cinturón de permafrost; B.- Cinturón de suelos congelados periódicamente; C.- Cinturón de suelos congelados en ciclos cortos.

CONCLUSIONES

Los márgenes continentales, son espacios preferentes para la acumulación, convirtiéndose en lugares altamente sensibles a los cambios climáticos (Costa-Casais et al., 2008). Los depósitos costeros son el mejor ejemplo de archivos paleoambientales de origen continental, al menos los que muestran una mayor diversidad de facies, y por tanto los que han registrado con mayor detalle y continuidad los cambios ambientales en el Pleistoceno Final, así como de señales geoquímicas que se pueden llegar a traducir en cambios climáticos locales y regionales. Es por ello que su conocimiento es de especial ayuda para entender y contextualizar cronológicamente el ambiente de formación de formas y depósitos de origen frío localizados en las montañas de Galicia. La combinación de esta información con los modelos desarrollados a partir del estudio de la evolución glaciar y/o periglaciar en las áreas de montaña cercanas permite elaborar un modelo de evolución paleocriológica que se ajusta a los modelos globales y explica a su vez las peculiaridades regionales.

La ubicación del depósito de Caamaño, en una pequeña ensenada, y orientado hacia el océano, facilitaría la llegada de la influencia marina, que actuaría como regulador climático, lo que propiciaría la formación de facies sedimentarias controladas por la inconstancia en el aporte de humedad. Estas variaciones, registradas en los depósitos sedimentarios antiguos, hoy localizados en la línea de costa, permiten realizar una lectura del tipo de facies y relacionarlo con las condiciones ambientales desarrolladas en el Pleistoceno Final. La respuesta sedimentaria en el continente a los momentos estadiales y a los episodios más fríos en un ciclo de enfriamiento a gran escala, tiene su máxima expresión en las formaciones coluviales de material grueso. El apoyo de las dataciones radiocarbónicas ha permitido contextualizar cada evento frío, representado en los niveles coluviales, y determinar la edad de los suelos enterrados.

Se ha planteado así una modelización a escala regional de los diferentes estadios caracterizados, que basculan en torno a dos modelos extremos. Por un lado un modelo que denominamos “oceánico”, en el cual las manifestaciones de frío intenso, vinculadas a la presencia de permafrost, se limitan a los sectores más elevados de las sierras orientales, detectándose en la Sierra de Ancares. Fuera de este ámbito se dieron las condiciones de un clima frío con dinámicas criológicas vinculadas a la presencia de suelos congelados estacionalmente, y a dinámicas nivales, cuya manifestación más evidente se detecta en el estudio de los depósitos litorales y que se puede relacionar con la presencia de un clima oceánico frío cuya influencia se extendió hacia el interior hasta llegar a las áreas de montaña donde se desarrollaron extensas masas glaciares cuyos frentes alcanzaron las cotas mas bajas descritas en la Península Ibérica.

El modelo opuesto se caracteriza por un descenso de la altitud del límite del permafrost, que se sitúa por debajo de la Línea de Equilibrio Glaciar en los macizos montañosos, en el contexto de un desarrollo glaciar más restringido, lo que necesariamente indica una continentalización del clima, situado cronológicamente en los momentos mas fríos y secos del último ciclo glaciar (LGM). En todo caso, los sectores costeros siguieron presentando ambientes oceánicos húmedo-fríos, aunque su extensión hacia el interior se redujo drásticamente.

Agradecimientos: Este trabajo es una contribución al proyecto 09SEC015606PR (2009-20012) “Xeoarqueoloxía e reconstrución paleoambiental. Metodoloxía aplicada a contextos arqueolóxico-culturais”. (Consellería de Economía e Industria. Xunta de Galicia).

Referencias bibliográficas

Blanco Chao, R., Pérez Alberti, A. Costa-Casais, M. & Válcarcel, M. (2006). Abrasion processes in coarser-clastic beaches linked to rocky shore platforms. *Journal of Coastal Research*, 48, 21-18.

Blanco Chao, R., Costa-Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A. & Vázquez Paz, M. (2002). Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an axample of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, 93-94, 149-159.

Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology. Recostructing climates of the Quaternary*. International Geophysics Series. Academic Press. 64. 613.

Costa-Casais, M. (1995). *Formas e procesos costeiros nun sector da costa Occidental Galega (Fisterra-Corrubedo). Depósitos costeiros e evolución xeomorfolóxica*. Memoria de Licenciatura. Universidade de Santiago de Compostela (Espana).180 pp.

Costa-Casais, M. (2001). *Análise sedimentaria e reconstrución paleoambiental da costa Atlántica de Galicia*. Tesis doctoral. Universidade de Santiago de Compostela (Espana). 236 pp.

Costa-Casais, M., Blanco Chao, R., Martínez Cortizas, A. & Pérez Alberti, A. (2008). Los episodios Heinrich en la Costa de Galicia (NW de la Península Ibérica). Un análisis a través de los sedimentos continentales. *Territoris. Revista del Departamento de Ciencias de la Terra*. Universitat e les Illes Baleares, 2007-2008, 7, 39-53.

Gorbunov, A. P. (1978). Permafrost investigations in hig-mountain regions. *Artic and Alpine Res*.2. 303-312.

Pérez Alberti, A.; Valcárcel, M.; Martíni, I. P.; Pascucci, V. & Andreucci, S. (2011). Upper Pleistocene glacial valley-junction sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. En: *Ice marginal and Periglacial Processes and Sediments*. (I. P. Martini, H. M. French & A. Pérez Alberti eds.) Geological Society, London, Special Publications, 345, 93-110.

Rodríguez, M. & Valcárcel, M. (1994). Contribución al conocimiento del glaciarismo pleistoceno en la vertiente en la vertiente suroccidental del macizo de Peña Trevínca (montañas galaico-sanabrienses, NW ibérico). En: *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*.Sociedad española de Geomorfología. Logroño. 241-251

Schmitz, H. (1969). *Glazialmorphologische untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicia/León).* Geographische Institut der Universitat zu Köln im Selbsverlang. 157.

Trenhaile, A.S., Pérez Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M. & Blanco Chao, R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surf. Processes. Landforms*, 24, 605-621.

Valcárcel, M. (1998). *Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el sureste de Galicia: Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas Lucenses*. Tesis Doctoral. Universidade de Santiago de Compostela (España). 496 pp.

APROXIMACIÓN A LAS FASES FRÍAS CUATERNARIAS EN LAS CUENCAS CENTRALES PIRENAICAS A PARTIR DE LA CORRELACIÓN DE REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS

J.L. Peña Monné (1) y C. Sancho Marcén (2)

(1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jlpena@unizar.es
(2) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es

Abstract (Cold phases in central Pyrenean valleys from correlation of palaeoclimatic records): *Chronology of terrace systems and related moraines, fluvioglacial and glaciolacustrine records have increased from geomorphological works carried out in the valleys of the Gallego and Cinca rivers (Central South-Pyrenees).These morphosedimentary archives constitute the response to the main cold phases during the Upper Pleistocene. Five cold periods can be differentiated at 143-180, 83-100, 49-70, 32-47, 9-14 ka. The LGM is only evidenced from loess and periglacial slope deposits, indicating a prevalence of cold and dry environmental conditions.*

Palabras clave: Pirineos, Cuaternario, fases frías.
Key words*: Pyrenees, Quaternary, cold phases.*

INTRODUCCIÓN

Resulta evidente que los registros morfosedimentarios indicadores de etapas frías pleistocenas en cuencas fluviales de montaña son las formas y depósitos de origen glaciar y periglaciar. Sin embargo, no siempre se conservan estos registros y, en ciertos casos, son difíciles de identificar y ordenar cronológicamente o no es posible aplicar un método de datación adecuado. Por ello, para el conjunto de una cuenca fluvial de tamaño pequeño o medio, como las pirenaicas, en la que se presupone que el funcionamiento de sus distintos tramos responde a una sincronía en los procesos geomorfológicos, es importante valorar la posibilidad de utilizar otros indicadores correlacionables. Algunos ya se usan frecuentemente, como las terrazas fluvioglaciares, los depósitos glaciolacustres o las turberas. A éstos habría que añadir otros que aportan una menor señal fría o que pueden ser más discutibles, como las terrazas fluviales de los cursos medio y bajo, los depósitos periglaciares en laderas de montaña media, las laderas regularizadas por procesos solifluidales (*talus flatiron*) en las cuencas bajas de los ríos, las acumulaciones de loess, etc. Incluso pueden utilizarse los glacis y conos laterales como elementos de referencia para completar alguna secuencia en la que han sido erosionadas las terrazas fluviales con las que estaban conectados. La cartografía geomorfológica de estas formas cuaternarias se convierte en una herramienta esencial para esta correlación y para su expresión espacial.

OBJETIVOS

En este trabajo se exponen los resultados de la aplicación parcial de este sistema de análisis a dos cuencas del Pirineo central, los valles de los ríos Gállego y Cinca (Fig. 1), desde su cabecera en las cumbres pirenaicas, por encima de los 3000 m, hasta su desembocadura en el río Ebro, a sólo 200-100 m de altitud). Estos estudios se iniciaron ya en los años 80-90 mediante la elaboración de cartografías geomorfológicas sistemáticas de estas cuencas e intentos de correlación entre algunas de ellas. Pero sus resultados más destacables surgen de la aplicación de métodos de datación que han aportado grandes cambios a las hipótesis cronológicas previas y han creado un nuevo marco de correlación general (Peña et al., 2003, 2004; Sancho et al., 2003, 2004, 2007, 2008; Lewis et al., 2009; Benito et al., 2010). Además siempre es posible asumir datos procedentes de otras cuencas pirenaicas vecinas y del sector central del valle del Ebro, cuando tienen interés para reforzar la propuesta general.



Fig. 1. Mapa de situación.



Fig. 2. Cuadro general de dataciones de diferentes registros morfosedimentarios cuaternarios de las cuencas de los ríos Gállego y Cinca, agrupados en unidades cronológica, y posición de las mismas en relación con la curva de estadios isotópicos marinos. .

Los datos cartográficos y los trabajos de campo sobre las acumulaciones de los ríos Gállego y Cinca han sido transferidos a un SIG, con base topográfica y geológica a escala 1:50.000, con posicionamiento georreferenciado de la información edafológica y la topografía de las terrazas fluviales. Para este trabajo se aportará una versión reducida de la parte cartográfica de terrazas y depósitos glaciares, junto con la situación de los datos cronológicos, obtenidos por diversos métodos de datación. El conjunto de datos disponibles han sido recogidos y agrupados en unidades morfocronosedimentarias correspondientes a etapas frías, en forma de cuadros de síntesis. El objetivo último es mostrar a partir de esta base de datos que es posible establecer una correlación general entre varios tipos de registros morfosedimentarios de diversa génesis pero idéntico significado paleoambiental para definir las fases frías pleistocenas que han tenido mayor incidencia en el sector central pirenaico y su piedemonte, así como su relación con eventos climáticos fríos globales.

RESULTADOS

En la **cuenca del río Gállego**, las áreas con registros morfosedimentarios más extensos se localizan en su curso bajo, con un sistema de terrazas que abarca 11-12 niveles y del que se han obtenido dataciones OSL (Benito et al., 2010). Otras tres áreas de ensanchamiento del valle, en Sabiñánigo, Hostal de Ipiés y La Peña completan este sistema de terrazas y su enlace con los depósitos fluvioglaciares de Sabiñánigo Alto, polígono de Sabiñánigo y Aurín-Senegüé. En este último sector del curso alto (Ribera de Biescas) se localizan las principales morrenas terminales y laterales, dos de las cuales también han podido ser datadas con OSL a partir de niveles arenosos intercalados en el till glaciar (Peña et al., 2003, 2004; Sancho et al., 2004, 2007; Lewis et al., 2009). Otras dataciones complementarias proceden de derrubios estratificados periglaciares en las Sierras Exteriores (Peña et al., 1998; García-Ruiz et al., 2000). Finalmente, en el curso bajo está la única datación de loess, en Villanueva de Gállego.

En la **cuenca del río Cinca**, también es el curso bajo, en plena Depresión del Ebro, el que presenta el mayor desarrollo y conservación de niveles acumulativos de terrazas fluviales cuaternarias, que han sido estudiadas por Sancho et al. (2004, 2008) y Lewis et al. (2009) y se han obtenidos dataciones OSL en diferentes niveles y análisis de suelos para confirmar cronologías a partir de su grado evolutivo. Algunos puntos del curso medio también han permitido realizar dataciones (El Grado, Ligüerre) y el sector de confluencia del Cinca con el Ara, en Ainsa-Banastón. Aguas arriba de Ainsa, hay algunos afloramientos de terrazas fluvioglaciares (S. Marcial y Mesón de Salinas) y el único till que ha podido ser datado (Salinas de Sin), correspondiente a un depósito de *push moraine* y materiales fluvioglaciares del glaciar del Cinqueta, que alcanzaba hasta el valle principal (Sancho et al., 2003). En el río Ara también se han efectuado dataciones en la morrena lateral de Viu y en el glaciolacustre de obturación de Linás de Broto (Sancho et al., 2011, en prensa), lo que completa la información sobre el glaciarismo en este sector del curso alto de la cuenca. También hay restos de loess datados en Belver (Bajo Cinca) y dataciones de derrubios estratificados periglaciares (Desfiladero de las Devotas, García Ruiz et al., 2000) y macizo del Turbón, Peña et al., 1998). Por otra parte, hay que constatar el buen desarrollo de la terraza del Tardiglaciar-Younger Dryas en el curso bajo del valle del Cinca.

CONCLUSIONES

Los valles de los ríos Gállego y Cinca conservan testimonios morfosedimentarios de etapas frias cuaternarias, cuya datación ha permitido la correlación general de los sistemas de terrazas fluviales y fluvioglaciares, depósitos glaciolacustres y morrenas laterales y terminales de ambos valles (Fig. 2). En conjunto pueden diferenciarse 5 etapas: una fase fría en el ciclo rissiense alpino (145-180 ka, MIS 6), tres fases würmienses alpinas: 83-100 ka (MIS 5), 49-70 ka (MIS 3-4) y 32-47 ka (MIS 3), estando ausente el último máximo glacial (LGM). La última gran etapa fría se manifiesta a nivel fluvial en el Tardiglaciar-Younger Dryas (9-14 Ka) con formas periglaciares y terrazas fluviales (Fig. 2). La primera y tercera de estas fases también está presentes en el valle del río Aragón (García-Ruiz et al., 2011), lo que reafirma su carácter general en el Pirineo central.

Las características y potencia de los depósitos fluviales, la amplitud de los paleofondos aluviales y los valores espesor y longitud alcanzados por los glaciares en cada etapa permite establecer el grado de importancia de cada una de ellas, al tiempo que se observa diferencias entre ambos valles. La fase de 145-180 ka (*Fase Sabiñánigo*) es la que muestra su mayor desarrollo, mientras que la fase de 83-100 ka (*Fase Aurín*) en el Gállego fue la más importante

de las del cilo würmiense alpino, sin embargo en el Cinca-Cinqueta destaca la etapa de 40-70 ka (*Fase Salinas de Sin*).

El LGM sólo queda representado por una acumulación de loess en una de las terrazas del Cinca y con depósitos de derrubios estratificados. Esta ausencia ya fue señalada por García-Ruiz et al. (2003), Peña et al. (2003), Lewis et al. (2009) y contrasta con la importancia que alcanzó en el Pirineo Nororiental (Delmas et al., 2011). De todas formas, tanto esta etapa como la de 9-14 ka pueden tener sus registros glaciares respectivos en áreas de cabecera hasta donde no alcanzan aún las dataciones efectuadas.

Agradecimientos: Trabajo realizado en el marco del Grupo Consolidado de Investigación del Gobierno de Aragón Paleoambientes del Cuaternario.

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: Climate and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2694-2704.

Delmas. M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R. & Bourlés, D. (2011). Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glaciar systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional paleoclimates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 305, 109-122.

García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. & Constante, A. (2011,enviado): Timing of the maximum glacial extent for the last two glacial cycles in the Aragón Valley, Central Western Pyrenees.*Geografiska Annaler* (en prensa)

García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Valero, B., González-Sampériz, P., Lorente, A., Beguería, S. & Edwards, L. (2000). Derrubios de ladera en el Pirineo Central español: significación cronológica y paleoclimática. En: *Proceso y formas periglaciares en la montaña mediterránea.* (Peña, J.L., Sánchez, M. & Lozano, M.V., eds.). Inst. Est. Turolenses, Teruel, 63-79.

García-Ruiz, J.M., Valero, B., Martí-Bono, C. & González-Sampériz, P. (2003): Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), 61-72.

Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña J.L. & Rhodes, E. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.

Peña, J.L., Chueca, J. & Julián, A. (1998). Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: cronología y límites altitudinales. En: Procesos *biofísicos actuales en medios fríos* (Gómez-Ortiz, A., Salvador, F., Schulte, L. y García-Navarro, A., eds.), Universitat de Barcelona, 201-216.

Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003): Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineos de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.

Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rodhes, E. (2004): Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gallego y su relación con las terrazas fluvioglaciares (Pirineo de Huesca). En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, J.L, Longares, L.A. y Sánchez Fabre, M. eds). Universidad de Zaragoza, 71-84, Zaragoza.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvioglacial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial maximum in the Pyrenees? En: Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region.. (Ruiz Zapata, M.B. et al., eds.). Univ. Alcalá de Henares-Mº Ciencia y Tecnología-INQUA.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios de las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*, Sociedad Geológica de España, 181-205,

Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., MacDonald y Rhodes, E. (2007): Datos cronológicos del sistema de terrazas Pleistoceno medio-superior en la cuenca del río Gállego (Pirineos-Depresión del Ebro). En: *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario* (J. Lario y P.G. Silva, eds.) AEQUA y Escuela Politécnica Superior de Ávila, 29-30,

Sancho, C., Peña, J.L. Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2008): Actividad glaciar y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno superior en Pirineos-Cuenca del Ebro. *Geo-Temas*, 10, 763-766.

Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E., Arenas, C., Pardo, G., García-Ruiz, J.M. & Martí-Bono, C.E. (2011). El registro glaciolacustre de Linás de Broto (valle del Ara, Pirineo Central, Huesca). En: *Resumenes XIII Reunión Nac. Cuaternario*, Andorra 2011 (en prensa).

MONTAGNES ET VALLEES D'ANDORRE

M. C. Prat

Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, FRE 3392 EEE , Université Michel de Montaigne Bordeaux 3, Domaine Universitaire 33 700 PESSAC. marie-claire.prat@wanadoo.fr

Abstract (Mountains and valleys of Andorra): *This poster presents the geomorphological map (1/50 000) of Andorra, made from the interpretations of aerial photography and field investigations (1980). The Pleistocene glaciation gave important features to the landscape but glacial landforms have left high planation surfaces, some of which have been tilted by late tectonic movements. Glacial accumulation mapping allows a relative chronology. The glacial cycle which most marked the Andorra mountains was characterized by an expansion phase followed by a stationary phase, during which a glaciolacustrin complex built up in La Massana basin, linked to this valley's obturation by the principal glacier. Then a post-maximum phase is mapped. Finally a glacial phase occurred in the late glacial period, represented by block-covered and rock glaciers which left abundant moraines on cirque's floors. After the deglaciation, the landscape was modified by gravitational and fluvial readjustments.*

Key words: *geomorphological map, Pleistocene glaciation, glacial landforms, glacio-lacustrin complex, Eastern Pyrenees.*

INTRODUCTION

Cette carte géomorphologique en couleurs de l'Andorre au 1 : 50 000 représente le premier travail de ce type couvrant l'ensemble du territoire andorran (465 km²). Extraite d'une thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux 3. (M.C.Prat, 1980), elle représente les conclusions d'un long et minutieux travail de terrain effectué de 1973 à 1979 et appuyé sur l'analyse de photographies aériennes étudiées en stéréoscopie.

La carte géomorphologique permet de mettre en évidence l'originalité de la montagne andorrane située à la limite des Pyrénées centrales et des Pyrénées orientales, et sur le versant sud de la chaîne. Ensemble de crêtes dont les plus hauts sommets dépassent à peine 2900 m (Coma Pedrosa 2942 m) mais aussi de vallées profondes et souvent étroites, l'Andorre est tournée vers l'Espagne par l'intermédiaire du Riu Valira. Issu de la confluence du Valira d'Orient et du Valira del Nord, le Gran Valira draine vers le Rio Segre, affluent de l'Ebre, la majorité des eaux du territoire. L'Andorre reste au contraire très isolée du versant nord-pyrénéen par des crêtes-frontières élevées (Pic de la Serrera 2912 m) dont les cols sont difficilement accessibles. Les sommets conservent souvent des formes lourdes avec une certaine subégalité des altitudes au niveau des crêtes. Mais la conservation de surfaces d'aplanissement aux pentes faibles, perchées à plus de 2000 m, est également remarquable. L'ensemble définit une montagne massive et faiblement aérée.

Pourtant, l'héritage glaciaire en Andorre est indéniable, lié au dernier grand cycle glaciaire ayant le plus fortement marqué le relief de l'Andorre et ayant laissé des formes relativement fraîches. En l'absence de méthodes performantes de datation absolue sur l'Andorre dans les années 1970, une chronologie relative a été retenue.

LE MAXIMUM GLACIAIRE EN ANDORRRE

Cette période du Maximum Glaciaire (Fig.1) a laissé d'importants témoins dans le relief andorran. Elle est caractérisée par une phase d'expansion où les glaciers en crue descendent très en dessous d'une ligne d'équilibre glaciaire qui peut être fixée, dans les vallées qui n'ont connu qu'une action glaciaire limitée, aux environs de 2000 m en exposition nord et 2300 m en exposition sud. Les langues de glace canalisées par les vallées préglaciaires ont alimenté la langue glaciaire principale (Valira d'Orient) qui atteignait près de 500 m d'épaisseur au niveau d'Engolasters. Deux kilomètres en aval, elle s'enrichissait des apports du glacier du Madriu et du glacier du Valira del Nord. Le bassin de La Massana situé dans cette dernière vallée était alors entièrement occupé par la glace. La moraine de fond qui apparaît au niveau d'une coupe visible en aval du village et qui repose directement sur la roche en place en est la preuve. D'autre part, des placages morainiques, situés au débouché de la vallée du Montaner qui ne logeait aucun glacier de langue, ne peuvent être attribués qu'à cette **phase d'expansion du maximum glaciaire**.

C'est donc un glacier important qui occupait le bassin d'Andorre-la-Vieille pendant cette phase d'expansion, descendant à des altitudes plus basses et laissant de cette période un certain nombre de témoins dans la vallée du Riu Valira : quelques traces de poli glaciaire sur les versants au-dessus du fond de la vallée en aval de la Margineda, des blocs erratiques (Gxa) sur les bas de versants au dessus de Sant Julia (960 m), ce qui indique la terminaison d'un glacier très amaigri vers 900 m d'altitude. Le phénomène glaciaire concerne alors plus de la moitié du territoire andorran, laissant toutes les petites vallées du sud-ouest de
l'Andorre dans un domaine périglaciaire auquel il faut ajouter les versants et les hauts interfluves au-dessus du niveau des glaciers de cirques et de vallées (Fig.1).

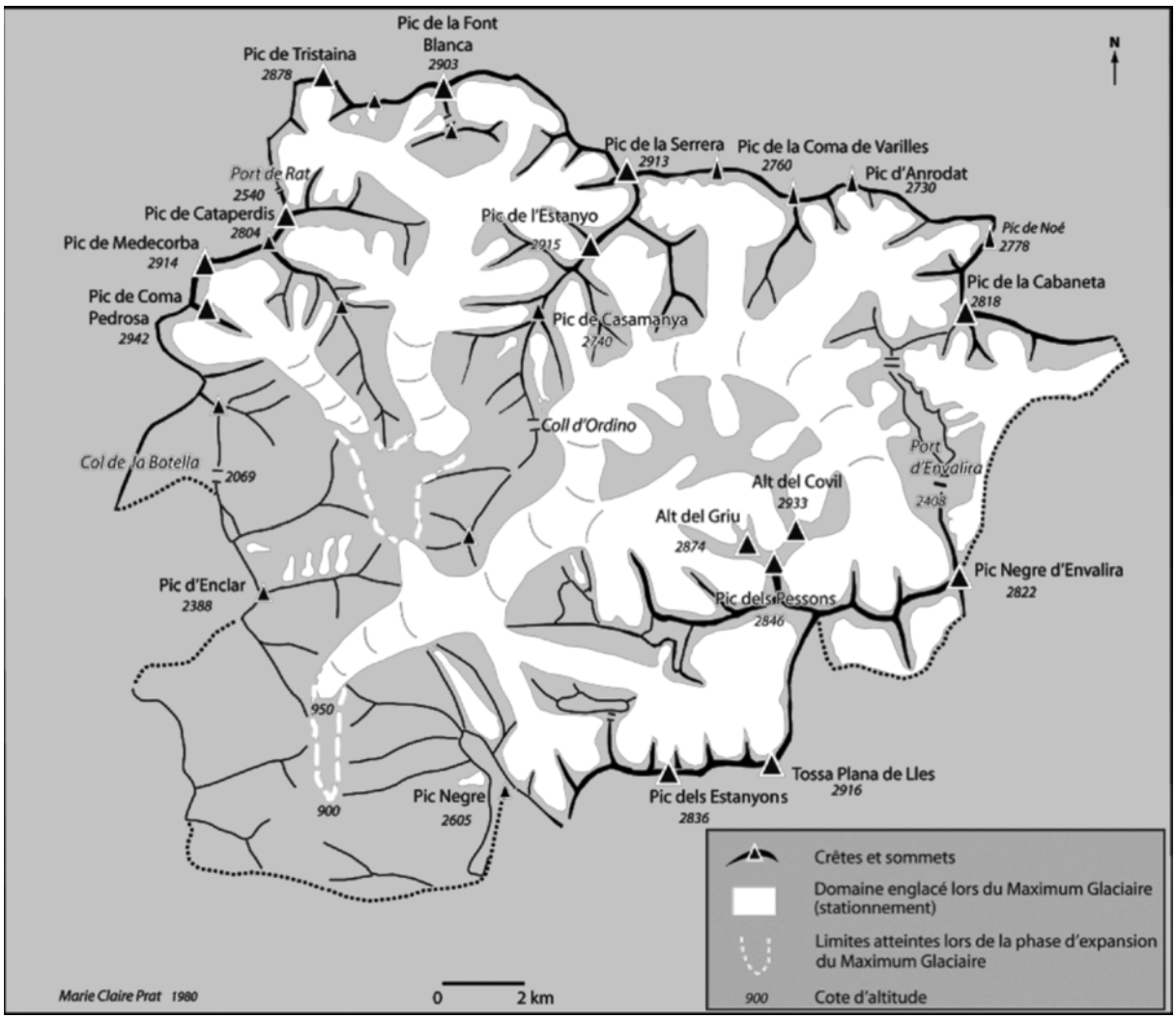


Fig.1 Le maximum glaciaire en Andorre (in « Montagnes et vallées d'Andorre » Marie-Claire Prat, 1980).

Cette phase d'expansion est suivie d'une **phase de stationnement** où le glacier du Valira recule de quelques kilomètres seulement, abandonnant des moraines à La Margineda (950 m) puis à Santa Coloma (Gxb) à la sortie du Bassin d'Andorre-la Vieille (Fig.2).

Cette première phase de retrait va correspondre à un long stationnement repérable en amont par les importantes moraines d'Engolasters (1650 m), mais aussi par les moraines en bec de la Comella au dessus du bassin d'Andorre (1300 m) et les moraines de Santa Coloma (975 m).
La faiblesse des accumulations frontales construites dans le fond de la vallée s'explique par la faible largeur de cette dernière et l'abondance des eaux de fonte d'un glacier parvenu très largement au dessous de la ligne d'équilibre glaciaire.
Lors de cette période de stationnement, le glacier principal se trouve donc en retrait de 3 à 4 kilomètres par rapport à sa phase d'expansion maximale. Cette phase de recul s'enregistre également et de manière plus accentuée pour les glaciers des vallées latérales d'Ordino et d'Arinsal qui descendent en exposition sud et voient leur fonte accélérée dans la partie aval. Avec un recul d'environ 5 km, ils se retrouvent en amont de La Massana. Ainsi, les eaux de fonte ne peuvent-elles s'écouler, bloquées par le barrage que constitue, au débouché de la vallée, le glacier principal.

Le complexe glacio-lacustre de La Massana

L'obturation latérale induite par le glacier principal encore présent dans le bassin d'Andorre se traduit par la construction d'un complexe glacio-lacustre et fluvio-glaciaire dans le bassin de La Massana.

Les dépôts liés à cette phase lacustre (GLxb) ont pu être étudiés grâce à plusieurs coupes réalisées au moment du développement des constructions à La Massana dans les années 1970, mais également à la briquetterie de la vallée d'Arinsal (1267m) et sur la route d'Ordino au niveau de la Farga de Plandolit (1263 m). Ils mettent en évidence un lac digité où se déposent les matériaux nous renseignant sur l'activité des eaux proglaciaires dans la période de retrait.

L'ensemble de ces dépôts repose sur la moraine de la phase d'expansion, visible à La Massana où elle repose sur la roche en place. Les formations supérieures ont donc bien été déposées après l'évacuation du bassin par la glace. **Les formations varvées**, compactes, de couleur grise, permettent d'identifier facilement la phase lacustre. Alors que les coupes de La Massana ont permis d'en fixer l'altitude inférieure (1230 m), son exploitation pour la fabrication des briques entre La Massana et Erts mettait en valeur l'épaisseur du dépôt argilo-limoneux dont l'altitude supérieure est aux environs de 1300 m. Au niveau même des coupes, des lits sableux clairs ou des lits de fins graviers viennent s'intercaler. Ils correspondent aux décharges estivales dans le lac. Le passage de la fraction argileuse aux rayons X a donné une proportion d'illite de 77%, le reste correspondant à la chlorite (23%), deux produits d'altération sous climat froid.

Aucune moraine terminale ne signale avec précision la position des deux glaciers d'Arinsal et d'Ordino au moment où s'établissent les dépôts lacustres. Leur terminaison pouvait se faire dans le lac ou à proximité. Les eaux de fusion du glacier empruntent alors les chenaux proglaciaires dont le tracé est préparé par la structure locale. Elles apportent dans le lac **un matériel proglaciaire**, et notamment des galets glaciaires remaniés par les eaux, qui s'accumulent en petits cônes dont le sommet s'ouvre au niveau de chaque ancien chenal et qui sont autant de petits deltas sous-lacustres. Les coupes montrent des lits inclinés à 20-25° où alternent matériaux fins et matériaux plus grossiers de type graviers et galets correspondant aux décharges brutales de la période estivale.

Une formation plus grossière (moraine remaniée) vient recouvrir les dépôts précédents dans la partie orientale du bassin à El Piu, Aldosa, La Gonarda. La proximité immédiate du glacier d'Ordino qui s'est probablement réavancé jusqu'à Aldosa au cours d'une petite pulsation, est confirmée par les phénomènes de glacio-tectonique sur les formations fluvio-glaciaires.

L'ensemble des formations glacio-lacustres de La Massana a été, lors de la vidange du lac de barrage, puis de la fonte glaciaire généralisée, réentaillée par les eaux en une gorge profonde de 80 à 100 m.

Les modelés marginaux développés en situation périglaciaire

Dans la zone aval et hors du domaine glaciaire, les hauts vallons ont connu au maximum glaciaire des accumulations de matériaux soliflués lorsque les conditions étaient favorables notamment en exposition nord et ouest. Ainsi, au sud-ouest de l'Andorre, **les glacis d'accumulation d'Aixirivall et Els plans** (1200 et 1400 m d'altitude) sont-ils des exemples de l'action périglaciaire. Il s'agit de glacis à pente faible (18°) à la fois dans le sens longitudinal et transversal, développés sur la rive gauche du Riu de l'Escobet et du Riu de la Peguera. Ces glacis sont aujourd'hui perchés au-dessus de la vallée qu'ils dominent de 100 à 150 m. Une accumulation d'environ 70 m de matériaux détritiques repose sur la roche en place, avec à la base, une formation hétérométrique de couleur gris clair, assez bien consolidée. La fraction fine réalise une cimentation assez fragile des éléments grossiers ce qui a facilité les ravinements et la sculpture de la formation en cheminées de fée. La fraction grossière (52%) est très hétérométrique. Des fragments de schistes anguleux ou subanguleux dont la taille va de quelques mm à quelques dizaines de cm présentent une disposition désordonnée.

Cette formation peut correspondre à une mise en place sous forme de coulées boueuses successives venant se superposer. La nature des minéraux argileux (illite 80%, chlorite 20%) a révélé une période de climat froid et les débris anguleux témoignent d'un actif processus de fragmentation par le gel facilité par la nature très gélive des schistes du bassin-versant.

La partie supérieure du glacis d'accumulation présente un litage fruste parallèle à la pente du glacis et un matériel moins hétérométrique. Les éléments grossiers dont la plus grande longueur ne dépasse pas 25 à 30 cm sont disposés parallèlement à la pente. Il s'agit là d'un matériel remanié par les eaux, sans qu'il y ait destruction de la formation, un ruissellement diffus ayant ainsi façonné et régularisé le glacis à partir des matériaux mis en place précédemment.

La première phase serait à mettre en rapport avec une période froide et humide, la deuxième période correspondant à un climat plus sec.

Par contre les analyses des matériaux soliflués au-dessus des villages de Certes et Nagols ont révélé la présence de kaolinite (10%) et de montmorillonite (20%) associées à l'illite qui représente 70% des minéraux argileux. Ces résultats évoquent **la reprise d'altérites tertiaires**, élaborées sous climat plus chaud, par les processus de solifluxion qui se mettent en place au début de la période froide du Maximum. S'y est ajouté un matériel libéré par la gélifraction active dans le matériel schisteux du bassin-versant.

LA FIN DU MAXIMUM GLACIAIRE ANDORRAN

Après le premier recul qui conditionne l'obturation latérale de la vallée de la Valira del Nord, suivi probablement d'une nouvelle et courte pulsation, la fin de la période d'englacement maximum se traduit par un recul généralisé des appareils glaciaires. Ce recul est parfois enregistré au niveau des glaciers des vallées suspendues qui se terminent très amaigris sur le versant de l'auge principale. C'est le cas du glacier des Cortals d'Encamp qui, lors de cette phase de retrait, laisse quelques moraines latérales en bec sur le versant dominant le bassin d'Encamp.

D'autres formes d'accumulation apparaissent comme tout à fait remarquables dans la vallée principale (Cortals de Beixalis, Prats) et semblent devoir être attribuées à la période de retrait des glaciers. En contrebas de la crête de Beixalis (1800 m), une langue, dont la racine se situe vers 1600 m d'altitude s'étale en spatule sur le versant de la vallée au-dessus du Bassin d'Encamp. La nature du matériel, la forme générale, permettent de classer cet ensemble dans la catégorie des coulées boueuses. Sa terminaison très basse sur le versant de la vallée principale en fait une formation postérieure au stationnement, les matériaux accumulés sur les marges du glacier ayant été entraînés en coulée boueuse au moment de la fonte accélérée de la glace.

Les dernières phases glaciaires

La phase immédiatement postérieure **(Post-Maximum I)** aboutit à la disjonction des langues glaciaires qui stationnent au niveau des hautes vallées vers 1800-2000 m d'altitude, tandis que certains secteurs d'altitude plus modeste ou en exposition sud ne connaissent que des glaciers de cirques. La ligne d'équilibre glaciaire se trouvait en exposition nord 200 à 300 m plus haut que celle du Maximum Glaciaire. Cette phase se marque par des moraines peu abondantes (Gy a) et par plusieurs stades de retrait (Gyb et Gyc).

Le retrait des glaciers est donc important par rapport à la période du maximum glaciaire. Lorsque les conditions d'alimentation sont les meilleures, cette phase correspond à de petits glaciers de langue, peu épais, souvent à peine sortis des cirques et engagés dans la partie amont des vallées. Mais l'importance du glacier variait en fonction de l'exposition, de la superficie des bassins d'alimentation, de l'altitude des crêtes cernant ces derniers. Cette phase glaciaire peut donc se limiter dans certains cas à des glaciers de cirque ou de parois et ne doit pas être confondue avec le tardi-glaciaire.

Là encore, une analyse morphométrique a pu appuyer le raisonnement d'autant plus que les traces laissées par cet épisode glaciaire sont inégales. L'absence de moraines frontales n'est pas rare. Elle s'explique généralement par les conditions locales. D'autre part, l'avancée maximale des glaciers pendant cette phase est suivie d'une série de stades de retrait qui viennent rendre plus complexes encore les dépôts de cette période postérieure au maximum glaciaire andorran.

Mais entre la période de stationnement du maximum glaciaire qui reste en Andorre un glaciaire de langue intra-montagnard et le stade des hautes vallées il n'existe pas de dépôts morainiques suffisamment importants pour préciser d'éventuels stationnements.

Le tardi-glaciaire (Gz) est au contraire une période fondamentale car elle modifie le paysage des grands cirques, malgré la modestie des appareils glaciaires qu'ils ont alors logés. Glaciers très chargés, passant localement aux glaciers rocheux, ils ont abandonné d'abondantes moraines à gros blocs qui témoignent d'une ablation non négligeable sur les parois des cirques. Les contrastes d'exposition sont alors remarquablement mis en valeur.

Un cachet particulier pour la haute montagne

Le relief andorran se trouve profondément modifié à la fin du Pléistocène. Les crêtes de recoupement glaciaire, les cirques et les vallées glaciaires forment les grandes lignes du relief actuel. Les différents types de cirques, cirques granitiques à fond plat, cirques en fauteuil, cirques en demi-bol donnent un cachet particulier à la haute montagne andorrane, mais ils ne sont pas très profondément creusés. La variété des formes s'explique par la lithologie (indiquée sur la carte par des trames en arrière-plan) et les différences dans l'empreinte glaciaire selon les expositions. Des vallées en auge, accidentées de verrous glaciaires, s'élargissent au niveau de quelques bassins (Encamp, Andorre-la-Vieille, La Massana) tandis que les vallées secondaires (Cortals d'Encamp, Vall del Riu, Ransol) restent suspendues au dessus des vallées principales.

Préservés de l'érosion glaciaire, des éléments de relief mûr (Plas, Camps, Rasas) sont remarquablement bien conservés à haute altitude (entre 2300 et 2700 m) tandis qu'on retrouve un niveau plus élevé dans la subégalité des lignes de crêtes. L'élaboration de ce relief mûr préglaciaire s'est faite sur une longue période après la première orogénèse pyrénéenne. Certains éléments de ces reliefs mûrs ont été ultérieurement basculés par des mouvements tectoniques tardifs. Les couvertures d'altérites que l'on trouve sur ces hautes surfaces sont des placages peu épais. Les formes arrondies en boules de certains blocs indiquent une altération non négligeable tandis que les blocs éclatés sont la preuve d'une gélifraction active pendant les périodes froides. L'analyse des arènes a permis de déterminer les argiles (illite et chlorite) qui témoignent de l'importance de l'évolution de ces surfaces pendant les froids quaternaires. Le contexte périglaciaire a pu faciliter l'évacuation des formations meubles d'altérite dégageant les blocs (ruissellement, vannage éolien). Sur les hauts niveaux schisteux, la fraction fine était lors du dégel soumise à une active gélifluxion dès que la pente était suffisante.

La période qui a suivi la disparition des glaciers a été marquée par des modifications profondes des systèmes morphogénétiques. Le gel, la neige, les eaux courantes, contribuent à compléter par petites retouches le paysage andorran (glissements de terrain, éboulis, solifluxion…).

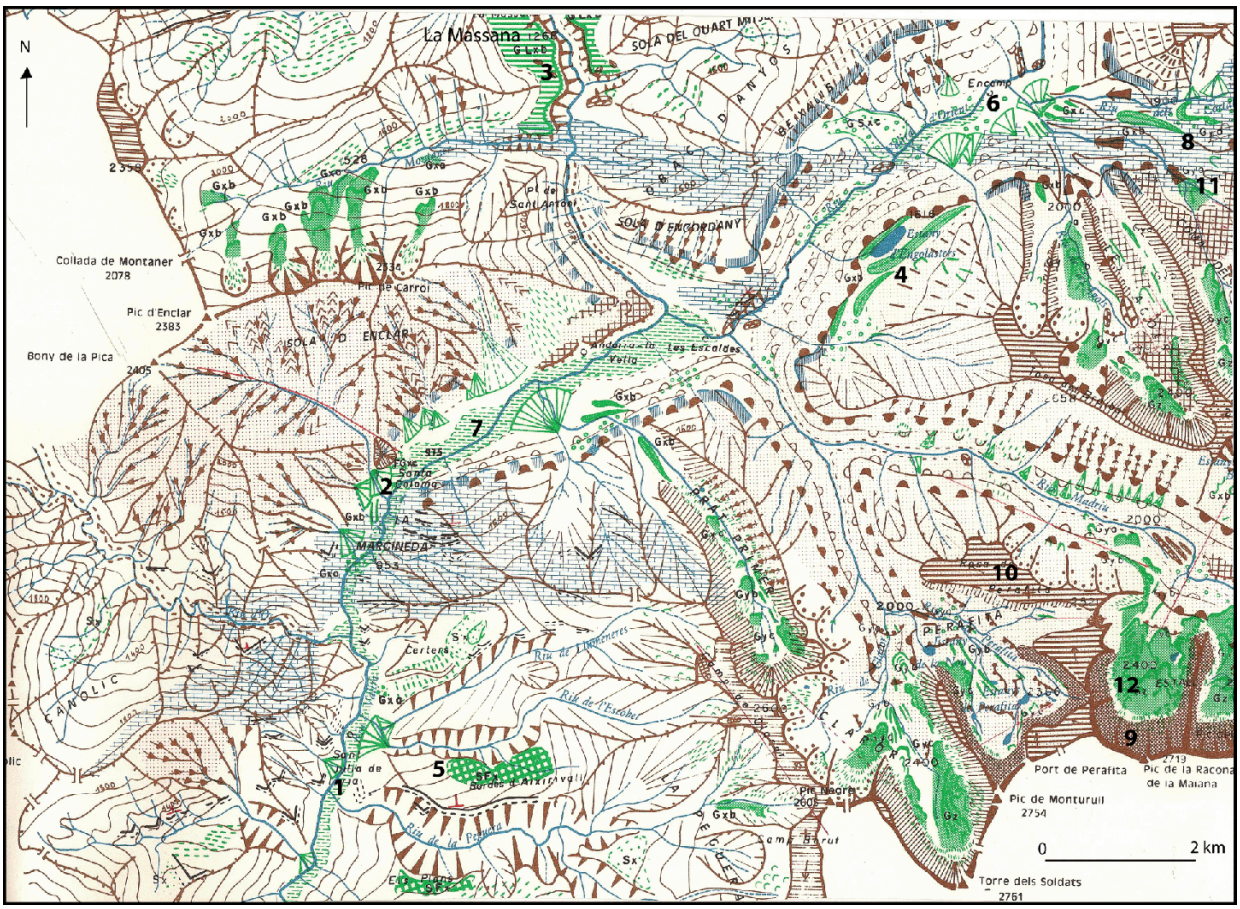


Fig.2 Extrait de la carte géomorphologique de l'Andorre (M.C.Prat , 1980).
Les chiffres renvoient aux lieux cités dans le texte.

1 Sant Julia de Loria (phase d'expansion du Maximum glaciaire)
2 Santa Coloma (phase de stationnement)
3 Complexe glacio-lacustre de La Massana
4 Moraines latérales d'Engolasters
5 Glacis d'accumulation d'Aixirivall
6 Bassin d'Encamp
7 Bassin d'Andorre-la Vieille
8 Vallée suspendue des Cortals d'Encamp
9 Crêtes de recoupement glaciaires, cirques
10 Haute surface d'aplanissement
11 Moraines du Post Maximum I
12 Moraines à gros blocs du Tardi-glaciaire

CONCLUSION

L'étude géomorphologique* de l'Andorre a conduit à proposer un type original d'une haute montagne réaménagée par les glaces quaternaires, différente du modèle des Alpes ou même des Pyrénées centrales, celui de la haute montagne catalane.

Le point de départ de l'évolution a été un ensemble de reliefs mûrs mais présentant une certaine énergie au moment où ils furent portés en altitude à la fin du tertiaire. La période glaciaire (Maximum glaciaire) qui a le plus marqué le relief andorran au niveau des vallées et des cirques n'a pas fait disparaître le relief préglaciaire. La morphogénèse en période froide, dans une ambiance périglaciaire, a achevé la réalisation de hautes surfaces partiellement dessinées antérieurement, tandis que des modelés marginaux (coulées boueuses, glacis) se développaient en situation périphérique, reprenant parfois des altérites élaborées sous climat plus chaud. Après le maximum glaciaire andorran, la déglaciation fut nette, les fronts glaciaires se situant 1000 m plus haut que la terminaison aval du glacier principal (Valira) dans sa plus grande phase d'expansion. Ces courtes langues glaciaires utilisent les moules du relief hérité du Maximum glaciaire. A peine engagées dans les hautes vallées, et parfois demeurant au niveau des cirques, elles n'ont abandonné que des moraines de volume modeste avec quelques stades de retrait (Post-Maximum I). Seule l'ultime phase tardi-glaciaire se distingue de la précédente par les volumineuses constructions de moraines à gros blocs anguleux correspondant à des glaciers très chargés voire à des glaciers rocheux n'occupant qu'en partie le fond des cirques les plus élevés avant la disparition totale de la glace.

Références bibliograpfiques

Marie-Claire PRAT, *Montagnes et vallées d'Andorre, 1980, Thèse de Doctorat Université de Bordeaux 3, 266 p, 50 planches hors texte, carte géologique et carte géomorphologique en couleurs au 1 : 50 000*

CRONOLOGÍAS GLACIALES DEL NEVADO COROPUNA: IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS PARA LOS ANDES CENTRALES

J. Úbeda Palenque (1) y D. Palacios Estremera (1)

(1) Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña (https://portal.ucm.es/web/gfam). joseubeda@ghis.ucm.es

Abstract (Glacial chronologies of Nevado Coropuna: paleoclimatic implications for Central Andes): *In this paper we present a set of exposure ages to cosmogenic radiation which provide a preliminary chronology for the Last Glacial Maximum (LGM) on the glacial system of Nevado Coropuna volcanic complex (western range of Central Andes, southern Peru). The results and their discussion using paleoclimatic proxies suggest that the LGM advanced progressively over the region, in the same sense as climate aridity increased southward and westward of Central Andes. Glacier expansion was linked with the gradual installation of considerably wetter conditions than today, which allowed the expansion of Nevado Coropuna´s ice masses since 22 ka to 11 ka BP. The glacial ages show an asynchrony with other regions, which can be explained by paleoclimatic trends.*

Palabras clave: LGM, Andes Centrales, edades de exposición, tendencias paleoclimáticas
Key words*: LGM, Central Andes, exposure ages, paleoclimatic trends*

Hasta la última década del siglo XX la mayoría de las cronologías glaciales de los Andes Centrales se establecieron utilizando el método del carbono-14, con los problemas derivados de la ausencia de materia orgánica en las elevadas altitudes en las que se encuentran las áreas glaciadas en los trópicos. En los últimos años se han desarrollado nuevas técnicas basadas en la producción de cosmonucleidos en la superficie de las rocas, que han permitido realizar nuevas dataciones, ampliamente discutidas en Smith et al. (2008), Zech et al. (2008) y Bromley et al. (2009). A pesar de todo la cronología del Last Glacial Maximum (LGM) en los Andes Centrales y su sincronía o asincronía con LGM global todavía no están suficientemente aclaradas. Las dataciones muestran un retraso progresivo desde la parte más septentrional hasta los sectores más meridionales, en el mismo sentido que se incrementa la aridez del clima (hacia el sur y hacia el oeste de la región).

Bolivia (~15-17ºS) las primeras pulsaciones no sucedieron hasta entre 24 y 17 ^{10}Be ka (Zech et al., 2007). Las únicas fechas de la cordillera occidental publicadas hasta el momento proceden del Nevado Coropuna y sugieren fechas todavía más recientes, en torno a ~21 ^{3}He ka (Bromley et al., 2009). El objetivo de este trabajo ha sido contribuir a conocer la cronología del último máximo glacial en el sector NE del complejo volcánico. La investigación se ha apoyado en la elaboración de una cartografía geomorfológica (Fig. 1). El mapa sirvió para establecer cronologías relativas de las unidades geomorfológicas y seleccionar los mejores lugares para recoger muestras y estimar las edades de exposición, utilizando de la herramienta CRONUS (http://www.cronuscalculators.nmt.edu/cl-36/).

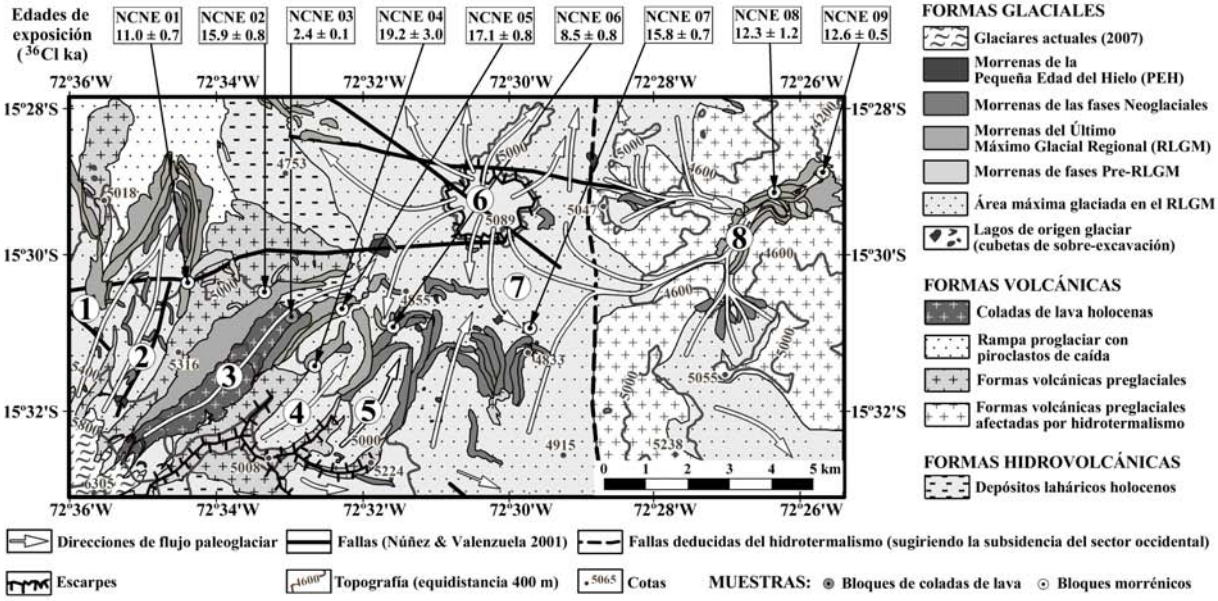


Fig. 1: Cartografía geomorfológica del sector NE del complejo volcánico Nevado Coropuna, con indicación de la localización de las quebradas Mapa Mayo (1), Santiago (2), Queñua Ranra (3), Cuncaicha-Pomullca (4) y Pomullca-Huajra Huire (5), el cerro Pumarranra (6), el altiplano de Pampa Pucaylla (7) y la quebrada Jellojello (8).

Mientras en la Cordillera Blanca (~8-10ºS) se han descrito avances en ~29 ^{10}Be ka (Farber et al., 2005), en la Cordillera Real y la región de Cochabamba, en

Las edades de exposición confirman una parte de las cronologías propuestas por Bromley et al. (2009) y la asincronía del RLGM con respecto a otras regiones

más húmedas de los Andes Centrales, donde la última glaciación comenzó casi simultáneamente con las latitudes medias y altas. Las fechas publicadas por Farber et al. (2005) para la Cordillera Blanca (~29 ^{10}Be ka) son inmediatamente posteriores a la culminación de la progresión de los inlandsis del NE de Norteamérica y el oeste de la Antártida y algunos glaciares de montaña del Hemisferio Norte, que Clark et al (2009) sitúan entre 33 y 29 ^{14}C cal ka. En una posición algo más meridional, Hall et al (2009) identificaron en la Cordillera Huayhuash un grupo de umbrales rocosos con pulimento glaciar que permite asignar una cronología de >26 ^{10}Be ka para la última máxima expansión de las masas de hielo, coherente con el nivel medio mínimo de los océanos de los últimos 50 ka, identificado en ~26 ka por tres modelos independientes (Clark et al., 2009; Lambeck & Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000). El descenso del nivel del mar en ~130 m con respecto al presente ha sido atribuido a que en esa fecha todos los inlandsis regionales debían encontrarse en la plenitud de su crecimiento (Clark et al., 2009).

Para minimizar las diferencias que los resultados que obtuvieron en el Nevado Coropuna presentan con relación a las regiones más septentrionales Bromley et al (2009) aplicaron diferentes tasas de producción de cosmonucleidos, argumentando que ese parámetro todavía no ha sido determinado con exactitud en los Andes Centrales. Nosotros proponemos otra hipótesis, que no es incompatible con la anterior y se resume en dos principios: 1) La asincronía de las cronologías glaciales se debe al gradiente de la aridez del clima de los Andes Centrales y 2) Para que sucediese la expansión de la glaciación hacia el sur y el oeste de la región fue necesario que la humedad se incrementase progresivamente en el mismo sentido. El retraso de las fechas publicadas por Zech et al. (2007) para la Cordillera Real (24 ^{10}Be ka) refleja el paulatino avance hacia el sur de condiciones notablemente más húmedas que las actuales. Posteriormente la humedad y la glaciación se extendieron más hacia el sur, propiciando la aparición de grandes lagos en las cuencas del altiplano boliviano, entre 18 y 20ºS, que inspiraron a Plazcek, (2005) y Plazcek et al. (2006) para definir el Ciclo Tauca (18-14 ^{14}C cal ka).

Las cronologías del Nevado Coropuna deducidas por Bromley et al (2009) y las que se presentan en este trabajo (Fig. 1) sugieren que la humedad también se incrementó de este a oeste del altiplano. Además del retraso en el inicio de la glaciación, la aridez también provocó otras diferencias entre las regiones más húmedas y las mas secas. La evolución posterior de los paleoglaciares en la Cordillera Blanca y la Cordillera Huayhuash es coherente con la tendencia global al calentamiento que refleja la evolución de la paleotemperatura de la superficie del mar (SST) en las Islas Galápagos (Fig. 2). En esas regiones más húmedas después de la máxima expansión inicial ocurrieron reavances de menor entidad que depositaron morrenas en altitudes cada vez más elevadas. Sin embargo en las regiones más áridas las masas de hielo experimentaron una expansión inicial seguida de varios reavances que volvieron a alcanzar una magnitud similar.
La evolución del plancton criófilo inscrito en los sedimentos del Lago Titicaca (Fig. 2) sugiere que a pesar de la tendencia global las condiciones climáticas en el altiplano pudieron seguir siendo favorables al avance de los paleoglaciares hasta 9 ^{14}C cal ka. Las edades de exposición NCNE 01, NCNE 08 y NCNE 09 del Nevado Coropuna (Fig. 1) confirman esa hipótesis, al igual que las fechas establecidas en la Cordillera Real de Bolivia por Zech et al (2007) en los valles San Francisco (12,9±0,6 ^{10}Be ka), Río Suturi (13,0±0,8 ^{10}Be ka) y Huama Loma (11,8±0,5 ^{10}Be ka), y Smith et al (2011) en el valle Pasto Grande (12,9±0,5 ^{36}Cl).

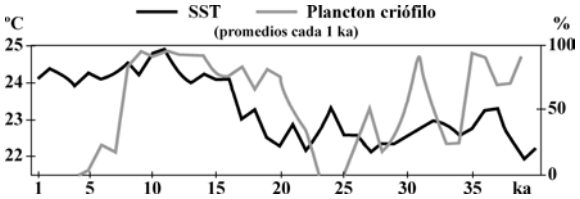


Fig. 2: SST en las Islas Galápagos (Lea et al 2006) y plancton criófilo inscrito en los sedimentos del Lago Titicaca (Fritz et al., 2007) desde 40 ka BP.

Referencias bibliográficas

Bromley et al. (2009). "Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes." Quaternary Science Reviews 1-13.

Clark et al. (2009). "The Last Glacial Maximum." Science 325: 710-714.

Farber et al. (2005). "The age and extent of tropical glaciation in the Cordillera Blanca, Peru." Journal of Quaternary Science 20 (7-8): 759-776.

Fritz et al (2007). Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Database. Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Data. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU).

Hall et al. (2009). "Geochronology of Quaternary glaciations from the tropical Cordillera Huayhuash, Peru." Quaternary Science Reviews In press: 1-20.

Lambeck & Chappell (2001). "Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle." Science 292: 679-686.

Lea et al (2006). Galápagos TR163-22 Foraminiferal δ^{18}O and Mg/Ca Data and SST Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-090. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder (EEUU).

Núñez & Valenzuela (2001). Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado Coropuna. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Lima (Perú), 118 pp.

Smith et al. (2011). "Late Quaternary glacial chronology on Nevado Illimani, Bolivia, and the implications for paleoclimatic reconstructions across the Andes." Quaternary Research 75: 1-10.

Plazcek (2005). Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of paleolakes on the southern bolivian altiplano. Phd Thesis. Department of Geosciences. Tucson (EEUU), Universidad de Arizona: 252.

Plazcek et al. (2006). "Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano." Geological Society of America Bulletin 118: 515-532.

Smith et al. (2008). "The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes." Joumal of Quaternary Science 23: 609-634.

Yokoyama et al. (2000). "Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima." Nature 406: 713-716.

Zech et al. (2007). "LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from ^{10}Be surface exposure dating." Climate of the Past Discussions 3: 839-869.

Zech et al. (2008). "Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from ~15º to 40ºS." Journal of Quaternary Science 23 (6-7): 635-647.

SESIÓN S1: AMBIENTES Y SECUENCIAS FLUVIALES Y DELTAICAS .

SESSIÓ S1: AMBIENTS I SEQÜÈNCIES FLUVIALS I DELTAIQUES.

LES TERRASSES FLUVIALS DEL SEGRE I AFLUENTS PRINCIPALS: DESCRIPCIÓ D'AFLORAMENTS I ASSAIG DE CORRELACIÓ

J.L. Peña-Monné (1), V. Turu i Michels (2) i M. Calvet (3)

(1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España; jlpena@unizar.es
(2) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, dptx 307, AD 500 Andorra la Vella, Principat d'Andorra; igeofundacio@andorra.ad
(3) Dpt de Géographie, Médi-Terra, Université de Perpignan, 52 av. Paul Alduy, 66860 Perpignan, France; calvet@univ-perp.fr

Abstract: The fluvial terraces from the Segre bassin: outcroups and correlation. *In Segre bassin can be distinguished up to 10 total levels of fluvial terraces. A first correlation for the main Segre tributaries has been done regarding the complete and well dated Cinca river terraces sequences. We observe in such correlation a general amalgamation tendency of the terrace layers toward the Eastern side of the Segre bassin and neotectonics uplifts or halokinetic movements had played a great role on erosion and deposition of different terraces since the Lower Pleistocene. It is also observed a main glaciofluvial origine for the terraces, being directly connected with ending morainic fronts almost since the Middle Pleistocene, nevertheless the intermedium terrace (T5) also extends to the last interglacial period in the early Upper Pleistocene.*

Palabras clave: Datacions absolutes, terrasses glaciofluvials, correlació intraconca, Pirineus meridonals.
Key words*: Absolute chronology, glaciofluvial terraces, chronology, bassin correlation, Southern Pyrenees.*

SITUACIÓ

El riu Segre és l'afluent més llarg de l'Ebre (265 Km), que al seu temps és el riu més llarg de la Península Ibèrica. Neix a la comarca històrica d'Alta Cerdanya, (Pirineus Orientals França), al peu del massís del Puigmal a uns 2300 m al Puig de la Coma Dolça, per desembocar a l'Ebre en Mequinensa (Baix Cinca) a l'Aragó. Els seus principals afluents són la Valira, les Nogueres Ribagorçana i Pallaresa així com el Cinca.

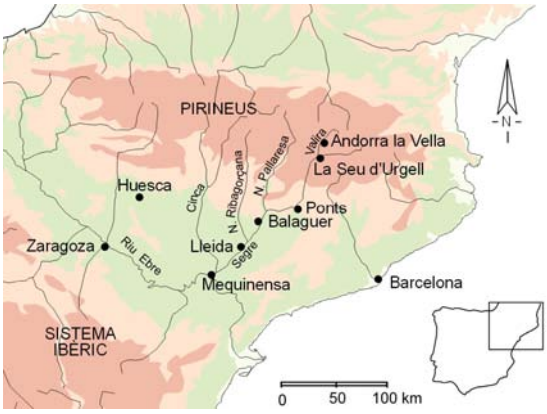


Fig. 1. Situació del riu Segre i principals afluents.

EL SISTEMA DE TERRASSES

El riu Segre no presenta precisament la millor succesió de terrasses de la seva conca. Al tram superior del riu són presents terrasses glàciofluvials en connexió amb els complexos morrènics frontals dels seus afluents Valira (Alt Urgell i Andorra) i Querol (França) principalment (Calvet 1996). En aquest tram el Segre discor per les fosses tectòniques de La Cerdanya i La Seu d'Urgell, registrant les terrasses canvis de posició relatives entre aquestes i les del horst del Baridà per neotectònica. El curs mitjà presenta abundants engorjats que fa difícil la correlació amb la resta de sectors. Finalment el tram baix del Segre únicament presenta les terrasses corresponents al tram final del Pleistocè mig i el Pleistocè superior per l'erosió d'aquestes a causa de la captura de la Noguera Ribagorçana. Per contra a l'extrem occidental de la conca del Segre, el riu Cinca ofereix la successió més complerta de terrasses fluvials, amb un total de 10 nivells (Sancho et al., 2004), la edat del quals ha estat establerta per Lewis et al. (2009). A partir d'una primera correlació de nivells fluvials entre el Cinca i el Segre per Peña i Sancho (1988) s'han numerat les terrasses de la resta d'afluents des de la més antiga a la més moderna. A la conca del Segre les alçades relatives no constitueix "*per se*" un element de correlació, cal el suport de l'estat d'evolució dels sòls recolçada per datacions absolutes.

Les terrasses de la Noguera Ribagorçana

Les terrasses del curs alt queden assimilades entre els sediments glacials i els cons de dejecció de les valls laterals i rius tributàris entre Vilaller i el Pont de Suert. A tall d'exemple es pot citar la terrassa glaciofluvial (T9) a l'ermita de Sant Antoni de Vilaller associats a un arc morrènic frontal datat en 21'3 ± 4,4 Ka (Pallàs et al., 2006). El sistema de terrasses fluvials de la Noguera Ribagorçana deixaria d'estar en el domini glacial a partir del Pont de Suert (curs mig) però els embassaments existents suposa un problema per a reconstruir l'historia quaternària. Al nord de Montrebei el nivell mes generalitzat es el de 55-60 m (T6), però també hi ha presència de les terrasses de 40 m (T7) al Nord de Montanyana i la de 10 m (T8) en les petites conques entre Montrebei i Santa Anna (Peña, 1983). En aquest tram mig del riu la terrassa T7 està encaixada en la T5 i la cronologia obtinguda per TL dels estrats arqueològics de la "cova de l'estret de Tragó", habitualment inundat per l'embassament de Santa Anna, varien des dels 43 ± 4,6 Ka fins als 126 ± 15 Ka (Martínez-Moreno *et al.*, 2004). El tram baix de la Noguera Ribagorçana comença un cop surt atravessant les últimes Serralades dels Pirineus (Sant Salvador, Santa Anna) i l'anticlinal de guixos de la Fm Barbastro, entre Ivars i Alfarràs. Aquí el riu

conserva en la Plana un gran nombre i extensió de terrasses fluvials. El nivell més alt (T2) es el que queda mes a prop de la Noguera (*nivell d'Alguaire-Serra Grossa i de Vilarnau*) a 150 m sobre el riu. Mes al oest es troba la terrassa T3 entre 115-120 m sobre el llit fluvial (*nivell d'Almenar-Serra del Coscollar)* i finalment, la terrassa més extensa (T4) que es el *nivell d'Alfarràs-Gimenells* es prolonga fins les proximitats dels rius Cinca i Segre. Aquesta terrassa queda penjada sobre la Clamor Amarga i es correspon amb l'últim llit fluvial de l'antiga Noguera abans de desviar-se degut a una captura posterior (Peña, 1988). Aquesta captura la protagonitzà un curs fluvial afluent del Segre amb capçalera en la sortida del riu de l'anticlinal de guixos d'Alfarràs, deixant un important conjunt de noves terrasses a altures de 50-65 (T6), 35-40 (T7), 20 (T8), 10 (T9), 5-8 m (T10) i 1,5-3m (T11) sobre el llit actual, entre Ivars i Corbins. Es molt important per completar el sistema general de terrasses de la Plana de Lleida, tenir en compte la relació amb les terrasses del Cinca, perquè aquesta vall conserva encara un nivell més de terrassa que la Noguera, a altures de 180 (Montllober)-190 m (Sant Salvador) (T1).

Les terrasses de la Noguera Pallaresa

La zona de capçalera de la Noguera Pallaresa es troba a la divisòria amb França, Andorra i la Val d´Arán. Les valls glacials més destacables són les del Bonaigua, Noguera Pallaresa o d'Aneu, Vall Ferrera, Espot i Cabdella, aquest ja en el riu Flamicell. La Pallaresa és la vall glacial més llarga del Pirineu meridional (52 km) amb una morrena terminal que podria situar-se a la Bastida de Sort, a escassament 1,5 Km al nord de la capital del Pallars Sobirà (Bru et al., 1985). A l'alçada de Sort s'observen un dipòsit fluviotorrencial associat a un torrent lateral a uns 60 m per sobre de la llera del riu i tallat per la N260. S'ha observat que el sostre del dipòsit presenta alteracions del llitatge sedimentari original (verticalització dels clasts i llitatge ondulat), interpretat com producte de l'acció periglacial sota un període fred posterior al dipòsit (possible T5). A l'altre marge del riu, al peu del poble de Bressui hi ha un potent dipòsit fluvial (40-30 m respecte a la llera del riu), no s'observant-se alteracions del llitatge original al sostre de la terrassa, la qual cosa permet suposar que es tracta de T7 ó T6. En un següent tram fluvial, a Gerri de la Sal es poden distingir els nivells fluvials de 5 m (T10), la terrassa de 12 m on s'ubica el monastir de Santa Maria de Gerri (T8-T9) així com la major part dels Salins, la terrassa de 20 m (T7 ó T6) que pot observar-se en nombrosos talls de la N260, i finalment la terrassa de 60 m (T5) que es troba a la carretera que mena a Peramea des de Gerri de la Sal. A La Pobla de Segur es produeix la confluència entre la Pallaresa i el seu principal afluent, el Flamicell, donant lloc a una important acumulació sedimentària amb un nivell subactual de 5 m (T10), una terrassa de 12 m (T8 o T9) al peu del camí de la Riba on es situen la major part dels conreus de regadiu de La Pobla, un tercer nivell de 20 m (T7 ó T6), que forma la característica cinglera de la Plaça de la Pedrera, i finalment un nivell de 60 m (T5) a la Rambla Ribera de Segur (antiga carretera de Senterada) que es troba fortament edafitzat. Entre La Pobla i les alineacions muntanyoses del nord de Tremp (Serres del Carreu i Sant Corneli) es poden observar les terrasses de 12-15 m (T8-T9) i de 55-60 m (T5) a la presa de Talarn. Es por dir que aquesta petita Conca està dominada pels glacis i cons laterals, de gran continuïtat i extensió (Peña, 1983); les seves prolongacions en direcció al Noguera col·locaria el nivell de base equivalent a la terrassa T2 entre 130 i 150 m. A la Conca de Tremp-Isona l'únic testimoni del nivell de terrassa T4, a uns 110 m sobre el llit actual, es conserva al tossal de l´Aspre. Resten alguns tossals aïllats entre Tremp i Puigcercós que conserven restes de la terrassa de 60 m (T5). Finalment el nivell de 12-15 m (T8 ó T9) és el mes continu de tots, mentre que el nivell més baix (T10) és comú amb els rius Bucós, Conques i Abella quedant sobreelevat respecte al fons actual i es va enfonsant al embassament de Sellès a partir de La Guardia de Tremp. Els materials del Garumnià de la Conca d'Isona estan parcialment coberts per una gran extensió del sistema de terrasses i glacis que estan limitats per un conjunt de serralades de materials cretacis, al nord (Serres de Sant Corneli, Carreu i Mitjana). Passat l'embassament de Sellès i ja a partir de l'estret de Terradets, el riu travessa marginalment la Conca d´Ager, en el sector de La Baronia, quedant les acumulacions de glacis més properes 50-60 m per sobre del Noguera, possiblement relacionats amb T5. Des d'aquest sector desapareixen les restes fluvials degut al fort encaixament de la Pallaresa i la gran longitud del embassament de Camarasa. Passat aquest embassament, la Noguera ja s'arriba pràcticament a la confluència amb el riu Segre aigües amunt de Camarasa.

Les terrasses del riu Segre

El tram alt se situa a la depressió de la Cerdanya on existeix un nivell al.luvial molt elevat (200-250 m) discordant sobre el substrat del Neògen i d'edat imprecisa (provablement plioquaternària), situat sobre Lló, Estavar, Béna, Eyne. A la confluència amb el Querol (*Le Carol*) els nivells de terrassa estan relacionades amb els aports glàciofluvials d'aquest afluent. El Querol presenta el complex morrènic frontal més ben conservat (veure p.e. Calvet, 1998) de la serralada meridional, amb tres famílies d'arcs morrènics alguns dels quals estan desdoblats. La terrassa més alta se situa a 75 m (T3) i està relacionada amb l'arc morrènic més exterior, presentant ambdós dipòsits un avançat estat d'alteració (Calvet, 1998; Delmàs, 2010). Reprenent la successió dels nivells de terrasses del Segre, la següent en alçada se situa a uns 35 m per sobre del Segre (T4) i estaria en connexió amb els principals glacis de la Cerdanya, a la qual Calvet (1998) li atribueix un origen glacial però el corresponent front morrènic hauria estat erosionat per les pulsacions posteriors que haurien estat més potents. El següent nivell (+5 m a Llivia i +35 m a Sanavastre) mostra una important extensió a la Cerdanya relacionant-se amb l'arc morrènic intermedi del Querol, que segons el seu grau d'alteració edàfica (Calvet, 1998) cal associar-ho a la terrassa fluvial T5. El nivell de terrassa inferior (T6-T9) està relacionat amb els arcs morrènic més interns (quatre en total), els quals marquen una seqüència de retrocès glacial on el segon dels quals fou datat en 22,1 ± 3,4 Ka per Delmàs (2010). Després de la confluència amb el riu Querol el Segre s'enfila cap a les portes del Baridà entre Bellver de Cerdanya (sector on s'ha observat des d'antic la millor successió de terrasses) i

Martinet. Aquí existeix una terrassa subactual situada a 1 o 2 m per sobre del nivell del riu (T10), una terrassa emplaçada a uns 10-12 m per sobre del Segre en la confluència del torrent de Santa Maria (T8 i/o T9) i que pot oscil.lar segons Gómez-Ortíz (1981) fins als 25 m d'alçada (T7-T8), la terrassa de 40 m (T5) sobre la qual s'assenta el poble de Bellver de Cerdanya, l'alta terrassa de 100 m (T4) al peu del poble de Bor i finalment, una terrassa rocosa molt alta (T1) situada al serrat de Cugollera a uns 260 m (Solé i Llopis, 1947) associada a dipòsits de vessant alimentats per la Serra del Cadí. Aquesta terrassa se la troba també a Ardèvol i està associada a una superfície d'erosió encaixada en la vall i que guanya alçada seguint el curs del riu a Musa i Aristot (Solé i Llópis, 1947). Aquesta superfície pot ser seguida en tot el Baridà (Gómez-Ortíz, 1981) i es connectaria amb la superfície de Calvinyà cartografiada per Hartevelt (1970) a l'Urgellet i que segons la cartografia de Turu et al. (2007) retoca T1. Una relació similar ha estat descrita per Calvet (1998) a la Cerdanya per un nivell molt local associat a una superfície d'erosió que se li pot atribuïr una edat de 1,5 Ma en base a les correlacions existents amb les terrasses del Languedoc datades per volcanisme. Passat Martinet el riu Segre s'endinsa en un tortuós camí pel Baridà fins arribar a Alàs (comarca de l'Alt Urgell). Aquí Gómez-Ortíz (1981) diferencia 3 nivells de terrassa no essent observat el nivell de 100 m. El nivell superior (40 – 50 m) es troba molt oxidat en el marge dret del riu i els blocs de granit arenitzats i en algun cas fossilitzat per un sòl. El nivell intermedi sovit presenta diferent caràcter morfològic i cota altitudinal variable, podent correspondre a diferents edats (Gómez-Ortíz, 1981), essent en el seu conjunt un nivell de terrasses encaixades. El nivell inferior presenta una tonalitat groguenca i es troba emplaçada a 10-15 metres (T8-T9). Un cop el Segre ha travessat el Baridà aquest conflueix amb el Valira entre La Seu d'Urgell i Castellciutat. Aquí s'han pogut determinar fins a cinc nivells de terrasses fluvials. A l'igual que a la Cerdanya aquí existeix una terrassa molt alta situada a uns 170 m per sobre del nivell del Segre (T1), la qual la podem resseguir fins Adrall. La resta de terrasses tenen relació amb el glacialisme desenvolupat a les valls del Valira. A les portes de la Seu d'Urgell, al Tossal del Bordar, Turu i Peña (2006) observen com la terrassa T3 s'enllaça amb un cordó morrènic frontolateral del Valira present sota el poble de Calvinyà. Aquesta terrassa i el front morrènic estan suspesos uns 80 m per sobre de la llera del Valira; ambdós dipòsits mostren una important alteració i les datacions OSL que en elles s'han practicat superen els límits d'aquesta tècnica de datació en tractar-se d'un dipòsit molt antic (> 1 Ma.). La terrassa T3 està relacionada també amb la superfície d'erosió de Morters (Turu et al., 2007), essent aquesta més jove que la de Calvinyà (S3 d'en Calvet, 1998). Al mateix sector, la terrassa T5 està esglaonada uns 40 m respecte a la anterior a Anserall i datada de finals de l'estadi isotòpic 6 i principis del 5 (edats OSL de 125 ±11,25 Ka i 120 ± 15,6 Ka; Turu i Peña, 2006). A l'igual que a la Cerdanya el front morrènic associat a la terrassa T5 ha estat afectat per les fases glacials posteriors, però amb la diferència de que aquí encara hi han vestigis dels seus dipòsits (Turu et al., 2007). Aquesta terrassa presenta el major desenvolupament (nivel de *les Garbes*) en tot el recorregut de l'Urgellet i, a l'igual que a la Cerdanya, està en relació amb els extensos glacis laterals i que aquí presenten important bioturbació. Les dues terrasses més baixes (T7 i T8) corresponen al darrer cicle glacial, essent la més baixa d'una edat OSL no inferior als 32.789 ± 1.187 anys (Jalut i Turu, 2008). Finalment dir que entre Adrall i el Pla de Sant Tirs la terrassa T10 apareix com un desdoblament de T9 a 10-5 metres per sobre de la llera del Segre. Aquesta consecució de terrasses descrita és present en tot l'Urgellet, fins que en assolir el congost dels Tres Ponts pràcticament desapareixen i únicament són localitzables alguns dipòsits situats als marges (Turu i Peña, 2006), com son els que s'observen a la carretera que mena a la Vansa, a uns 70 m (T3). Travessat el congost de Tres Ponts, el Segre inicía el seu recorregut pel pre-Pirineu. Aquí s'ha observat la terrassa més alta del riu Cabó situada a uns 120 m per sobre del Segre, que és una de les terrasses altes de la conca Segre-Cinca (T1-T3). La terrassa intermèdia se situa a uns 40 m sobre el nivell del riu a ambdues riberes del Segre i sobre la qual s'assenta el poble d'Organyà (Peña, 1983), tractant-se de T5 a jutjar per la seva gran extensió. Aquesta terrassa presenta un escarpament de 20 m respecte a la plana d'Organyà i Fígols on s'ubica la terrassa T8 a uns 15-20 m, en el sector de confluència amb la vall de Cabó. A Coll de Nargó conflueix el riu Valldarques que dona lloc a acumulacions de dos nivells de glacis, el més alt corresponent a uns 40 m sobre el Segre (T5) i encaixats en aquests la presència de les terrasses del Segre de 10 i 20 m (T8 i T7). Passat aquest sector, el Segre arriba l'embassament d'Oliana on travessa l'important accident tectònic de Boixols-Coll de Nargó i comença el tram mig del riu, amb un llarg recorregut de direcció N-S fins a Castellnou-La Clúa. Just abans, al SW d'Oliana són presents els glacis de Nuncarga-Peramola-Tragó amb un únic i extens nivell que enllaça amb la terrassa de 10 m del Segre (T9), encara que queden restes del nivell de 80-90 (provablement T5), inclús un nivell superior que no trobem aigües avall del Segre, a 105 m sobre el llit actual (T3 ó T4) al tossal de Nuncarga. La terrassa de 10 m (T9) es manté fins a Bassella, on el Segre s'uneix amb la Ribera Salada, conservant-se en aquest sector, al marge esquerra, petits afloraments de la terrassa de 40 m (T7) i 80-90 m (T5) i es prolonga la terrassa de 10 m per l'interior de la vall lateral (T9). A Bassella el Segre gira en direcció NE-SW per arribar a Ponts havent travessat l'embassament de Rialp. Un doble meandre s'ha format en el sector de Ponts, on el riu arriba fins a l´eix del anticlinal de guixos d'Alfarràs-Balaguer-Artesa-Ponts, en la zona de confluència amb el riu Llobregós, que segueix aquest plec procedent del SE. En el lòbul del meandre de Ponts, concretament a Gualter es conserven les terrasses de 10, 20, 40 i 80-90 m, aquesta darrera d'àmple superfície d'aflorament (T5) típica d'aquesta terrassa a el alt Segre. Els meandres encaixats continuen per la zona d'Anya i Vilves, conservant-se petites plataformes de tots aquests nivells, coronats per tres tossals amb la terrassa T5 de 80-90 m (Peña, 1974). Des d'Artesa novament el Segre, en lloc de dirigir-se en direcció sud, gira cap a l'Oest per tornar a penetrar en les formacions de les Serralades Marginals Pirinenques, que en aquesta zona estan molt al sud degut a la col·locació del Mantell de Gavarnie. Entre Montsonís

i Artesa solament trobem ben desenvolupades les terrasses de 10 i 20 m (T9 i T8), amb signes de deformacions pels guixos, a l'igual que en el sector de Ponts (Peña, 1983). El riu trevessa tot un seguit de congostos (serra de Montsonís) i petites depressions excavaces en materials terciaris (Coma de Baldomar) i en els guixos i argiles del Triàssic (Keuper) d'Alós de Balaguer on es conserven els nivells de terrassa T7, T8 i T9 com glacias laterals (Peña, 1974). Des d'aquest sector el riu penetra a les estructures de calcaries cretàcies de Boada i Sant Jordi, conservant-se algunes terrasses residuals però sobretot restes de nivells holocens corresponents a paleoinundacions (Bergadà *et al*. 2005). Després de rebre al Noguera Pallaresa, i mantenint-se en un profund canyó, arriba a una nova ampliació en el sector de Camarasa, pràcticament en el front de cavalcament de les Serres Marginals amb l'anticlinal de guixos d'Alfarràs-Balaguer. Diferents nivells de terrassa ocupen aquest tram engorgat, amb cons al·luvials extensos sobre les terrasses T9 i T8 (de 10 i 20 m). Sols al sud de Camarasa es pot observar una ampla representació de la terrassa de 40 m, un paleomeandre de T7 que queda penjat lateralment i amb una important deformació pels guixos triássics, que dona lloc a grans engruximents (Peña, 1983). Ja sols queden els relleus de Monteró i la Roca dels Bous per obrir-se definitivament la vall a partir de Llorenç de Montgai. Un petit dipòsit de la terrassa T7 ha estat datat com anterior al jaciment arqueològic de la Roca dels Bous, situat al peu d'una cinglera d'uns 30 m per sobre de la llera del riu, amb una cronologia ^{14}C entre >46,9 Ka BP i de 38,8 ± 1,2 Ka BP (Torre et al., 2004). El curs baix del Segre comença quan aquest surt dels estrets de Llorenç de Montgai, aquí el riu entra a la Plana des de Balaguer (Depressió Central Catalana). Els antecedents sobre la dinàmica i les acumulacions quaternàries del Segre els trobem recollits en Peña (1988). El nivell culminant de terrassa del Segre es el que resta a 80-90 m (T5), conservat en alguns tossals del sector de Balaguer i a la localitat d'Alcoletge, de forma que es un relleu molt residual. Curiosament no es conserven nivells més antics, que sí existeixen en la Noguera Ribagorçana i el Cinca. Els nivells s'esglaonen a 60 (T6), 35-40 (T7), 18-20 (T8), 10 (T9) i 1,5-2 m (T10) sobre el riu actual, ocupant els dos marges, amb discontinuïtats al llarg del curs baix, essent T7 i T8 els que tenen la principal presencia al paisatge. Cal remarcar que molts dels tossals propers a la confluència Segre-Cinca encara plantegen problemes d'identificació com a nivells alts (T1 a T4) d'aquest dos rius o del N. Ribagorçana. D'altra banda, els afluents del Segre provinents del Pla d'Urgell i Segarra-Garrigues (rius Sió, Ondara, Corb, Femosa i Set) han generat durant el Plistocè mig-superior un extens conjunt de cons al·luvials i terrasses esglaonades, amb bona connexió amb les terrasses del Segre (Peña, 1988), havent-se datat amb TL els nivells T5 (La Pena) i T7 (Gravera de l'Eugeni) en 105 Ka i 39 Ka respectivament. Tots els nivells del curs baix del Segre situats per damunt dels 40 m (>T8) han desenvolupat crostes calcàries en els seus horitzons superficials, donant-los una consistència resistent a l'erosió. Les terrasses de 60 i 40 m plantegen molts problemes de cartografia, que fa pensar inclús en que es tracta d'un sol nivell morfogenètic dins del Würm.

CONCLUSIONS

Un cop exposats els afloraments es proposa un primer esquema de correlació entre les terrasses dels principals rius de la conca del Segre (Fig. 2). Amb tot encara resta un important treball de cartografía a rius com el Noguera Pallaresa i una intensa tasca de datació de les terrasses com ha estat el cas pel Cinca.

	BAIX CINCA	NOGUERA RIBAGORÇ.	NOGUERA PALLARESA	ALT SEGRE	SEGRE MITJÀ	BAIX SEGRE
T1	190			>160		
T2	150	150	130-150	>65		
T3	115-120	115-120	110		105	
T4	100-105	100				
T5	85-90	90	60	>35	80-90	80-90
T6	60	50-65	40-55			60
T7	45	35-40		>15	35-40	35-40
T8	20	20	20-30	>10	18-20	18-20
T9	10	10	10-15	8-10	10	10
T10	2-3	1,5-8	2-5	>5	1,5-5	1,5-2

metres sobre el nivell actual del riu

Fig. 2. Quadre de correlació dels nivells fluvials del riu Segre i els seus principals afluents. De forma general s'observa un bon desenvolupament de les terrasses dels afluents del Segre situats a occident (Cinca i Noguera Ribagorçana), en canvi cap a l'est s'observa un major encaixament dels nivells de terrassa (amalgama de nivells). Els nivells de terrassa que presenten una major extensió corresponen a T4 (nivell d'Alfarràs-Gimenells) i *T6, a la Noguera Pallaresa els nivells T2 i T6 estan relacionats amb importants glacis, mentre que al alt i mig Segre el nivell T5 (nivell de Les Garbes) és el més extens. La neotectònica ha modificat les alçades relatives dels nivells de terrassa en el curs alt del Segre i ha permés que es conservin els nivells de terrassa antics semblants als del Cinca; en canvi l'erosió dels nivells del Pleistocé mig i inferior ha marca el curs baix del Segre, on sols són presents les terrasses més recents.*

El Segre es presenta especialment meandriform entre la Cerdanya i l'Alt Urgell (Horst del Baridà), entre Coll de Nargó i Oliana atravessant el mantell del Montsec (pre-Pirineu), així com entre Bassella (Alt Urgell) i Camarasa (La Noguera) coincidint amb les Serres Marginals. Cada un d'aquests esculls estructural sembla haver constituït un *nickpoint* a partir del qual canvia l'alçada relativa amb l'actual nivell de base o bé es produeixen desdoblens dels nivells, fet que complica molt la correlació basada únicament en aquest indicador i sigui necessaria tècniques de datació absoluta (OSL, ^{14}C, cosmogènics) o semiquantitatius (evolució dels sòls). La correlació de les terrasses amb els fronts morrènics en capçalera de conca, juntament amb l'edat absoluta que presenten els nivells de terrassa (Fig. 3), indiquen que la majoria d'aquestes es construeixen en estadis freds, tot i què el sostre d'alguns nivells poden seguir-se en interglacials (exemple de la terrassa T5).

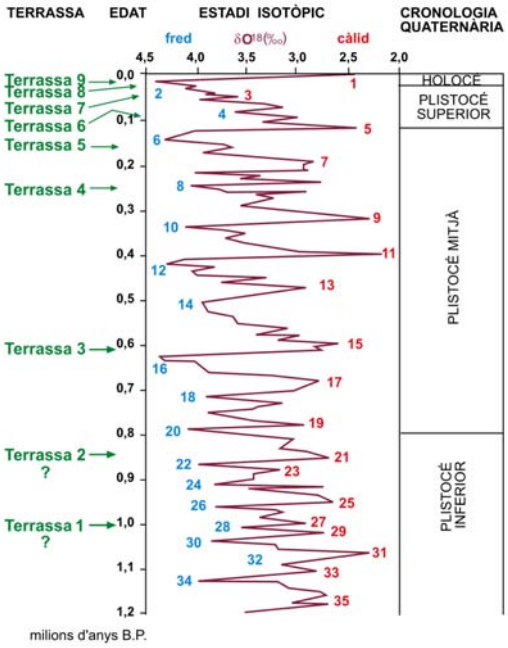


Fig. 3. Aproximació a la cronologia dels nivells al.luvials de la Conca del Segre, partint de les datacions OSL, paleomagnetisme i d'evolució pedogenètica obtingudes a les terrasses del Cinca (Lewis et al., 2009) i les altres dades obtingudes al Segre i afluents.

Referencies bibliogràfiques

Bergadà, M., Peña, J.L., Poch, M.R., Serrat, D. i Fullola, J.M. (2005). Reconstrucción paleoambiental y geoarqueológica del curso medio del Segre (Alós de Balaguer, Lleida). En: *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno mediterráneo (M.* Santonja et al eds.), Soria*,* 369-382

Bru, J., Gómez Ortiz, A., Serrat, D., Ventura, J. i Vilaplana, J.M. (1985). Síntesis de la dinámica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico, GETC-GTPEQ,* Lisboa, vol. I, 165-183.

Calvet, M. (1998) Los complejos fluvioglaciaires de Cerdanya-Capcir (Pirineos Orientales) y sus enseñanzas (Traducción de Valcárcel M.). En: *La huellas glaciares de las Montañas Españolas* (A. Gómez-Ortíz & A. Pérez-Alberti, ed.), USC ediciones. Santiago de Compostela, 263-291

Delmàs, M. (2010). *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse Univ. de Paris 1 Panthéon-Sorbonne-École doctorale de Géographie et Lab- de Géographie physique UMR-CNRS 8591, Paris, 530 pp.

Gómez-Ortíz, A. (1981). Nota sobre el conocimiento geomorfológico de los modelados de acumulación y de erosión cuaternarios de la vaguada del Alto Segre. *Notes de Geografia Fisica*, 6, 49-69.

Jalut, G. i Turu, V. (2008). Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire dans les Pyrénées: Englacement, Climat, Vegetation. En: *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Atlantica Ed., Biarritz, 145-161.

Lewis, C.L.; McDonald, E.V.; Sancho-Marcen, C.; Peña-Monné, J.LL. i Rhodes, E. J. (2009) Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NW-Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67 (3-4), 141-152.

Martínez-Moreno, J.; Mora, R. i Casanova, J. (2004). El marco cronométrico de la cueva de l'Estret de Tragó (Os de Balaguer, La Noguera) y la comparación de la vertiente sur de los prepirineos durante el Paleolítico medio. *Saldvie*, 4, 1-16

Pallàs, R.; Rodes, A.; Braucher, R.; Carcaillet, J.; Ortuño, M.; Bordonau, J.; Bourlès, D.; Vilaplana, J.M.; Masana, E. i Santanach, B. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south central Pyrenees. *Quaternary Sc. Reviews*, 25, 2937-2963.

Peña, J.L. (1974). Los depósitos cuaternarios del valle del Segre entre Tiurana y Camarasa. *Ilerda*, 36, 187-217.

Peña, J. L. (1983). *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico*. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida, 373 pp.

Peña, J.L. (1988). *Las acumulaciones cuaternarias de los llanos leridanos. Aspectos generales e itinerarios de campo*. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida, 81 pp.

Peña, J.L. i Sancho, C. (1988). Correlación y evolución cuaternaria del sistema fluvial Segre-Cinca en su curso bajo (provs. de Lérida y Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-4), 7-83.

Serrat, D. i col.laboradors (1994) Síntesi cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental. En: *El glaciarismo surperenaico: nuevas aportaciones* (C. Martí-Bono & J.M. García-Ruiz, ed.). Geoforma Ed., Logroño, 9-16

Solé-Sabarís, L. i Llopis-Lladó, N. (1947). *Explicación de la Hoja 216, Bellver*; IGME 1:50.000, 109 pp.

Torre, I., Martínez-Moreno, J. Mora, R. i Pizarro, J. (2004). Los remontajes del nivel 10 de la Roca dels Bous (Cataluña, España); una herramienta analítica para reconstruir los procesos de formación de los yacimientos. *Actas del IV Congreso de Arqueologia Peninsular "O Paleolítico"*, Universidade de l'Algarve, Faro, 397-406

Turu, V. i Peña, J.L. (2006) Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra - La Seu d'Urgell - Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. En: *Geomorfologia y Territorio: IX Reunió Nacional de Geomorfología* (A. Pérez-Alberti y López-Bedoya, J. eds.) USC, Santiago de Compostela, 129-148.

Turu, V. i col.laboradors (2007). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18, 4, 309-325.

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL ARENERO DE ARRIAGA (TERRAZA COMPLEJA DEL MANZANARES, MADRID)

P.G. Silva (1), F. Tapias (2), M. López Recio (2), P. Carrasco (3), J. Morín (2), E. Roquero (4) e I. Rus (5)

(1) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila. Hornos Caleros, 50, 05003 Ávila. pgsilva@usal.es
(2) Dpto. de Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales, Auditores de Energía y Medio Ambiente, S.A. Avda. Alfonso XIII, 72, 28016 Madrid. ftapias@audema.com; mariolopez@audema.com; jmorin@audema.com
(3) Dpto. de Cartografía e Ingeniería del Terreno, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. C/ Hornos Caleros, 50, 05003 Ávila. pgsilva@usal.es
(4) Dpto. de Edafología, ETSI Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. Ciudad Universitaria s/n, Madrid. eroquero@upm.es
(5) Dirección General de Patrimonio Histórico, Comunidad de Madrid. C/ Arenal, 18, 28013 Madrid. inmaculada.rus@madrid.org

Abstract (title of contribution): *Geoarchaeological and geophysical prospection performed in the Arriaga Quarry (Manzanares Valley, Madrid) allowed the reconstruction of the geometry of the Manzanares Complex Fluvial Terrace (TCMZ) as well as the positioning of the Palaeolithic sites (Upper Acheulean) excavated in this area during the 1980's decade. The obtained TL ages indicate that the whole analyzed sedimentary sequence (10-12 m thick) was deposited during the MIS 5 (Last Interglaciar). Geophysical survey illustrate that the complete sequence has a thickness of at least 30-35 m, which is thickened and tilted towards the southern valley margin where relevant collapses on the evaporitic substratum took place, giving place to relevant process of deformation backfeeding fluvial thickening.*

Palabras clave: Pleistoceno superior, Terraza fluvial, Geoarqueología, río Manzanares.
Key words*: Upper Pleistocene, Fluvial terrace, Geoarchaeology, Manzanares river.*

INTRODUCCIÓN

El arenero de Arriaga se sitúa en el término municipal de Rivas-Vaciamadrid, al sur de la ciudad de Madrid (Fig. 1). Geomorfológicamente se localiza dentro de la denominada "Terraza Compleja del Manzanares: TCMZ" (Silva, 2003), la cual se desarrolla ampliamente en el tramo inferior del valle del Manzanares antes de su confluencia con el río Jarama. En el sector objeto de este estudio, la mencionada terraza compleja se encuentra a una cota relativa de +20-22 m sobre el thalweg del río. Tradicionalmente este nivel de terraza ha sido atribuido al Pleistoceno medio en base a las industrias líticas y complejos faunísticos que han librado sus numerosos yacimientos (Sesé y Soto, 2000). Sin embargo trabajos recientes, que incluyen dataciones TL y OSL de sus depósitos fluviales,



Fig. 1: Localización geográfica del arenero de Arriaga

LOS YACIMIENTOS DE ARRIAGA

El interés del arenero de Arriaga radica en que en él se han localizado diferentes yacimientos paleolíticos y paleontológicos relevantes dentro del Cuaternario de la zona de Madrid. Uno de ellos (Arriaga IIa) es de especial interés, ya que representa uno de los escasos niveles de ocupación conservados "in situ" relacionado con un área de despedazado de grandes mamíferos localizado en este valle (Rus y Vega, 1984). Durante los años 2009 y 2010, la Dirección General de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid promovió un proyecto de investigación para la reconstrucción estratigráfica de los yacimientos y su datación cronológica. En el presente trabajo se expone un resumen preliminar de los resultados obtenidos hasta la fecha.

En 1981 se procedió a la excavación arqueológica de varios niveles (Rus y Vega, 1984), estando a cargo del seguimiento geológico de la excavación el ya fallecido Dr. D. Manuel Hoyos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC, Madrid). La potencia total vista de los cortes disponibles era de unos 14 m y en ellos se distinguía una secuencia sedimentaria compuesta por cinco unidades fluviales superpuestas constituidas por arenas con gravas basales, en facies de barras y rellenos de canal que a techo culminaban en depósitos arcillo-limosos verdosos (gredas) de llanura de inundación de distinta potencia. Las tres unidades fluviales inferiores presentaban discordancias angulares entre ellas e importantes procesos de deformación

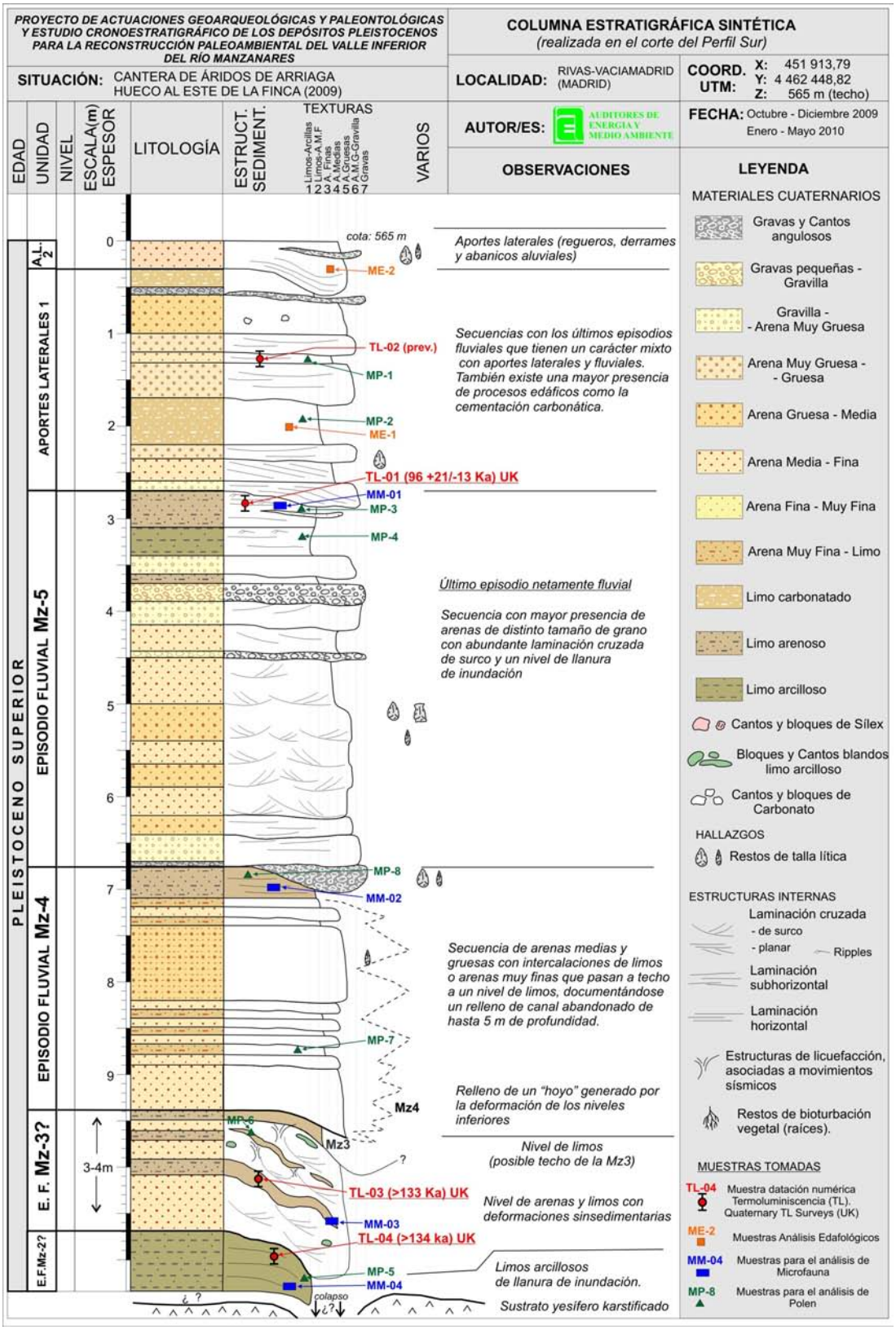


Fig. 2: Columna estratigráfica sintética de los afloramientos disponibles en los frentes de explotación del arenero de Arriaga durante los años 2009 y 2010. Se ilustran las características más importantes, así como la localización de las muestras tomadas para los diferentes análisis realizados.

sinsedimentaria atribuidos a la acción combinada de fenómenos de subsidencia kárstica del sustrato evaporítico y a la actividad tectónica cuaternaria (Silva, 2003). La secuencia fluvial culminaba con una potente serie de aportes laterales groseros de carácter aluvial, coluvial e incluso eólico (limos) completando los últimos 4-5 metros de las antiguas secuencias.

En esta secuencia se documentaron un total de cinco yacimientos arqueológicos y paleontológicos. **Arriaga I** se situaba en el techo de la secuencia de la primera unidad fluvial visible en la base de la secuencia y libró abundantes gasterópodos terrestres, herpetofauna, micromamíferos e industria lítica. **Arriaga IIa** se situaba "in situ" sobre la superficie consolidada de los depósitos de llanura de la segunda unidad fluvial. Éste constituía el nivel de ocupación documentado por Rus y Vega (1984), el cual se encontraba fosilizado por los depósitos arenosos basales de la tercera unidad fluvial. En este yacimiento se excavaron unos 56 m^2, sacando a la luz un esqueleto casi completo y prácticamente en conexión anatómica de una hembra adulta de *Palaeoloxodon antiquus* asociado a un conjunto lítico compuesto por 43 piezas líticas en sílex, interpretándose como un área de despedazado. **Arriaga IIb** se encontraba en los niveles de arenas superiores correspondientes a la tercera unidad fluvial. En él se documentó un amplio conjunto lítico compuesto por 1000 piezas de sílex, con escasas evidencias de rodamiento, destacando morfotipos poco elaborados, presencia de *façonnage* (bifaces lanceolados y limandes a partir de lascas de gran formato) y un índice levallois bajo, adscribible al Achelense superior (Rus y Vega, 1984). Asociados a éstos aparecieron numerosos restos fósiles pertenecientes a *Palaeoloxodon antiquus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus*, *Cervus elaphus* y *Dicerorhinus hemitoechus* (Sesé y Soto, 2000). Por último, **Arriaga III**, situado a techo de la cuarta unidad fluvial, en facies de encharcamiento fluvio-palustres proporcionó restos de defensa de *Palaeoloxodon antiquus* y abundantes restos de gasterópodos acuáticos.

ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS DE LA SECUENCIA FLUVIAL DE ARRIAGA

La consulta y análisis de la documentación cedida en su día por el Dr. D. Manuel Hoyos ha posibilitado la reconstrucción de la estratigrafía y su correlación con las cinco unidades Mz en que se subdivide esta Terraza Compleja del Manzanares (Silva, 2003). La mencionada documentación comprendía mapas topográficos a escala 1:10.000 con la situación de los yacimientos y cortes estratigráficos, perfiles y esquemas geológicos, fotografías y notas de campo. Además, durante los años 2009 y 2010 se procedió a la descripción del contexto geoarqueológico, levantamiento de columnas estratigráficas, análisis de paleosuelos, sedimentológicos, granulométricos, así como la recogida de muestras para micro-paleontología, paleobotánica y geocronología OSL y TL de las distintas unidades fluviales y aportes laterales aluviales que se pueden documentar en los frentes abiertos hasta la actualidad (Fig. 2). Los cortes actuales se localizan altimétricamente por encima de los yacimientos arqueológicos excavados a principios de la década de 1980. Además se procedió a la prospección geoarqueológica exhaustiva de los frentes abiertos de la explotación con el objetivo de localizar niveles con restos arqueológicos y paleontológicos. La investigación se complementó con la realización de un perfil de tomografía eléctrica ERT 2D de 150 m de longitud con un dispositivo Polo-Dipolo y espaciado interelectródico de 3 m, para el reconocimiento del sector todavía no excavado más próximo al relieve. El fin de este perfil eléctrico, que alcanzó 40 m de profundidad máxima de investigación, era reconocer la geometría del contacto entre los materiales fluviales y el sustrato evaporítico de la zona (Fig. 3).

RESULTADOS OBTENIDOS

Los frentes abiertos en la actualidad muestran los 10-11 metros superiores de la secuencia sedimentaria de la terraza (Fig. 2). Se han documentado cuatro unidades fluviales, más dos superiores compuestas por aportes laterales de tipo aluvial, que se han correlacionado con las unidades Mz de Silva (2003). La unidad más basal que se ha

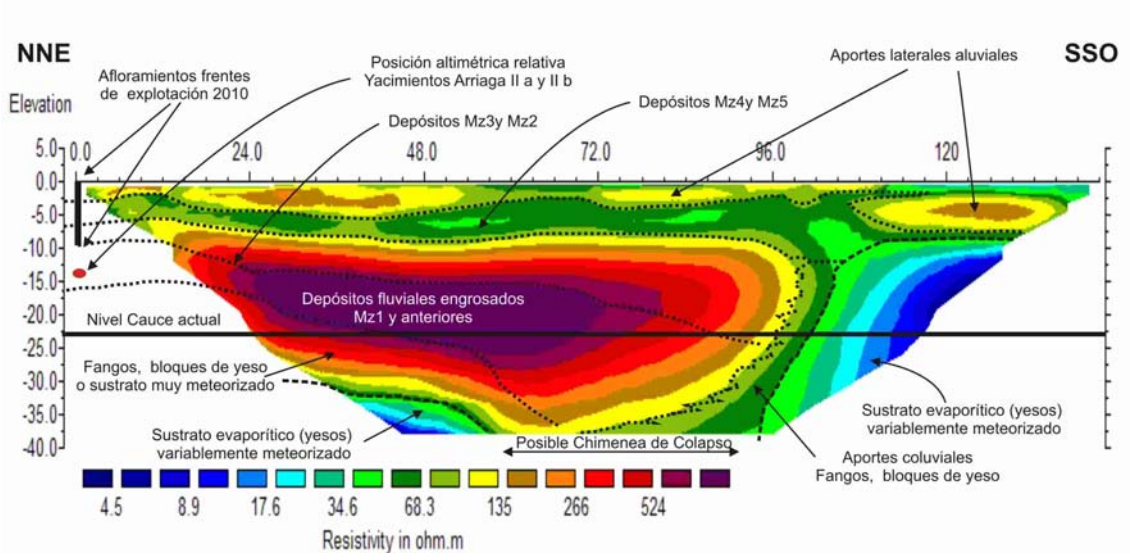


Fig. 3: Interpretación preliminar del perfil de Tomografía Eléctrica de Resistividades (ERT 2D) realizado en el sector aún sin explotar próximo al relieve. Dispositivo Polo-Dipolo con espaciado interelectródico de 3m alcanzando una profundidad máxima de investigación de 40 m. Procesado Robusto 2DResinv™.

observado es un potente nivel de limos arcillosos (gredas) correspondientes a facies de llanura de inundación del techo de la unidad Mz2 del cual no se observa su base. La siguiente unidad (Mz3) está compuesta por arenas con estratificaciones cruzadas de surco y al menos dos niveles de limos. Estas dos unidades inferiores aparecen netamente deformadas a favor de un posible colapso kárstico del sustrato yesífero, observándose buzamientos de entre 16 y 22 grados en las laminaciones horizontales planares de Mz2, así como en las laminaciones cruzadas de surco de Mz3. Las facies arenosas de esta última se encuentran afectadas por importantes estructuras de deformación sin-sedimentaria, con inyecciones de arenas y convolutas que conforman un nivel de características paleosísmicas de 1,3 m de potencia.

La siguiente unidad (Mz4) se encuentra en ligera discordancia angular y erosiva sobre las anteriores, sellando las estructuras de deformación. Posee características complejas, ya que está constituida por arenas con intercalaciones de limos arenosos que pasan en cambio lateral de facies a arenas arcillosas oscuras que rellenan un surco decamétrico generado por el colapso de las unidades inferiores. Los depósitos de la Mz5 situados por encima se componen de arenas y gravilla con un nivel de limos al techo de la secuencia. Éste es el último episodio netamente fluvial documentado en los perfiles del arenero y en él ya es patente la participación de aportes laterales fluviales ya que la presencia de gravas subangulosas de calizas y sílex es clara.

Toda la secuencia fluvial está fosilizada por una unidad de 2,5-3,5 m de potencia de carácter erosivo, constituida por depósitos de abanicos aluviales procedentes del relieve cercano de La Marañosa (Figs. 1 y 2). Ésta es incidida por canales de anchura decamétrica y amplitud métrica procedentes de los mismos relieves rellenos por gravas angulosas de calizas y sílex fundamentalmente. Estas dos últimas unidades aluviales pueden asociarse al inicio de una etapa de encajamiento relacionada con el final de la construcción de la terraza analizada.

En conjunto los rasgos de desarrollo edáfico de la secuencia analizada son escasos, lo que implica el predominio del relleno sedimentario frente a periodos cortos de exposición y desarrollo de procesos edafogenéticos. Dentro de las secuencias fluviales, en los casos de mayor evolución se desarrollan horizontes de color pardo, con un cierto enriquecimiento de arcilla, un ligero desarrollo de estructura con tendencia a bloques subangulares y un tránsito gradual al horizonte C de textura limo arcillosa, sin desarrollo de estructura.

El desarrollo edáfico en los aportes laterales que fosilizan la secuencia es mayor a pesar de la superposición de aportes que interrumpen la evolución edafogenética. Se observan hasta tres y cuatro ciclos con diferentes grados de evolución. El ciclo mejor desarrollado, que marca por tanto una interrupción importante en la sedimentación, presenta un horizonte argílico bien desarrollado, con estructura prismática afectado por procesos de recalcificación posteriores.

La secuencia se muestreó para su datación por Termoluminiscencia (TL; Laboratorio Quaternary TL Surveys: QTLS, UK) y Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL; Laboratorio de Datación y Radioquímica UAM: LDR, SP). Se procedió a la datación del techo y la base de la secuencia fluvial observable. Se muestrearon los mismos horizontes estratigráficos en el techo de la secuencia (techo de Mz5) y en su base (Unidad Mz3) para su datación por TL (QTLS) y OSL (LDR). Ante la importante discordancia de fechas obtenidas por ambos métodos se procedió a datar el nivel más bajo observable (techo de Mz2) mediante TL, método que arrojaba edades similares a las obtenidas en otros yacimientos (Fig. 4).

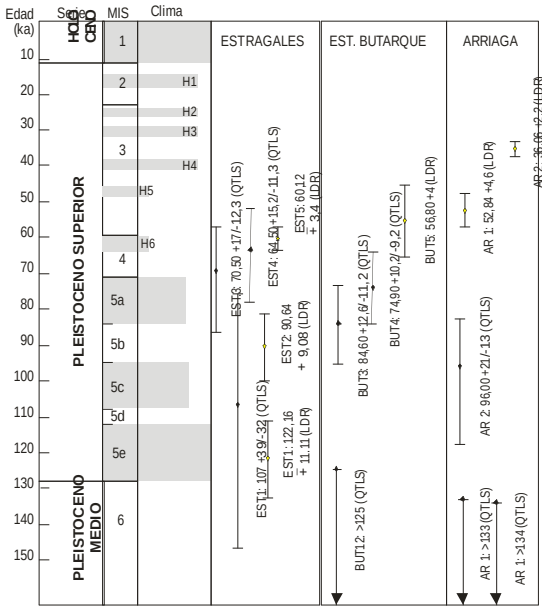


Fig. 4: Correlación de las edades TL (QTLS) y OSL (LDR) obtenidas en los yacimientos de Los Estragales (Pérez-González et al., 2008), Estanque de Tormentas del Butarque (Domínguez Alonso et al., 2009) y en este estudio (Arriaga). Se indican los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) así como los episodios cálidos del último y presente interglaciares y los fríos correspondientes a los eventos Heinrich (H6-H1).

Los materiales arqueológicos recogidos durante la presente campaña son escasos y en su mayoría responden a productos de lascado y algunos núcleos. Varias lascas presentan talón diedro y muestras de débitage discoide, con negativos de extracciones centrípetas en el anverso, propio de una industria musteriense. Debe indicarse que la totalidad de la industria recuperada muestra un grado muy bajo de rodamiento y se concentra especialmente en las unidades fluviales superiores Mz4 y Mz5. En especial aparece industria poco rodada en el techo de la unidad Mz4 (Fig. 2) que se correlaciona estratigráficamente con la posición que ocupaba el antiguo yacimiento Arriaga III, en el cual se documentaron restos de *Palaeoloxodon antiquus*, sin industria lítica asociada (Rus y Vega, 1984).

CONCLUSIONES

Las dataciones OSL del laboratorio LDR de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM) arrojaron edades comprendidas entre los ca. 52,8 y 36,0 ka BP para la base y el techo de la secuencia respectivamente (Fig. 4). Estas edades son claramente discordantes con las fechas obtenidas en

otros yacimientos en esta misma terraza fluvial (Fig. 4). Presentan un claro problema de rejuvenecimiento como en otros yacimientos de la zona (Silva et al., 2008), por lo que las edades resultantes se han descartado.

Por el contrario, las dataciones TL del Laboratorio QTLS indican que las dos muestras tomadas en la base de la secuencia fluvial (Mz2 y Mz3) son anteriores a 134-133 ka BP respectivamente y que la edad de la muestra tomada a techo de la unidad Mz5 arroja una edad de 96 ± 21/13 ka BP (Fig. 4). Estas edades son comparables con las obtenidas en otros yacimientos localizados en la misma terraza al sur de Madrid (Pérez González et al., 2008; Domínguez Alonso et al., 2009). Las fechas obtenidas indicarían que toda la secuencia fluvial analizada abarcaría prácticamente la totalidad del Último Interglaciar (MIS 5), pudiendo relacionar los depósitos aluviales terminales con el empeoramiento climático asociado al MIS 4 (Fig. 4).

Las fechas TL obtenidas en Arriaga son similares a las obtenidas en otros yacimientos situados en esta misma terraza (TCMZ) realizadas por el mismo laboratorio (QTLS). En Los Estragales (Pérez-González et al., 2008) tres kilómetros aguas arriba (Perales del Río) del arenero objeto de este estudio, la base de la secuencia fluvial allí observada presenta edades TL 107 ± 39/22 Ka BP y OSL de 122.1 ± 11.1 Ka BP y las secuencias intermedias fechas OSL de 90.6 ± 9 ka BP. No obstante en esa secuencia el techo de los depósitos fluviales, asimilables a la unidad Mz5, presenta edades TL de de 70.5 ± 17/12 ka BP y 64.6 ± 15/11 ka BP, que la situarían ya dentro del MIS 4. En la zona del Estanque de Tormentas del Butarque (Domínguez Alonso et al., 2009) la base de la secuencia fluvial es anterior a los 125 ka BP y el techo de la misma posee una edad TL 74.9 ± 10/9 ka BP, aunque los aportes aluviales superiores presentan en esa zona edades OSL mucho más recientes de 56.8 ± 4 ka BP que los situarían en el inicio del MIS 3. No obstante estas edades OSL tan recientes habría que tomarlas con mucha precaución ya que podrían presentar los problemas de rejuvenecimiento anteriormente mencionados.

El Gráfico de la Fig. 4 indica que los rangos de error de las dataciones TL se encuentran normalmente en torno a los ± 10/15 Ka BP, aunque pueden llegar localmente a ± 39 ka BP, como ocurre en los Estragales. Teniendo en cuenta las edades disponibles y sus rangos de error, para la Terraza Compleja del Manzanares es aceptable asumir que su desarrollo se completó durante el MIS 5, pero que comenzó con anterioridad, dado que las edades de la base de la secuencia son unos 133-134 ka BP para las más recientes.

La reconstrucción estratigráfica del arenero de Arriaga sitúa el nivel de ocupación del yacimiento Arriaga IIa en el techo de la Mz2 y Arriaga IIb en el techo de la Mz3, lo cual indicaría que la industria adscribible al Achelense superior (Rus y Vega, 1984) relacionada con ellos corresponde a la parte final del Pleistoceno medio o a la parte inicial del MIS 5 ya en el Pleistoceno superior. Del mismo modo, en los yacimientos de Estragales 1 y 2, situados en la base de la secuencia (de edades TL y OSL similares) la industria lítica se caracteriza por la presencia escasa de macroutillaje y predominio de explotación bifacial en el *débitage* (Pérez-González et al., 2008). Todos estos datos podrían indicar que el tránsito entre los tecnocomplejos achelense y musteriense se produciría en la zona de Madrid en torno al límite Pleistoceno medio-superior, aunque para otras zonas del centro peninsular puedan ser más antiguas (Santonja y Pérez González, 2002).

Los datos de la prospección eléctrica realizada (Fig. 3) indican que la potencia máxima de la secuencia fluvial puede alcanzar hasta un mínimo de 30 m. Ésta se encuentra engrosada y basculada hacia el relieve, en cuyo contacto se observa una posible estructura de colapso por disolución del sustrato evaporítico. La correlación de los datos eléctricos con los afloramientos existentes en la explotación actual permite una reconstrucción preliminar de la geometría de la Terraza Compleja del Manzanares en su contacto con el relieve, mostrando la importante contribución de los colapsos en el proceso de engrosamiento.

Agradecimientos: El presente trabajo se engloba dentro del proyecto de "Actuaciones geoarqueológicas y paleontológicas y estudio cronoestratigráfico de los depósitos pleistocenos para la reconstrucción paleoambiental del valle inferior del río Manzanares (términos municipales de Rivas-Vaciamadrid, Madrid y Getafe)", financiado por la Dirección General de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid. Los autores manifiestan su agradecimiento a Alfonso Arriaga (propietario del arenero) por todas las facilidades en el estudio del mismo. Es una contribución del Grupo de Trabajo GQM-AEQUA.

Referencias bibliográficas

Dominguez Alonso, R.M., Arcos Fernández, S., Ruiz Zapata, B. & Gil García, M.J. (2009). Nuevos datos sobre la Terraza Compleja del Butarque en Villaverde Bajo. *Actas de las Cuartas Jornadas de Patrimonio Arqueológico en la Comunidad de Madrid (Alcalá de Henares, 2007)*, 339-343.

Pérez-González, A., Rubio Jara, S., Panera, J. & Uribelarrea, D. (2008). Geocronología de la sucesión arqueoestratigráfica de Los Estragales en la Terraza Compleja de Butarque (Valle del río Manzanares, Madrid). *Geogaceta*, 45, 39-42.

Rus, I. & Vega, L.G. (1984). El yacimiento de Arriaga II: problemas de una definición actual de los suelos de ocupación. *Primeras Jornadas de Metodología de Investigación Prehistórica (Soria, 1981)*, 387-404.

Sesé, E. & Soto, C. (2000). Vertebrados del Pleistoceno de Madrid. In: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid* (Morales, J. coord.). Arqueología, Paleontología y Etnografía, 6. Comunidad de Madrid, Madrid, 216-243.

Silva, P.G. (2003). El Cuaternario del Valle Inferior del Manzanares. *Estudios Geológicos*, 59, 107-131.

Silva, P.G., López Recio, M., González Hernández, F.M., Tapias, F., Alarcón, A., Cuartero, F., Expósito, A., Lázaro, I., Manzano, I., Martín, D., Morín, J. & Yravedra, J. (2008). Datos geoarqueológicos de la terraza compleja del Manzanares entre el sector del 12 de octubre y la desembocadura del arroyo Butarque (Villaverde, Madrid). *Cuaternario y Geomorfología*, 22 (3-4), 47-70.

Santonja, M. & Pérez-González, A. (2002). El Paleolítico inferior en el interior de la Península Ibérica. Un punto de vista desde la geoarqueología. *Zephyrus*, 53-54, 27-77.

DATACIONES PRELIMINARES Y CONFIGURACION DE LAS TERRAZAS DE LA DEPRESION DE BADAJOZ (LAS VEGAS DEL GUADIANA).

G. Garzón; P. Fernández; M.J. Pellicer; R. Babin y R. Tejero (1).

(1) Dpto. Geodinámica. Fac. Geología. Universidad Complutense. Jose Antonio Novais 2. 28040. Madrid. minigar@geo.ucm.es

Abstract: Preliminary cronology and architecture of the Badajoz depression terraces (Vegas del Guadiana).
TheTertiary Badajoz depression includes two semi-graben bounded by strike-slip faults that control Guadiana River incision in the Varisc massif and its base level. The upper basin (Vegas Altas) uplifted position favoured the emptying of this Tertiary basin and the river entrenchment in the basement without terraces development.The lower basin, Vegas Bajas, develops a terraces staircase incised from a top river deposit (proto-Guadiana) at 60 m height. Middle terraces are not significant, but the lower terraces spread out in large outcrops that define the valley bottom. Preliminary OSL dates reveal two groups of ages ca. 40-45 and 70-78 ka BP for the lower ones. Terraces above them exceed the range of estimable dating suggesting larger fluvial activity in more recent times.

Palabras clave: Terrazas fluviales, Datación OSL, nivel de base, ríos en roca
Key words*: Fluvial terraces, OSL dating, base level, bedrock rivers*

INTRODUCCION

Las cuencas sedimentarias del interior del Macizo Ibérico están escasamente correlacionadas debido a la falta de dataciones. Esto afecta no solo a sus depósitos terciarios, sino también, a sus etapas de incisión y aterrazamiento. Los criterios de correlación de las terrazas por su altura sobre el río implican un encajamiento homogéneo y progresivo para toda la red fluvial, controlado por cambios eustáticos o climáticos cuaternarios. Sin embargo, aunque los depósitos de terrazas se desarrollan fácilmente a favor de los sedimentos blandos de las cuencas terciarias, su nivel de base se encuentra en el substrato en roca resistente, en el cierre de la cuenca, y es éste, el que controla la incisión y por tanto también la agradación aguas arriba. El río Guadiana discurre encajado en cañones en la mayor parte del Macizo Ibérico, presentando un desarrollo de terrazas discontinuo, en relación con las cuencas terciarias que atraviesa, como la de Badajoz y Moura. El objetivo de este trabajo es analizar el comportamiento de las terrazas de la depresión del Guadiana en la zona de Badajoz y aportar unos primeros resultados sobre su datación por OSL.

EL ENTORNO MORFOESTRUCTURAL

La cuenca terciaria por la que discurre el río Guadiana está formada por dos subcuencas: las Vegas Altas y las Vegas Bajas. En el borde norte de ambas subcuencas, los materiales del basamento varisco se ponen en contacto con las rocas terciarias mediante una falla con buzamientos altos. La estructura es de dos semi-grabens limitados por dos desgarres sinestrales: al Oeste la falla de Mesejana-Plasencia y al Este, separando las Vegas Bajas y Altas, la falla de Mérida (Garzón et al., 2010 a).

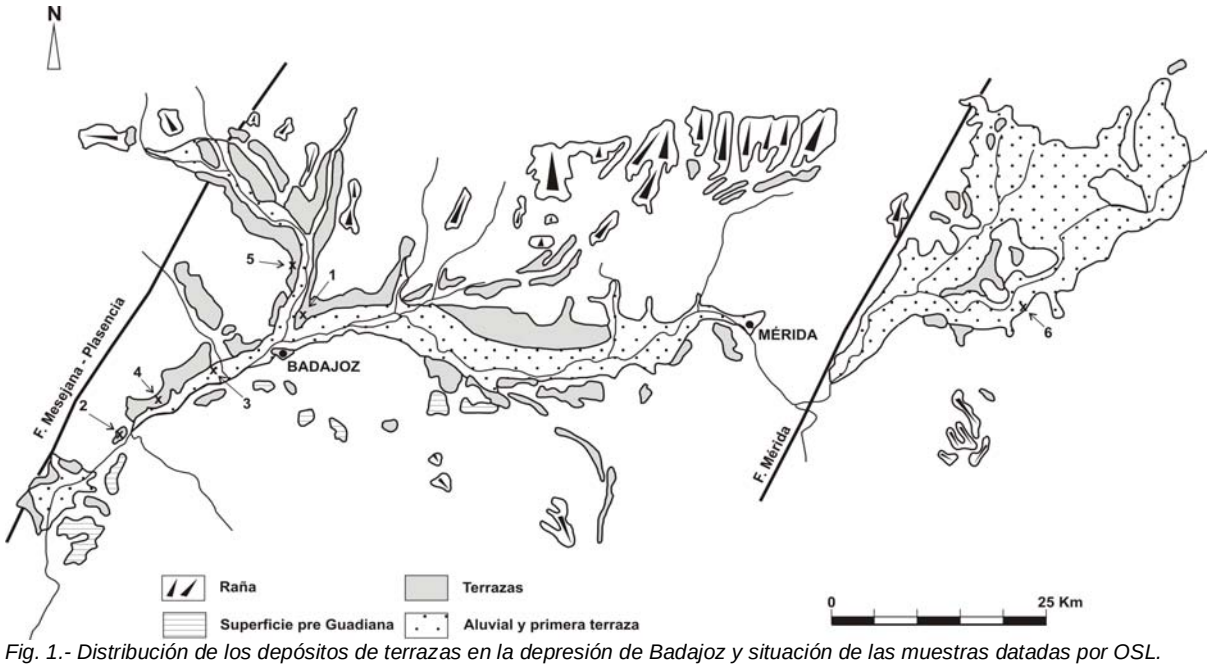


Fig. 1.- Distribución de los depósitos de terrazas en la depresión de Badajoz y situación de las muestras datadas por OSL.

Esta última eleva más de 50 m las Vegas Altas (Moreno y Carvajal, 2003) obligando al río a desarrollar una curvatura meandriforme ocasionada por la estructura tectónica, para salvar los afloramientos del basamento varisco levantado. Las Vegas Bajas se cierran hacia el Oeste por la Falla de Mesejana - Plasencia a la que se ha atribuido movimientos recientes (Araujo, 2004). Ambas Vegas ofrecen una estructura tectónica asimétrica en la que el río Guadiana discurre por el borde Sur (Fig. 1).

En las Vegas Altas las terrazas son prácticamente inexistentes. El fondo de valle esta dominado por una amplia llanura aluvial en la que los ríos divagan entre los montes islas del zócalo. Ello determina un patrón de múltiples canales estrechos y profundos (tipo anabranching), que representa la forma de respuesta más eficiente de los ríos para evacuar cargas altas en condiciones de poca pendiente (Garzón y Ortega, 2008). En general, puede observarse una traslación progresiva de los ríos hacia el Sur, para converger hacia la salida de la cuenca controlada por el umbral rocoso de Mérida. Durante este desplazamiento de la red, los ríos se encajan directamente en el zócalo, abandonando los materiales sedimentarios más favorables para su encajamiento. Este hecho indica un basculamiento de la cuenca hacia el Sur, hacia el río Guadiana, tal y como lo expresan los perfiles longitudinales (Fig. 2), aunque la excepción esta marcada por el río Zújar que representa un perfil longitudinal mas bajo aún que el del Guadiana (Garzón et al., 2010 b).

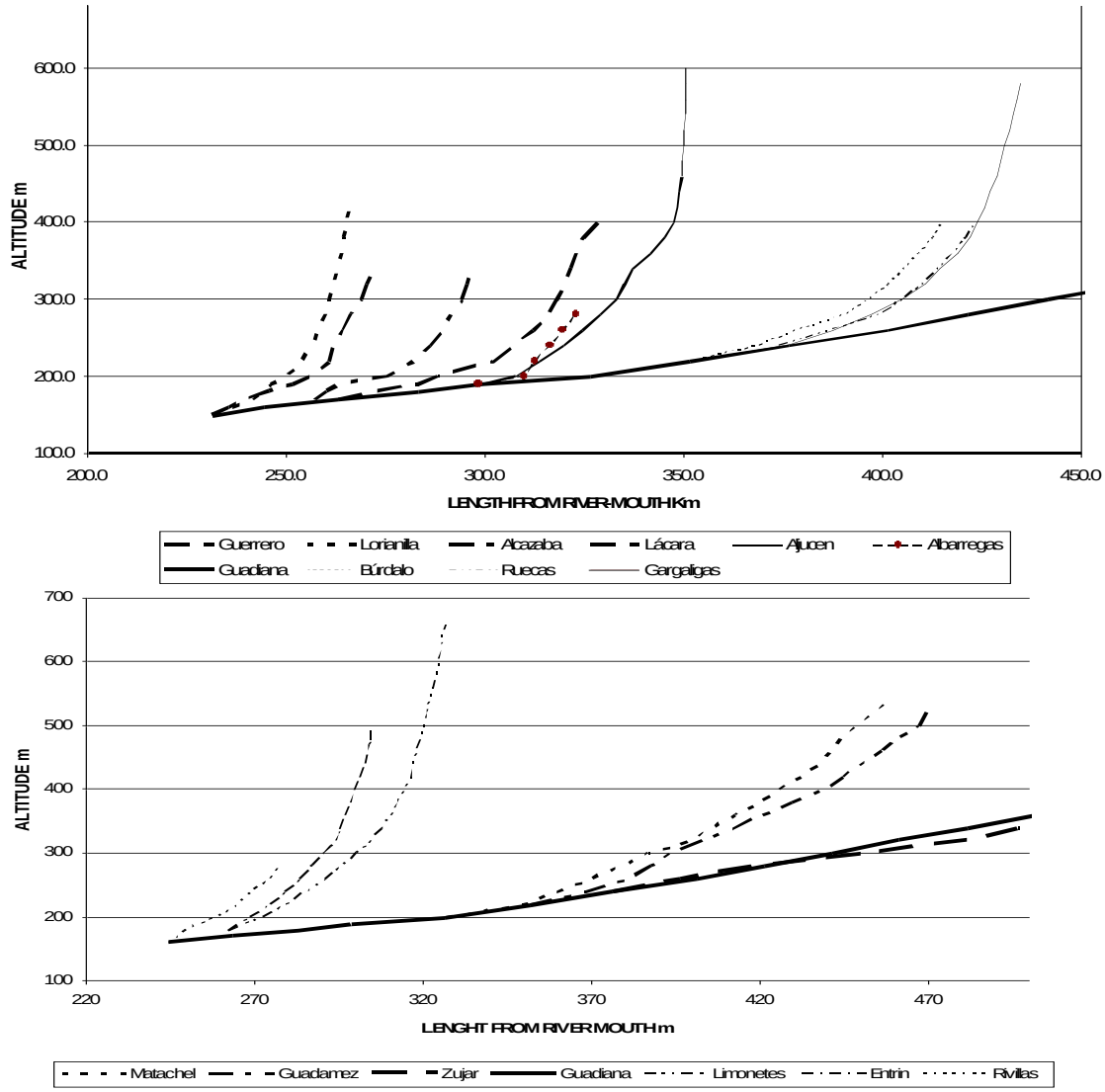


Fig. 2.- Perfiles longitudinales de los afluentes del río Guadiana en las Vegas Altas y Bajas. La figura superior muestra los afluentes por la margen derecha (Norte) y la de abajo por la margen izquierda (Sur),

La configuración de las Vegas Bajas es muy diferente. El encajamiento en los materiales terciarios no esta completado y la red fluvial se muestra aún en vías de jerarquización. A pesar de la aparente morfología de encajamiento escalonado de la cuenca, los depósitos de terrazas no alcanzan apenas potencia. La dificultad de incisión en una plataforma rocosa que actúa como nivel de base de la cuenca condiciona aguas arriba el desarrollo de unos valles amplios de poca pendiente, de fondo plano y con un sistema de replanos morfológicos sin apenas depósito en que la identificación de cortes para su datación se hace difícil o infructuosa. Los numerosos replanos definidos en los mapas geológicos 1:50.000 (IGME, varios años) por sus alturas (Tabla 1) no tienen por qué corresponder a

edades equivalentes, si no que pueden representar una evolución asincrónica en función del dominio sucesivo de una mayor o menor incisión. Los sistemas de terrazas más importantes son los de los tributarios del Guadiana que convergen directamente en la salida de la cuenca, como el Caia y el Gévora - Zapatón.

LAS TERRAZAS DEL RÍO GUADIANA

La margen Sur de Guadiana se encuentra dominada por un nivel fluvial, cuya altura relativa respecto al río, es de (+40-60 m). Este nivel representa una superficie culminante que desciende hacia el Oeste, desde los 280m hasta los 200m. Está formado por canales de gravas cuarciticas con intercalaciones arenosas de estratificación cruzada, y matriz arcillosa roja con hidromorfismo. Se trata de una extensa franja descolgada y distante del río, con espesores de hasta 30m, y aunque fue inicialmente definida como la terraza alta del Guadiana (Apalategui et al, 1988), posteriormente ha sido considerada como un nivel de raña (IGME, varios años). En el límite SO, donde el río se encaja en el macizo, algunos retazos mas bajos, y descolgados en torno a 180m y a (+30-40 m) de altitud relativa, ofrecen similares características.

Las terrazas bajas muestran ya una separación muy clara de estas terrazas altas colgadas (Tabla 1). Se trata de un conjunto compacto de dos terrazas adosadas, de unos 6 km de amplitud que flanquean el río aguas abajo de Mérida. El nivel superior de ambas, en torno a los (+10-15m) de altura relativa, esta formado fundamentalmente por gravas cuarcíticas con escasas intercalaciones arenosas, y tonos rojizos. Aunque hacia el O, en su confluencia con el Gévora, ofrece un escarpe morfológico, hacia el E presenta un paso insensible hacia la baja.

Esta terraza baja puede asimilarse a la llanura de inundación Holocena, pues ha estado sujeta a avenidas hasta la reciente regulación, debido también a las múltiples interconexiones entre los cauces de los afluentes que le otorgaban una gran movilidad. Se desarrolla entre (+3-5 m) del río, y dentro de su composición de gravas cuarcíticas son más frecuentes las intercalaciones arenosas.

LAS TERRAZAS DEL RIO CAIA

El otro conjunto de terrazas bien definido es el del Caia que confluye con el Guadiana aguas abajo de Badajoz y comparten llanura durante varios km, y de hecho terrazas, pues en esta zona están mejor desarrolladas las terrazas en la margen izquierda. Además del extenso nivel de los (+10-15m), se definen otros tres niveles: de (+15-20 m), de (+30-40 m) e incluso algunos más altos que llegan hasta los (+60m) (Tabla 1). Estos dos últimos definen extensas superficies - glacis que podrían considerarse equivalentes a las rañas. Incluso en el caso de niveles más bajos, estos definen una morfología de glacis, con un retrabajamiento superficial que no puede considerarse propiamente como una terraza. Esto conlleva que diferentes autores puedan considerar replanos morfológicos con gravas bien como terrazas o como afloramientos de niveles conglomeráticos dentro de los depósitos terciarios, como se observa también en otros ríos como el Gévora.

PRIMEROS RESULTADOS DE DATACIONES

Las dataciones mediante Termolumiscencia Ópticamente Estimulada (OSL) se han realizado en el Laboratorio de Datación y Radioquimica de la Universidad Autónoma de Madrid. La dosis equivalente almacenada desde que la muestra sufrió su último proceso de blanqueo solar se ha determinado por el método de dosis aditivas. El cálculo de las dosis anuales recibidas por las muestras fue realizado mediante la combinación de dos tipos de medidas: la radioactividad beta procedente del K-40 de las muestras mediante un recuento Geiger-Müller y la actividad alfa procedente del Uranio y Torio. Los resultados muestran el momento del último proceso de blanqueo solar sufrido por estos materiales y por tanto el momento de su formación. La actividad gamma procedente de la radiación cósmica ha sido medida in situ con anterioridad a la toma de muestras, mediante un sistema de recuento de centelleo sólido.

Se han estudiado un total de ocho muestras tomadas en diferentes niveles de terraza del Guadiana y del Caia y de la zona de confluencia entre ambas. La dificultad de encontrar buenos cortes limpios en campo, ha obligado a tomar las muestras sobre conglomerados muy compactos, sin apenas matriz

		Guadiana	Caya	Alconchel	Gevora	Blanquilla	Guerrero	Lorianilla	Alcazaba	Lacara
Altura del aterrazmiento (metros sobre el río)	Raña y Proto-Guadiana	40- 60	60	50-70						
	T1	30- 40	30- 40							
	T2	15 -20	15- 20	15-20	15-20					15-12
	T3	10-15	10-15	5 -10	8.5-10				7.5- 8	8- 10
	T4	5			4- 8	3.5-4	4 -7	4- 5	4- 6	
	T5					1.5- 3	1.5-3	1.5- 3	1.5- 3	

Tabla. 1. Altura sobre el río de los depósitos de terrazas del Guadiana y de sus afluentes en las Vegas Bajas.

arenosa, a una profundidad de entre uno y dos metros del suelo. Consideramos estos datos como preliminares debido fundamentalmente a las características del material muestreado, aunque los resultados obtenidos ofrecen coherencia, excepto para una de las muestras. Se definen dos conjuntos de datos: los agrupados entorno a 40-45 ka BP y los de 70 ka BP (Tabla 2).

Las muestras más antiguas datadas corresponden a dos niveles de terraza, uno del Caia a (+20 m) sobre el río, que ha ofrecido una edad de 72938 ± 4794 años BP y otro del Caia-Guadiana a (+35 m) de 77543 ± 5899 años BP. Otro nivel más bajo estaría definido por otras dos muestras. Una en la confluencia del Gévora con el Guadiana a (+10 m) de 42910±2709 años BP y otra también del Caya-Guadiana a (+13 m) de 46139 ± 2940 años BP. Otra de las muestras datadas ofrece una anomalía considerable. Por su altura (+30 m) debería corresponder al nivel superior pero la edad obtenida es de 47325 ± 2746 años BP, esto es como la de las terrazas bajas, por que la consideramos una datación errónea. No encontramos ninguna explicación lógica para ello, salvo que es la única muestra arenosa, con pocas gravas, de las estudiadas por el momento, por lo que su calibración podría dar resultados comparativamente diferentes.

Nº	Ref. Laboratorio	UTM (X)	UTM (Y)	Dosis Equiv. (Gy)	Dosis Anual (mGy/ año)	EDAD (años BP)	m sobre el río	Características	Localización
1	MAD-5815SDA	678.00	4309.68	105.56	2.46	**42910±2709**	15	Terraza Guadiana T 4 Gravas cuarcitas	Gevora
2	MAD-5755SDA	658.96	4294.08	141.03	2.98	**47325±2746**	30	Terraza Guadiana ? Conglomerado cuarcitas	Ponte Ajuda
3	MAD-514BIN	663.26	4299.85	152.76	1.97	**77543±5899**	36	Terraza Caia Guadiana T 4 Conglomerado cuarcitas	Monte S. Joao
4	MAD-5820SDA	667.23	4303.25	145.80	3.16	**46139±2940**	13	Terraza Caia Guadiana T 4 Conglomerado cuarcitas	Monte do Campo
5	MAD-5819BIN	668.64	4306.92	202.77	2.78	**72938±4794**	25	Terraza Caia T1 Conglomerado cuarcitas	Comenda
6	MAD-5817SDA	244.43	4314.85	3.81	2.66	**1432±124**	10	Manto arenas eólicas	Medellin

Tabla. 2.- Resultado de las dataciones por OSL de los depósitos de terrazas del Guadiana y del Caia en las Vegas Bajas

Se ha analizado otras dos muestras mas altas del Caia a (+40-50 m) sobre el río, que no han dado resultados satisfactorios, por lo que consideramos que rebasan el limite de edad y por tanto, no se ha tomado muestras de niveles mas altos. Finalmente cabe señalar, que en las Vegas Altas, a falta de afloramientos de terrazas, se ha datado una muestra del manto eólico, que se extiende paralela a las planicies aluviales. La muestra ha sido tomada en la trinchera de ferrocarril, donde recubre los depósitos terciarios con una potencia local de 2 m. La edad obtenida resulta muy reciente (1432 ± 124 años BP), aunque puede no ser contradictora teniendo en cuenta no solo la gran movilidad de estos mantos eólicos, sino también la alta dinámica de inundaciones de las planicies del Guadiana.

DISCUSION DE RESULTADOS

Aún a falta de resultados más consistentes, esta primera aproximación se encuentra dentro del rango de las edades obtenidas por otros autores, si bien para otras cuencas fluviales de la Península Ibérica. Para la terraza compleja del Manzanares, Silva et al. (2008) encuentra para el techo de la terraza (+22-16 m), edades entre 40 y 33 ka BP (estadio isotópico OIS 3, avance de la glaciación). Por otra parte, Sancho et al. (2008) en el valle del Ebro definen una etapa de agradación en torno a los 50 ka BP, que de acuerdo con otros autores (Fuller et al., 1998) estaría asociada a pulsaciones frías con vegetación esteparia, en los que se vería favorecida la escorrentía y los procesos de ladera, induciendo la agradación fluvial. Estos resultados podrían considerarse equiparables a los nuestros, aún dentro de una diferencia entre las alturas de los niveles de terrazas, que puede interpretarse dentro del menor encajamiento relativo del sistema fluvial del Guadiana. Implicaciones paleoambientales similares son asumidas en trabajos mas recientes, para las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Lewis et al., 2009; Benito et al., 2010), donde en un exhaustivo trabajo de datación y correlación entre niveles de aterrazamiento fluvial y fluvio-glaciar, se proponen edades en torno a 68 Ka; 47 Ka y 11 Ka, para las secuencias más bajas.

Nuestros resultados difieren, sin embargo ligeramente de la información existente sobre el Bajo Tajo, que es un área mucho más próxima. Para Cunha et al. (2008), los niveles de aterrazamiento que presentan edades entre 31 y 40 ka son los inferiores a (+15-16 m), mientras que los superiores

a (+20-24 m), tendrían ya entre 100 y 280 ka. Para ello han aplicado un factor de corrección eliminando un posible efecto de decaimiento y que ha hecho aumentar la edad de las muestras. Estos últimos valores exceden notablemente a los obtenidos por nosotros, lo cual puede ser debido a los problemas derivados del muestreo en conglomerados con poca matriz arenosa que puede introducir desviaciones de la datación (Cunha, com. personal). Por ello tenemos en marcha un nuevo proceso de datación basado en otro muestreo más selectivo sobre los lentejones más arenosos.

En cualquier caso, los valores obtenidos indican una tasa de encajamiento relativamente alta para las terrazas bajas, mientras que en las más antiguas, la evolución del encajamiento ha sido más lenta. Este hecho, también viene indicado por la poca diferencia de alturas entre los niveles culminantes y el lecho del río, pues el encajamiento general del Guadiana no sobrepasa los 50-60m, frente a las terrazas altas de (+120m) definidas para el Tajo (Cunha et al., 2008).

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

La presencia de terrazas aluvionares se restringe, como es asumible, a las zonas de substrato sedimentario, y en esta discontinuidad radica en gran parte la dificultad de su correlación. Se han establecido unas pautas cronológicas con una sistemática toma y datación de muestras por OSL. El estudio de la cuenca del Guadiana pone de manifiesto que a pesar de la gran extensión en planta de las formaciones cuaternarias su relevancia a nivel de potencia de los depósitos es pequeña. En las Vegas Altas no existen prácticamente terrazas aluviales, y constituye de hecho una inmensa planicie aluvial formada por las llanuras de inundación de múltiples tributarios que fluyen en paralelo hasta converger en el umbral de resistencia de Mérida. Las dataciones obtenidas en el manto eólico de la llanura indican una edad muy reciente, lo que confirma el continuo retrabajamiento de estas llanuras frenadas por la capacidad de incisión del río.

En las Vegas Bajas destaca el mejor desarrollo de los sistemas de terrazas de los ríos Caia y Gévora-Zapatón que proceden del Oeste, provenientes del límite de la cuenca sobreelevado por la falla de Mesejana-Plasencia. Las dataciones por OSL obtenidas por el momento apuntan una diferencia de edades muy marcada entre las terrazas mas bajas (dos grupos de 40-45 y 70-78 ka BP) y las mas altas que sobrepasan el rango de datación estimable (aprox. mas de 150 ka BP). Estos datos parecen indicar una actividad fluvial reciente relativamente mayor, como demuestra además el extenso desarrollo de las terrazas bajas, mientras que en los niveles superiores el encajamiento y depósito estaría mucho mas ralentizado. Esto parece confirmar la dificultad de considerar índices de incisión homogéneos para la incisión fluvial en presencia de tramos en roca, así como la necesidad de tener en cuenta velocidades de incisión diferentes para los distintos tributarios en función de su evolución local.

Agradecimientos:
Proyecto CGL2008-03463 del MICINN

Referencias bibliográficas

Apalategui, O.;Jorquera, A. y Villalobos, M. (1988). *Memoria de la la Hoja 801 del Mapa Geológico de España 1:50.000. IGME .*

Araujo, A. (2004).Tectonica alpina na regiao de Jurumenha (Nordeste alentejano). *Comunicaçoes Geológicas*,91,17-36.

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

Cunha, P.P., Martins A.A., Huot, S., Murray, A. & Raposo, L. (2008). Dating the Tejo River lower terraces in the Ródao area (Portugal) to asses the role of tectonics and uplift. *Geomorphology,* 102. 43-54.

Fuller, I., Macklin, M., Lewin, J., Passmore. D. & Wintle. A. (1998). . *Geology,* 26, 275-278.

Garzón, G. & J.A. Ortega: (2008). Configuración de la red fluvial en las Vegas del río Guadiana a partir de sus perfiles longitudinales. En: *Trabajos de Geomorfología en España* (2006-2008). Cádiz. J. Benavente y F.J. Gracia (Eds). Universidad de Cádiz. 215-218.

Garzón, G., Tejero, R.; Babin, R. & Fernandez García, P. (2010 a): Control tectónico de la Red de Drenaje en la Peninsula Ibérica. *Avances de la Geomorfología en España. XI Reunión Nacional de Geomorfología*. 369-372.

Garzón, G., Ortega, J.A. & Garrote, J. (2010 b). Controles litológicos y estructurales en la jerarquización del Drenaje. Las vegas del Guadiana. En: *Avances de la Geomorfología en España XI Reunión Nacional de Geomorfología*, 373-376.

IGME (varios años). *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hojas 750-753.775-778,801-803.*

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

Moreno, F. y Carvajal, A. (2003). *Memoria de la Hoja 777 del Mapa Geológico de España 1:50.000. IGME.*

Sancho, C., Muñoz, A., Rhodes, E., McDonald, E., Peña, J.L., Benito, G. & Longares, L.A. (2008). Morfoestratigrafía y cronología de registros fluviales del Pleistoceno superior en Bardenas Reales de Navarra: implicaciones paleoambientales. Geogaceta, 45. 47-50.

Silva, P.G., López Recio, M., Gonzalez Hernández, F.M., Tapias, F., Alarcón, A., Cuartero, F., Expósito, A., Lázaro, A., Manzano, I., Martín, D., Morín, J. & Yravedra, J. (2008). Datos Geoarqueológicos de la terraza compleja del Manzanares entre la desembocadura del arroyo Butarque (Villaverde, Madrid). Revista Cuaternario y Geomorfología, 22, (3-4) 47-70.

SESIÓN S2: REGISTROS AMBIENTALES Y CLIMÁTICOS: SECUENCIAS MARINAS, LITORALES, LACUSTRES Y EÓLICAS.

SESSIÓ S2: REGISTRES AMBIENTALS I CLIMÀTICS: SEQÜÈNCIES MARINES, LITORALS, LACUSTRES I EÒLIQUES.

HOLOCENE EVOLUTION OF PLAYA LAKES IN THE CENTRAL SECTOR OF THE EBRO DEPRESSION BASED ON MORPHO-STRATIGRAPHIC ANALYSES OF LACUSTRINE TERRACES

F. Gutiérrez (1), G. Desir (1), B. Valero (2), P. González-Sampériz (2), A. Moreno (2), M. Morellón (2), M. Gutiérrez (1), R. Linares (3), M. Zarroca (3), J. Guerrero (4), D. Carbonel (1), P. Lucha (1), J. Bonachea (1) y C. Roqué (5)

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. fgutier@unizar.es
(2) Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza. blas@ipe.csic.es
(3) Àrea de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia, Universitat Autònoma de Barcelona.
(4) Department of Geology and Geophysics, University of Utah
(5) Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona

Resumen: *Se analiza la evolución del mayor sistema de playa-lake (La Playa-El Pueyo) de la zona endorreica de Bujaraloz-Sástago en la Depresión del Ebro. La cubeta presenta una secuencia de tres niveles de terraza lacustre y yardangs excavados por el viento en la zona de sotavento. La secuencia de terrazas registra una alternancia de periodos de agradación y excavación (deflación eólica) atribuibles a condiciones relativamente húmedas y secas, respectivamente. Por el momento, no se han obtenido edades numéricas para los niveles de terraza superior e inferior, situados a 9 y 0,5 m por encima del fondo lacustre. La terraza intermedia, colgada 6 m y con un depósito de 5 m de espesor en el punto estudiado, registra una fase de agradación entre 3,9 y <2,4 ka, lo que indica una tasa media máxima de acreción vertical de 3,3 mm/a. En la fase de excavación subsiguiente la deflación eólica produjo la segmentación de la cuenca lacustre, con una tasa media mínima de profundización de 2,5 mm/a. Este valor es semejante a los calculados en diversas cuencas paleolacustres situadas en diversas regiones áridas del planeta.*

Palabras clave: terrazas lacustres, paleohidrología, trincheras, tasas de deflación
Key words*: lacustrine terraces, paleohydrology, trenching, deflation rates*

INTRODUCTION

The central sector of the Ebro Depression in NE Spain, a semiarid area located in a transitional zone under the influence of North Atlantic and sub-tropical climates, constitutes a particularly interesting area for paleoclimatic investigations. A significant proportion of the Holocene paleoenvironmental interpretations proposed for the Ebro Depression are based on cores drilled in saline lakes located in several areas with internally drained depressions (Bujaraloz-Sástago, Chiprana, Alcañiz, Hijar; González-Sampériz et al., 2008 and references therein). Recently, detailed geomorphological mapping has revealed the presence of stepped sequences of aggradational lacustrine terraces at the margins of some playa-lakes in the Bujaraloz-Sástago area (Gutiérrez-Elorza et al., 2002). This finding opens new prospects to paleoenvironmental investigations in these playa-lakes, since terrace deposits, in combination with cores from the lake bottoms, may help to improve the completeness and resolution of the lacustrine record. Moreover, lacustrine terraces may be used to reconstruct the morphostratigraphic evolution of the lakes and identify major aggradation and excavation periods as potential responses to significant paleoenvironmental changes. This contribution is focused on the La Playa-El Pueyo playa-lake system within the Bujaraloz-Sástago endorheic area. The evolution of the lake is reconstructed on the basis of the lake terraces and their spatial distribution. Rates of vertical lacustrine accretion and eolian deflation are estimated using the numerical ages obtained for the most extensive terrace investigated via trenching.

SETTING AND GEOMORPHOLOGY

The La Playa and El Pueyo ephemeral saline lakes are located in an exhumed structural platform in the central sector of the Ebro Tertiary Basin. The platform is underlain by gysiferous Oligo-Miocene strata with subhorizontal attitude. The climate is of continental type with 360 mm and 14.4°C in mean annual precipitation and temperature, respectively. The enclosed basin in which the lakes are located has a WNW-ESE orientation, coinciding with the dominant direction of the strong local wind, designated as *Cierzo*. Detailed geomorphological mapping has revealed the presence of a stepped sequence of three lacustrine terraces and WNW-ESE-oriented yardangs excavated in bedrock and lake terrace deposits at the leeward sector of the basins (Gutiérrez-Elorza et al., 2002; Figs. 1 and 2). To our knowledge, these are the northernmost yardangs reported in the literature worldwide (around 41ºN in latitude).

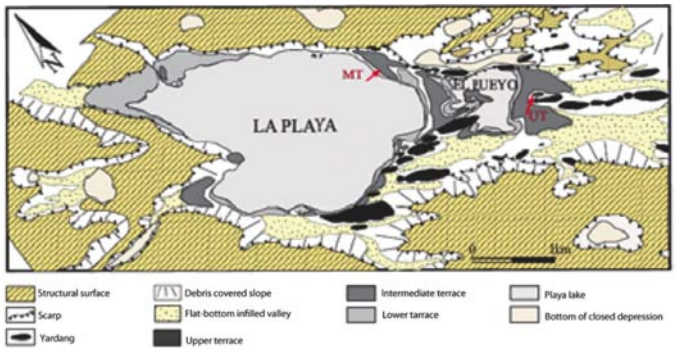


Fig 1: Geomorphological map showing the distribution of terraces and yardangs in the La Playa-El Pueyo enclosed depressions. Arrows point to the trench sites in the middle terrace (MT) and the upper terrace (UT).

The terrace sequence records alternating aggradation and excavation periods in the lake system. The upper terrace is represented by a few small benches situated at 9 m above the lake bottom in the southeastern margin of El Pueyo lake (Figs. 1 and 2). The middle terrace, around 6 m above the lake bottom, forms extensive benches in the southeast leeward margin of the playas. The surface of this terrace level locally merges with the top of the deposits filling flat-bottomed valleys that drain into the lakes (Fig. 1). The lower terrace is situated at about 0.5 m above the lake bottom. This apparently very recent level has a much more limited geomorphic expression than the middle terrace.



Fig. 2: Oblique aerial view of La Playa and El Pueyo saline lakes. Arrow points to the trench sites in the middle terrace (MT) and the upper terrace (UT). In the foreground and between El Pueyo and La Playa, yardangs developed in the ESE leeside of the lake basins. Yr: Yardang developed in gypsiferous bedrock. Yls: Yardang carved in lacustrine sediments of the middle terrace.

METHODS AND RESULTS

Three trenches have been excavated to investigate the deposits of the upper and middle terraces of La Playa-El Pueyo lake system at two sites (Figs. 1 and 2). Unfortunately, no material datable by the radiocarbon method was found in the trench dug by hand in the upper terrace. The middle terrace was investigated by means two trenches (backhoe and hand-dug) in the NE margin of La Playa, both linked by a subsidiary correlation trench (Fig. 3). They provided an exposure of the 5 m thick terrace deposit. The charcoal samples that happened to have enough organic carbon content for dating by the AMS method were collected at 20, 221, 256, 294 and 330 cm above the base of the deposit, yielding the following calibrated ages consistent with their stratigraphic order: 3887-3699, 3512-3383, 3638-3465, 3085-2925, 2742-2461 cal. yr BP (age ranges covering at 2 sigma a relative area higher than 0.80).

INTERPRETATION AND CONCLUSIONS

The mapped sequence of terraces reveals that the La Playa-El Pueyo lake basin has been dominated by an overall deepening trend throughout its evolution. The terraces record interruptions in such trend during which the lake was dominated by aggradation. Unfortunately, the chronology of the upper and lower terrace levels is very poorly constrained; older than 4 ka and late Holocene, probably historical. Regarding the middle terrace, at the trench site, the accumulation of lacustrine deposits 5 m thick occurred from ca. 3.9 ka to some time after 2.4 ka, yielding a maximum average aggradation rate of 3.3 mm/yr. Regretfully, the age of the top of the terrace deposit is poorly constrained. Subsequently to the accumulation of the middle terrace, the lake bottom underwent entrenchment due to wind deflation. This erosional lowering phase was interrupted by a brief aggradation period in recent times, probably historical, recorded by the lower terrace. Differential erosion resulted in the segmentation of La Playa and El Pueyo lakes (Fig. 1). Considering that the top of the deposits of the middle terrace is situated 5.95 m above the lake bottom and that the erosional phase started sometime after 2.4 ka, we can estimate a minimum mean vertical erosion rate due to wind deflation of 2.5 mm/yr. This minimum rate also applies to the yardangs carved in the deposits of the middle terrace. The long-term deflation rates estimated for La Playa-El Pueyo lake system

compares well with those calculated in several arid regions of the world, generally using yardangs carved in Holocene lake deposits (Washington et al., 2006 and references therein).



Fig. 3: A. Hand-dug trench excavated in the scarp of the intermediate terrace. B. NE wall of the backhoe trench during the sampling process. C. Backhoe trench at the edge of the terrace surface connected to the hand-dug trench by a subsidiary correlation trench.

Acknowledgement: This investigation has been founded by the research project CGL2010-16775 (Ministerio de Ciencia e Innovación-FEDER).

References

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J. & Delgado-Huertas, A. (2008). Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 259, 157-181.

Gutiérrez-Elorza, M., Desir, G. & Gutiérrez-Santolalla, F. (2002). Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). Geomorphology, 44, 155-170.

Washington, R-, Todd, M.C., Lizcano, G., Tegen, I., Flamant, C., Koren, I., Ginoux, P., Engelstaedter, S., Bristow, C.S., Zender, C.S., Goudie, A.S., Warren, A. & Prospero, J.M. (2006). Links between topography, wind, deflation, lakes and dust: The case of the Bodélé Depression, Chad. Geophysical Research Leters, 33, L09401.

EVOLUCIÓN DE LA LAGUNA DE L'ALBUFERETA (ALACANT) DURANTE LOS ÚLTIMOS MILENIOS

C. Ferrer (1) y A.M. Blázquez (2)

(1) SIP. Museu de Prehistòria de València. Carrer Corona, 36. 46003-València. Carlos.ferrer@dival.es
(2) IMEDMAR. Universidad Católica de Valencia. C/ Guillem de Castro, 94, 46003 Valencia. Ana.Blazquez@ucv.es

Abstract (Evolution of the Albufereta Lagoon (Alacant) During Last Millennia): *This work is based on the analysis of three cores and four pits carried out in the Albufereta lagoon. The study shows the sedimentary sequence of the last millennia, with at least two phases of greater influence of the marine environment, which could coincide with erosive phases on the coast, as well as the existence of secular cycles. The results confirm in part the current climate and environmental models. One of the features of the sequence of l'Albufereta is singular: the prolonged survival of the lagoon with marine influence during the later stages of development, which may be related to human management of the environment in the Roman era.*

Palabras clave: Laguna Litoral, Holoceno, Paleoambiente, Mediterráneo occidental
Key words*: Coastal Lagoon, Holocene, Palaeoenvironment, Western Mediterranean*

INTRODUCCIÓN

L'Albufereta se encuentra situada en el litoral mediterráneo del sureste peninsular. En el extremo norte de una cuenca del Neógeno-Cuaternario (dominio bético). El área está formada por materiales terciarios intensamente fracturados (IGME, 1978). El sistema de restinga albufera se halla en una pequeña depresión tectónica de orientación norte a sur formada durante el Cuaternario (Fig. 1). Estos ambientes, frecuentes en el litoral valenciano, han sido objeto de diversos estudios, que han establecido una secuencia tipo. Tras una fase de ascenso marino que se situaría en el Holoceno medio, y que queda expresada en niveles playeros sobre el nivel actual y ambientes lagunares de influencia marina, se produce su estabilización, permitiendo la progradación de la costa a favor de la formación de playas arenosas y de lagunas restringidas alrededor del 4 ka BP. Con fecha posterior se identifican procesos erosivos en los sistemas litorales arenosos. En torno al 2 ka BP se produce una progradación, tendencia que continuó en las épocas posteriores, con una fase intermedia erosiva en torno al 1,6-1,4 ka BP (Ferrer, 2005).

METODOLOGÍA

En el año 2002, en el contexto de una excavación arqueológica llevada a cabo por la empresa ARPA S.L., se realizaron una serie de catas, cuatro de ellas en la laguna, P. A, B, C y D (Blázquez y Ferrer, 2003, Ferrer et al., 2005). En 2005, con el apoyo financiero del Ayuntamiento de Alicante y en el contexto de la excavación arqueológica de el Tossal de les Basses, se llevaron a cabo tres sondeos mecánicos (C. 1, 2 y 3) de hasta 10 m. Se ha realizado el estudio estratigráfico, sedimentológico y micropaleontológico de las series obtenidas. Los sedimentos fueron estudiados utilizando la metodología clásica, incluyendo el análisis texturales y químicas de la materia orgánica y carbonatos. El estudio micropaleontológico se basó en los foraminíferos bentónicos y otros fósiles con la metodología expuesta en Blázquez (2005). Las dataciones radiocarbónicas (sobre sedimentos orgánicos) se obtuvieron en Beta Analytic (Florida). El modelo de edad propuesto se completó con los restos cerámicos documentados en las series.

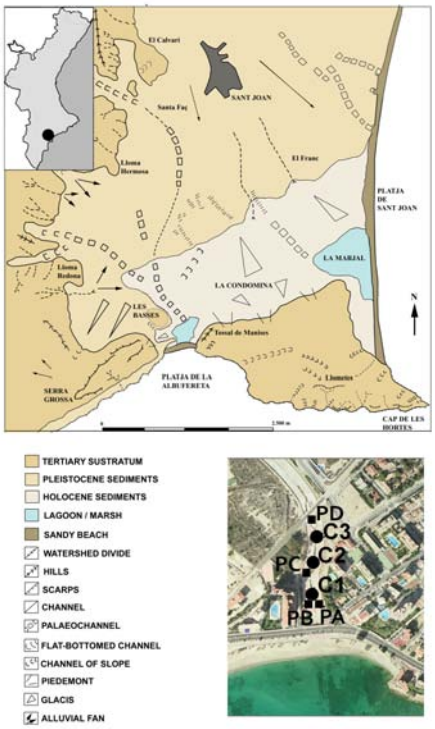


Fig. 1. Localización de los sondeos y catas.

DATOS

Las principales facies identificadas, denominadas unidades, pueden ser resumidas en ocho ambientes que de muro a techo son: El **ambiente I** (unidad I - S. 1, 2 y 3) se corresponde con la base de los sondeos (entre -5 y -4 m de profundidad). Se trata de limoarcillas adscritas al Plioceno ricas en foraminíferos planctónicos de plataforma. Después de un hiato erosivo se registra la deposición de sedimentos aluviales en los sondeos 2 y 3 (II - S. 2 y 3), **Ambiente II**, datado en torno al 15,25-14,65 ka BP (Beta-213543). Tras otro hiato se depositan los sedimentos del **Ambiente III (**III - S. 2 y 3), con facies de playa. En el sondeo 2 una arenisca consolidada con bioclastos y litoclastos y en el sondeo 3 sin

apenas contenido de fauna. En el sondeo 1, en cambio, sobre el sedimento basal aparecen sedimentos limoarcillosos de color gris de una laguna salobre restringida y *backbarrier flat* (**Ambiente IV,** II.1 y 2 - S.1).

También en el sondeo 1 (II.3 y II.5) y en las catas A, B, C y D encontramos una serie de niveles de laguna comunicada con el mar abierto (**Ambiente V**). Intercalado se identificó un nuevo nivel de *backbarrier flat* (II.4 - S1). En el sondeo 1 se obtuvo una datación de en torno al 2,85-2,75 ka BP (II.3, Beta-213544). En el mismo sondeo y en la cata B se encontró cerámica de entre el 2,6 y el 2,2 ka BP. En el sondeo D, en la parte interna de la depresión, se registró cerámica de época romana.

Por encima de la laguna marina aparece una serie de entornos restringidos (**Ambiente VI**). En el sondeo 2 encontramos una alternancia de lagunas (IV.1, IV. 3 y IV.5 - S2), con fases de desecación (IV.2 y IV.4 - S2). Aquí se obtuvo una datación de en torno al 1,29-1,16 ka BP (Beta-213540) y restos cerámicos romanos. El sondeo 3 muestra una laguna salobre (IV.3 - S.3) con una datación situada en torno al 0,91-0,69 ka BP (Beta-213541), y a techo del sondeo 1 (V.1 - S.1) un nivel de agua dulce que se considera, dada la aparición de *Physella acuta* (Draparnaud), posterior al siglo XV (0,5 ka BP). Cabe destacar que en los sondeos 2 y 3 hay un importante hiato que separa los niveles del Ambiente III de los del Ambiente VI. En el sondeo 2, por encima del nivel restringido, se registró un *washover fan* (**Ambiente VII**, IV.6 - S2). Finalmente, en la parte superior de los sondeos 1 y 2, y de todas las catas, se documentan sedimentos aluviales encharcados (**Ambiente VIII**, IV.7 - S.2). En el sondeo 3 por el contrario aparecen arenas eólicas (IV.3 - S.3) fechadas entre el 0,3 y 0 BP (Beta-213539).

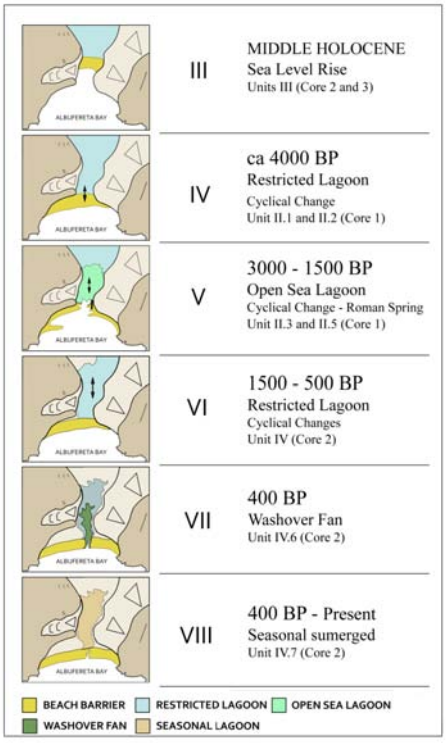


Fig. 2. Esquema interpretativo

INTERPRETACIÓN

Las evidencias cronoestratigráficas muestran que el humedal tiene un origen muy reciente. La base de los sondeos, del Plioceno, se sitúa a una profundidad por encima de los 5 m. Los depósitos aluviales suprayacentes tienen una extensión muy limitada y son de finales del Pleistoceno, lo que sugiere el predominio de la dinámica erosiva a lo largo del Cuaternario. El nivel de la playa consolidada (Ambiente III) se formó en un período erosivo en el litoral, en relación con el aumento del nivel del mar (Fig. 2). Se atribuye al Holoceno medio. El Ambiente IV, laguna restringida, es anterior al 3 ka BP. Se vincula con la estabilización del nivel del mar y la formación de una barrera arenosa. Los ambientes lacustres marinos (Ambiente V) que le suceden se puede fechar entre 3 y 1,7 ka BP. Los estudios llevados a cabo en el litoral de Valencia indican una dinámica sedimentaria diferente al final del período, con la progradación del litoral a favor de potentes formaciones de arena en la época clásica romana y erosión en la baja romanidad. La presencia prolongada de ambientes de influencia marina puede estar relacionado con la gestión humana. En este sentido, los hiatos registrados en los sondeos 2 y 3 estarían relacionados con un posible dragado en poca romana en el contexto de un puerto bien documentado (Ferrer et al., 2005).

El sistema de lagunas restringidas (Ambiente VI) indica la existencia de una barrera arenosa eficaz tras el periodo tardorromano. También aquí encontramos un conjunto de subambientes en sucesión cíclica que van desde lagunas de baja salinidad a los medios salobres. El *washover fan* documentado en la parte superior del sondeo 2 se asociaría con una serie de intensos temporales documentados en el siglo XVII (Box, 2004).

CONCLUSIONES

La secuencia propuesta, en la que alternan lagunas restringidas de baja salinidad y ambientes salobres con ambientes de influencia marina, es en gran medida compatible con la secuencia regional para los sistemas de restinga albufera. Destaca la persistencia de los ambientes lacustres marinos desde época ibérica hasta época romana clásica. Se atribuye este fenómeno a la actividad humana en la zona, a través del dragado, que se remonta por lo menos a finales del período romano. Tanto el conjunto de unidades del ambiente V, como las descritas como ambiente VI presentan una sucesión cíclica de subambientes que indican cambios ambientales de recurrencia secular.

Referencias bibliográficas

Blázquez, A.M. & Ferrer, C. (2003). L'Albufereta d'Alacant: foraminíferos y evolución paleoambiental. C&G, 18, 55-72.

Blázquez, A.M. (2005). *Evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx: Paleoambientes y foraminíferos fósiles*. Memorias del MUPE y Universidad de Alicante, 334 pp.

Box, M. (2004). *Humedales y áreas lacustres de la provincia de Alicante*. Universidad de Alicante, 431 pp.

Ferrer, C. (2005). Asentamientos portuarios históricos del litoral meridional valenciano. *Méditerranée*, 104, 119-128.

Ferrer, C., Blázquez, A.M., Esquembre, M.A. & Ortega, F. (2005). Reconstrucción paleoambiental de l'Albufereta d'Alacant durante el período ibero-romano. En: Sanjaume E. & Mateu J.F. (eds.) *Geomorfologia litoral i Quaternari*, 137-150.

IGME (1978). *Mapa Geológico de España 1:50.000*. Alicante (872).

CAMBIOS AMBIENTALES ALTIMONTANOS EN LOS PIRINEOS ORIENTALES DURANTE EL HOLOCENO: EL VALLE DEL MADRIU-PERAFITA-CLAROR (ANDORRA). ESTUDIO PALEOAMBIENTAL Y ARQUEOLÓGICO

S. Riera (1), A. Ejarque (2, 3 y 4), Y. Miras (2 y 3), H.A. Orengo (4), J.M. Palet (4) y R. Julià (5),

(1) Seminari d'Estudis i Recerques Prehistòriques de la Universidad de Barcelona, (SERP), Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Universidad de Barcelona, C/ Montalegre, 6–8, 08001 Barcelona (España). aejarque@icac.net
(2) Clermont Université, Université Blaise Pascal, GEOLAB (UMR 6042/CNRS), Maison des Sciences de l'Homme, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France
(3) CNRS, GEOLAB, Laboratoire de Géographie physique et environnementale, 4 rue Ledru, F-63057 Clermont-Ferrand cedex 1, France.
(4) Grup de Recerca en Arqueologia del Paisatge, Institut Català d'Arqueologia Clàssica (GIAP-ICAC), Pl. Rovellat, s/n 43003, Tarragona (España).
(5) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, C/ Lluis Sole Sabaris s/n, 08028, Barcelona (España).

Abstract (The shaping of a high mountain cultural landscape in the eastern Pyrenees: the Madriu-Perafita-Claror-valley. A palaeoenvironmental and archaeological study): *An integrated high resolution multi-proxy study (i.e. pollen, NPP, micro and macro-charcoal, sedimentology and geochemistry) and arqchaeological reserch program has been carried out in the high mountain Madriu-Perafita-Claror valley, Andorra, Eastern Pyrenees. This study aims to understand the long-term shaping of this high mountain cultural landscape, included in the UNESCO World Heritage List. Results obtained underline the marked complexity of high mountain land-use system over the Holocene period and stress the existence in the MPCV of different phases of microregional land-use and landscape variability since the Mesolithic period. This long-term high mountain land-use is superimposed on a climatic variability revealed through the organic matter content of the lake.*

Palabras clave: arqueologia del paisaje, palinologia, Pirineos, paisaje cultural
Key words*: landscape archaeology, palinology, Pyrenees, cultural landscape*

A pesar de que tradicionalmente la alta montaña ha sido considerada como un espacio marginal y de riesgo para la ocupación y explotación humana, en la última década numerosos estudios han demostrando la existencia de una intensa ocupación y explotación humana de estos sectores en Europa desde la Prehistoria. Sin embargo, el estudio de la gestión antrópica de sectores altimontanos pirenaicos a escala microregional ha sido realizada de manera muy puntual y es actualmente un ámbito de estudio poco explorado. El estudio aquí presentado es resultado de un proyecto de investigación interdisciplinar en los campos del paleoambiente y la arqueología del paisaje desarrollado en el valle del Madriu-Perafita-Claror (VMPC, Pirineos orientales, Andorra), declarado Patrimonio de la Humanidad por la UNESCO en 2004 (Fig. 1). El principal objetivo del mismo es reconstruir la gestión humana los cambios ambientales de la alta montaña pirenaica durante el Holoceno. Asimismo, se pretende analizar el papel de los factores de carácter socio-cultural y/o climático-ambiental que han contribuido a la culturización de estos espacios y a su modelado paisajístico a lo largo del tiempo.

La metodología desarrollada en este estudio es sistémica e integra tanto trabajos arqueológicos (análisis documental, estudios etnográficos, fotointerpretación y fotogrametría, prospección, excavaciones arqueológicas, antracología en estructuras etc.) como estudios paleoambientales multi-proxy en secuencias naturales (estudio de polen, microfósiles no polínicos, partículas carbonosas, diatomeas, sedimentología y geoquímica.

El estudio paleoambiental multi-proxy se ha desarrollado a escala microregional en el VMPC siguiendo una alta resolución temporal y espacial. De esta manera se han estudiado dos lagos y cinco turberas de reducido tamaño situadas a diferentes altitudes entre 2.100 y 2.530 m. Se han seleccionado cuencas sedimentarias próximas al registro arqueológico con el fin de garantizar una óptima correlación de datos paleoambientales y arqueológicos. Los registros están distribuidos en diferentes sectores de la zona estudiada siguiendo tanto un transepto altitudinal, como considerando medios ecológicos diferentes con el fin de analizar

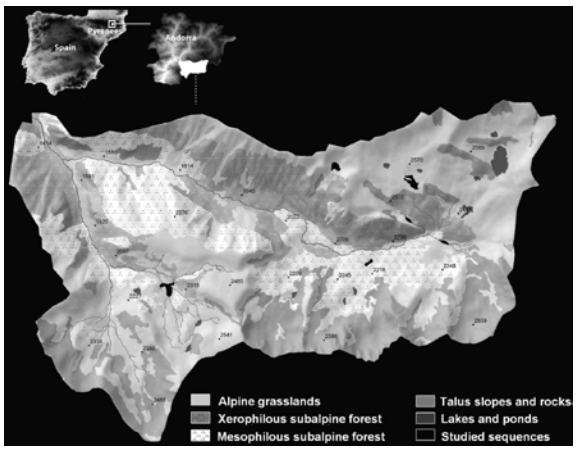


Fig. 1: Localización del valle del Madriu-Perafita-Claror y de los registros naturales estudiados en el mismo.

posibles usos del suelo a nivel microregional y analizar el impacto ambiental de los mismos. Especial atención se ha otorgado a la calibración de los proxies, al cruce de datos y su comparativa con estudios referenciales actuales.

Los resultados paleoambientales obtenidos en estos registros han sido integrados con la información arqueológica obtenida en el VMPC y que incluyen la documentación de más de 400 estructuras arqueológicas, de las cuales 55 han sido objeto de excavación arqueológica (Palet et al., 2007; Orengo, 2010; Palet et al., 2010). La integración de los datos paleoambientales y arqueológicos ha requerido la obtención de cronologías fiables tanto en las estructuras arqueológicas como en los registros naturales. En total se han realizado 102 dataciones radiocarbónicas, 59 en estructuras arqueológicas y 43 en registros sedimentarios naturales.

El estudio realizado ha subrayado la complejidad y diversidad de las dinámicas paisajísticas que han caracterizado el modelado de este sector altimontano a lo largo del Holoceno. Los resultados obtenidos destacan la existencia en el VMPC de diferentes fases de gestión humana y variabilidad paisajística de carácter microregional. Por otra parte, los estudios sedimentológicos y palinológicos realizados permiten apuntar la existencia de cambios climáticos relacionados con eventos globales.

En este sentido, cabe destacar el registro en los sedimentos lacustres y turbosos de la pulsación fría del 8.2 ky BP. Es en este momento cuando se documenta un primer impacto antrópico durante el Mesolítico final (de c. 6400 a c. 6100 cal. a. C.), que sólo concerniría al estadio subalpino de los valles del Madriu y Perafita (Miras et al., 2007; Miras et al., 2010). La apertura del pinar subalpino y la extensión de prados alpinos subsiguientes al evento frío 8.2, pudieron haber favorecido una mayor concentración de herbívoros en estos sectores y potenciado las actividades cinegéticas en la alta montaña. Ello convertiría los sectores altimontanos abiertos en zonas altamente atractivas para los grupos cazadores-recolectores mesolíticos cuya presencia se encuentra documentada arqueológicamente en el valle de Perafita desde el s. IX a.C. (Orengo, 2010).

Durante el Neolítico antiguo (de c. 5650 a c. 4350 cal. a. C.) el registro polínico y el arqueológico ratifican la extensión de actividades pastorales en el estadio alpino y subalpino y la ocupación humana en los sectores más elevados del valle del Madriu, que se encontrarían forestados hasta una cota de c.2.550 m (Ejarque, 2009; Ejarque et al., 2010). El desarrollo de actividades pastorales de tipo itinerante produjo procesos de apertura forestal de carácter local en diferentes sectores del valle. Esta actividad itinerante, no obstante, no comprometió la regeneración forestal posterior sino que favoreció la configuración de claros forestales y de un pinar altimontano abierto hasta aproximadamente los 2.531 m s.n.m. Mientras que esta fase de antropización ocurre en el valle del Madriu, el valle de Perafita experimenta una menor presión pastoral a partir del 5300 cal. a. C. (Miras et al., 2010).

En este valle, los datos obtenidos permiten subrayar la existencia de perturbaciones forestales en los pisos inferiores del valle ya a partir del 6800-6000 cal. a. C. y las evidencias de prácticas cerealícolas se documentan a partir del 5375 cal. a. C., durante el Neolítico antiguo.

La transición entre Neolítico medio y el Neolítico final (de c. 3600/3.500 a c.3050 cal. a. C.) constituye un auténtico punto de inflexión en la configuración del paisaje altimontano del valle de Perafita. Los registros paleoambientales y arqueológicos documentan el desarrollo de una presión pastoral intensa y la ocupación humana en este valle, que potenció la expansión de los prados alpinos en los sectores de mayor altitud (Miras et al., 2010; Orengo, 2010). Por el contrario, en el valle del Madriu se observa una menor presión pastoral y antrópica durante este periodo, algo que es especialmente evidente en el estadio alpino (Ejarque, 2009). Este proceso se da en un contexto climático frío (Pla y Catalan 2005; Pèlachs et al., 2011) que contribuye al descenso altitudinal del límite superior del bosque en el VMPC.

Durante el Neolítico final- Bronce inicial (de c. 3000 a c. 1650 cal a. C.) se desarrolla un complejo sistema de usos del suelo en el valle del Madriu. La ocupación humana y el desarrollo de actividades pastorales, que se encuentran documentadas paleoambiental y arqueológicamente por encima de los 2.500 m, favorecieron un descenso del límite superior del bosque y la expansión de prados alpinos en la vertiente de exposición meridional del valle (Ejarque, 2009). Esta apertura paisajística dio lugar en el valle del Madriu a la configuración de un estadio alpino propiamente dicho por primera vez desde 9700 cal. BP, que se mantendrá deforestado hasta la actualidad. Asimismo, la frecuentación humana y pastoral se extenderá al bosque subalpino en torno a 2.180 m, provocando aperturas del mismo mediante la utilización regular de incendios. A pesar de esta apertura paisajística, la gestión antrópica no fue homogénea en el valle ni se dio en todos los sectores del estadio alpino, ya que los espacios intermedios del valle del Madriu registran una desintensificación de la presión humana y un proceso de recuperación forestal. Esta gestión del medio se centró de manera prioritaria en el valle del Madriu, registrando el valle de Perafita una menor presión humana en este momento (Miras et al., 2010).

El Bronce medio (de c. 1650 a c. 1050 cal. a. C.) muestra un mantenimiento de la presión humana sobre el paisaje, si bien ésta se formula de manera más moderada en el conjunto de sectores del VMPC. Por el contrario, durante el Bronce final (de c. 1050 a c. 700 cal a. C.), se observan nuevas deforestaciones y una mayor presión pastoral que se concentran en el estadio subalpino del valle del Madriu y, de manera más acusada, en el valle de Perafita.

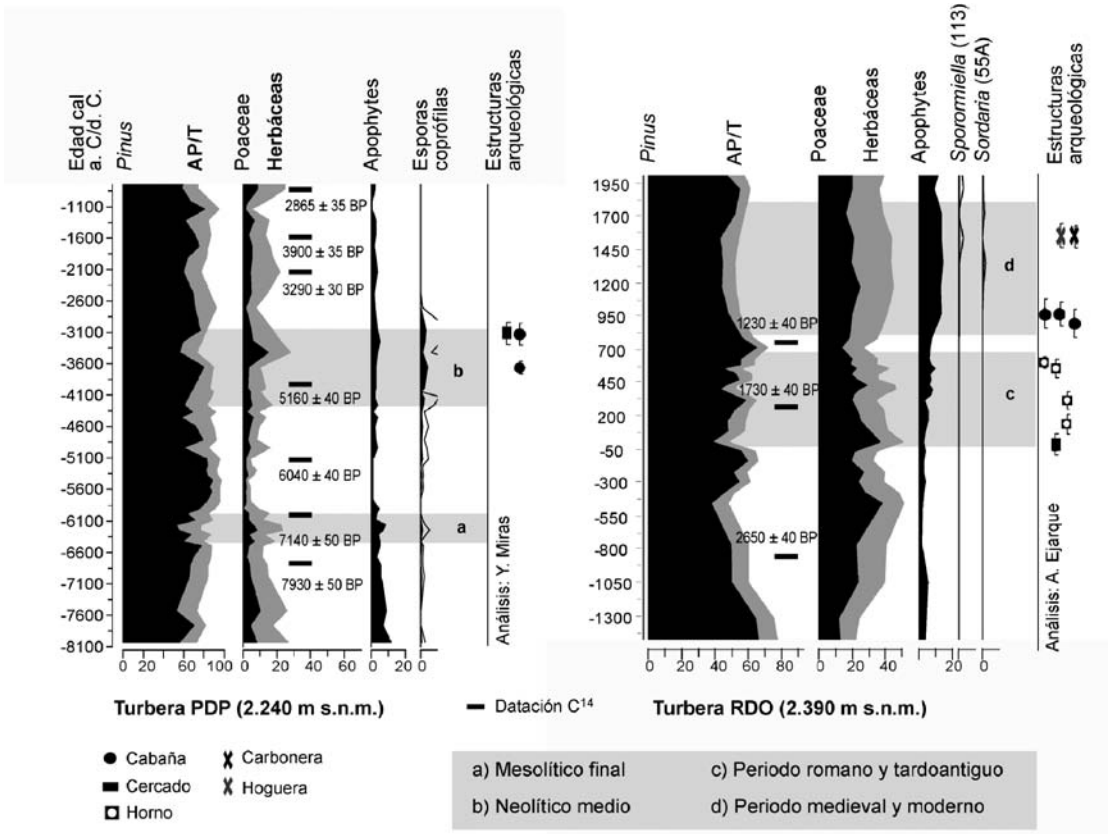


Fig. 2: Ejemplos de aperturas del medio en dos diagramas polínicos de secuencias turbosas del valle de Perafita (PDP) y del valle del Madriu (RDO). Se han añadido en la figura las dataciones radiocarbónicas de las estructuras arqueológicas excavadas en las proximidades de ambas turberas (extraido de Ejarque et al., 2010; Miras et al., 2010; Orengo 2010).

Durante el periodo romano y la Antigüedad tardía (del s. I al s. VII cal. d. C.), un paisaje altamente heterogéneo se desarrolla en el valle del Madriu en el contexto de una fase de creciente presión antrópica. Ello debe ser relacionado con el desarrollo de un sistema de usos del suelo altimontano diversificado, que combina actividades pastorales con una explotación del bosque orientada hacia la obtención de resina de pino (Riera et al., 2009; Palet et al., 2010). La explotación pastoral documentada tanto en los prados alpinos como en los alrededores de las turberas alpinas y subalpinas dio lugar a la configuración de un paisaje altimontano abierto. Sin embargo, en la turbera ODS (2.300 m s.n.m.) se observa una gestión paisajística diferenciada, con el desarrollo de actividades ganaderas, incendios y una ocupación pastoral en el seno de un pinar abierto (Ejarque et al., 2010). Por otro lado, la explotación resinera, documentada arqueológicamente a partir de diferentes hornos de resina (Orengo, 2010; Palet et al., 2010), se centró en los sectores subalpinos situados en el eje de comunicación principal del valle que constituye el río Madriu, dando lugar a deforestaciones del pinar (Ejarque et al., 2010). La intensificación de la actividad humana durante los periodos romano y tardoantiguo no sólo concierne a los sectores altimontanos del valle sino también a las zonas situadas a menor altitud. En este sentido, la apertura del bosque mixto montano y subalpino, que especialmente atañe al robledal, se da de manera coetánea a la expansión de actividades cerealícolas a cotas inferiores.

Durante la Edad Media (del s. IX al s. XV cal. d. C.) los datos paleoambientales y arqueológicos ratifican el predominio del pastoreo y una apertura paisajística generalizada y sin precedentes en el VMPC. El registro de incendios ocasionales en diferentes sectores del valle del Madriu evidencia el uso del fuego tanto en los procesos de apertura forestal como en el mantenimiento de los pastos alpinos (Ejarque, 2009), en un contexto de intensa explotación pastoral del valle, tal y como atestiguan las numerosas estructuras pastorales documentadas en los diferentes sectores del mismo (Palet et al., 2007; Orengo, 2010). Por otro lado, la incorporación de los valles andorranos en el ámbito de dominio carolingio a partir del s. IX y el desarrollo del feudalismo durante la baja Edad Media también supuso una intensificación en la apertura forestal de los sectores subalpinos inferiores y de media montaña en el VMPC, así como una expansión de las actividades agrícolas a nivel regional. Este proceso se ve reflejado con el incremento de los pólenes de cultivos, como cereales, cáñamo, olivo, viña, castaño y nogal en las diferentes secuencias estudiadas.

Finalmente, durante el periodo moderno y contemporáneo la información paleoambiental, arqueológica y documental muestra la existencia de un complejo e intenso sistema de usos del suelo. Mientras que en el valle de Perafita las actividades pastorales prevalecieron en un medio ampliamente deforestado, en el valle del Madriu, se observa un sistema de usos del suelo más diversificado que

combinó el pastoreo con la producción de carbón. Esta actividad principalmente se desarrollaría en la vertiente de exposición septentrional del piso subalpino, donde prevalecían las masas forestales (Ejarque 2009; Euba, 2009; Orengo, 2010).

Los resultados de este trabajo destacan la existencia en el VMPC de una variabilidad climática sobre la que se superponen diferentes fases de ocupación y gestión humana de estos sectores altimontanos pirenaicos a lo largo del Holoceno. Este estudio, además, pone de manifiesto que los espacios de alta montaña constituyen medios antropizados, resultado de la interacción a lo largo del tiempo de una gestión humana diversificada en la que no sólo destaca el pastoreo sino también otras actividades relacionadas con la explotación forestal y minero-metalúrgica (explotación de resina, carboneo, metalurgia). Finalmente, destaca el valor de los estudios integrados paleoambientales multi-proxy y arqueológicos desarrollados a una escala microregional como una estrategia de estudio adecuada para el análisis las interacciones socio-ambientales en sectores de montaña.

Referencias bibliográficas

Ejarque, A. (2009). *Génesis y configuración microregional de un paisaje cultural pirenaico de alta montaña durante el Holoceno: estudio polínico y de otros indicadores paleoambientales en el valle del Madriu-Perafita-Claror.* Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España), 363 pp. http://www.tdx.cat/TDX-0118111-123303

Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J.M. & Orengo, H.A. (2010). Testing microregional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. Journal of Archaeoogical Science 37, 1468-14.

Euba., I. (2009). *Explotación de los resursos forestales desde el Neolítico hasta la época moderna en los valles de La Vansa-sierra del Cadí (Alt Urgell) y del Madriu (Andorra). Anàlisis antracológico de estructuras altimontanas*. Documenta 9, Tarragona, Institut Català d'Arqueologia Clàssica, 116 pp.

Miras, Y., Ejarque, A., Riera, S., Palet, J.M., Orengo, H.A. & Euba, I. (2007). Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d'après l'analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2180 m, Vall del Madriu, Andorre). CR Palevol 6, 291-300.

Miras, Y., Ejarque, A., Orengo, H.A., Riera, S., Palet, J.M. & Poiraud, A. (2010). Prehistoric impact on landscape and vegetation at high altitudes: an integrated palaeoecological and archaeological approach in the eastern Pyrenees (Perafita valley, Andorra). Plant Biosystems 144 (4), 946-961.

Orengo, H.A. (2010). *Arqueología de un paisaje cultural pirenaico de alta montaña. Dinámicas de ocupación del valle del Madriu-Perafita-Claror (Andorra).* Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España), 346 pp.

Palet, J.M., Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Euba, I. & Orengo, H.A. (2007). Formes d'ocupació d'alta muntanya a la vall de la Vansa (Serra del Cadí-alt Urgell) i a la vall del Madriu-Perafita-Claror (Andorra): estudi diacrònic de paisatges culturals pirinencs. *Tribuna d'Arqueologia,* 2006-2007, 229-253.

Palet, J.M.; Orengo, H.A.; Ejarque, A.; Euba, I.; Miras, Y. & Riera, S. (2010). Formas de paisaje de montaña y ocupación del territorio en los Pirineos orientales en época romana: estudios pluridisciplinares en el valle del Madriu-Perafita-Claror (Andorra) y en la Sierra del Cadí (Cataluña). *Proceedings of the 17th International Congress of Classical Archaeology (Roma 22 –26 Septiembre 2008). Bollettino di Archeologia On-line.*

Pèlachs, A.; Julià, R.; Pérez-Obiol, R.; Soriano, J.M.; Bal, M-C; Cunill, R.; Catalan, J. 2011. Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assesed from Burg lake LOI and pollen records. The Holocene, 21: 95-104.

Pla, S.: Catalan, J. 2005. 'Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter/spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene'. Climate Dynamics, 24: 263-278.

Riera, S., Currás, A., Palet, J.M., Ejarque, A., Orengo, H.A. & Julià, R. (2009). Variabilite Climatique, Occupation du Sol et Paysage en Espagne de l'Age du Fer a l'Epoque Medievale: Integration des Donnees Paleoenvironnementales et d'Archeologie du Paysage. En *Société et Climats dans l'Empire Romain* (E. Hermon, ed.). Editoriale Scientifico de Naples, 251-280.

IMPACTO HUMANO EN UN MEDIO ALTIMONTANO PRE-PIRENAICO DURANTE LOS ÚLTIMOS 1500 AÑOS. ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DE UNA TURBERA ALCALINA

A. Ejarque (1, 2, 3), R. Julià (4), H.A. Orengo (3), J.M. Palet (3) y S. Riera (5),

(1) Clermont Université, Université Blaise Pascal, GEOLAB (UMR 6042/CNRS), Maison des Sciences de l'Homme, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand (France) aejarque@icac.net
(2) CNRS, GEOLAB, Laboratoire de Géographie physique et environnementale, 4 rue Ledru, F-63057 Clermont-Ferrand cedex 1, France.
(3) Grup de Recerca en Arqueologia del Paisatge, Institut Català d'Arqueologia Clàssica (GIAP-ICAC), Pl. Rovellat, s/n 43003, Tarragona (España).
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, C/ Lluis Sole Sabaris s/n, 08028, Barcelona (España).
(5) Seminari d'Estudis i Recerques Prehistòriques de la Universidad de Barcelona, (SERP), Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología, Universidad de Barcelona, C/ Montalegre, 6–8, 08001 Barcelona (España).

Abstract (Lanscape management and human impact in the Cadí range during the last 1500 years): *This interdisciplinary palaeoenvironmental analysis has been carried out on the Pradell calcareous fen, located in the eastern Pre-Pyrenees (Spain) at 1975 m a.s.l., and it comprises the study of environmental indicators, such as pollen, stomata, non-pollen palynomorphs, macrocharcoal particles, lithostratigraphy, sedimentology and geochemistry. The results of this high temporal resolution study have been integrated with archaeological data, and together provide strong evidence for the complexity of the high-mountain land-use system and human impact over the last 1500 years. Results obtained depict high mountain environments as the result of the long-term interaction of many human practices, including mining and smelting, grazing, cropping and tree exploitation for the production of wood, charcoal and resin. Also, this study at the Pradell fen stresses the value of calcareous fens for palaeoenvironmental reconstructions of historical landscapes.*

Palabras clave: Pre-Pirineos, turbera calcárea, alta montaña, gestión histórica del paisaje
Key words*: Pre-Pyrenees, calcareous fen, high mountain, historic landscape management*

INTRODUCCIÓN

Los espacios de alta montaña, además de ser tradicionalmente considerados zonas marginales y poco adecuadas para la ocupación humana, son comúnmente caracterizados como sectores eminentemente pastorales. Sin embargo, recientes estudios paleoambientales y arqueológicos llevados a cabo en la vertiente meridional de los Pirineos orientales han demostrado que la alta montaña pirenaica no fue en el pasado un espacio exclusivamente en tanto que en estos medios se documenta también una gran variedad de prácticas humanas entre las que se encuentra el pastoreo, pero también la minería y metalurgia, la explotación forestal (carboneo, tala, explotación de resina) y la agricultura de montaña (Palet et al., 2007; Orengo, 2010; Ejarque et al., 2009; Ejarque et al., 2010; Gassiot et al., 2010).

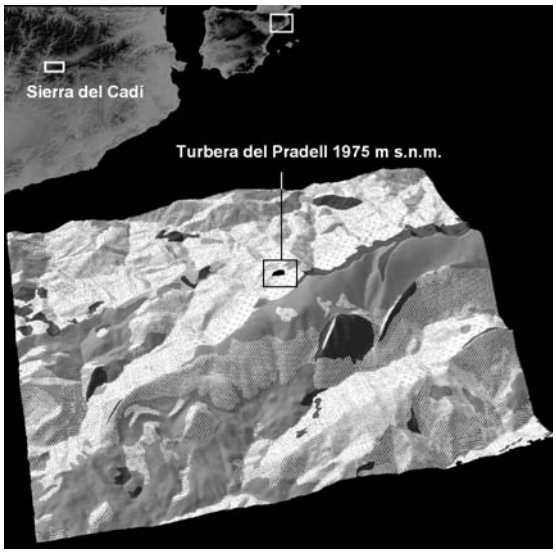


Fig. 1: Localización de la Turbera del Pradell en la Sierra del Cadí (Lleida).

A la hora de analizar la historia de sistemas socioeconómicos complejos como los paisajes altimontanos, la realización de estudios microregionales que integren datos paleoambientales, arqueológicos e históricos resultan del todo necesarios (Dearing et al., 2006; Ejarque et al., 2010). Este tipo de estudios nunca se han realizado en los pre-Pirineos orientales, donde, además, sólo se han llevado a cabo estudios paleoambientales de manera muy puntual debido a la escasez de registros paleoambientales adecuados (lagos y turberas) en estos sectores de substrato predominantemente calcáreo (Rull et al., en prensa).

Con el fin de estudiar la gestión antrópica y el impacto de las actividades humanas en la alta montaña pre-pirenaica durante los últimos 1500 años se ha llevado a cabo un estudio pluridisciplinar paleoambiental (multi-proxy) y arqueológico en la turbera del Pradell (1975 m s.n.m., Sierra del Cadí, Lleida). El estudio detallado puede ser consultado en Ejarque et al. (2009).

LA TURBERA DEL PRADELL

La turbera del Pradell es una pequeña turbera alcalina de *c.* 1,9 ha situada en el seno del pinar subalpino del extremo occidental de la Sierra del Cadí, en su vertiente septentrional (Fig. 1).
La turbera de Pradell se sondeó en el año 2005 con una sonda rusa, obteniendo un registro sedimentario de 180 cm. Las tres dataciones radiocarbónicas realizadas en el registro indican que la secuencia cubre los últimos 1500 años. Sobre este registro se

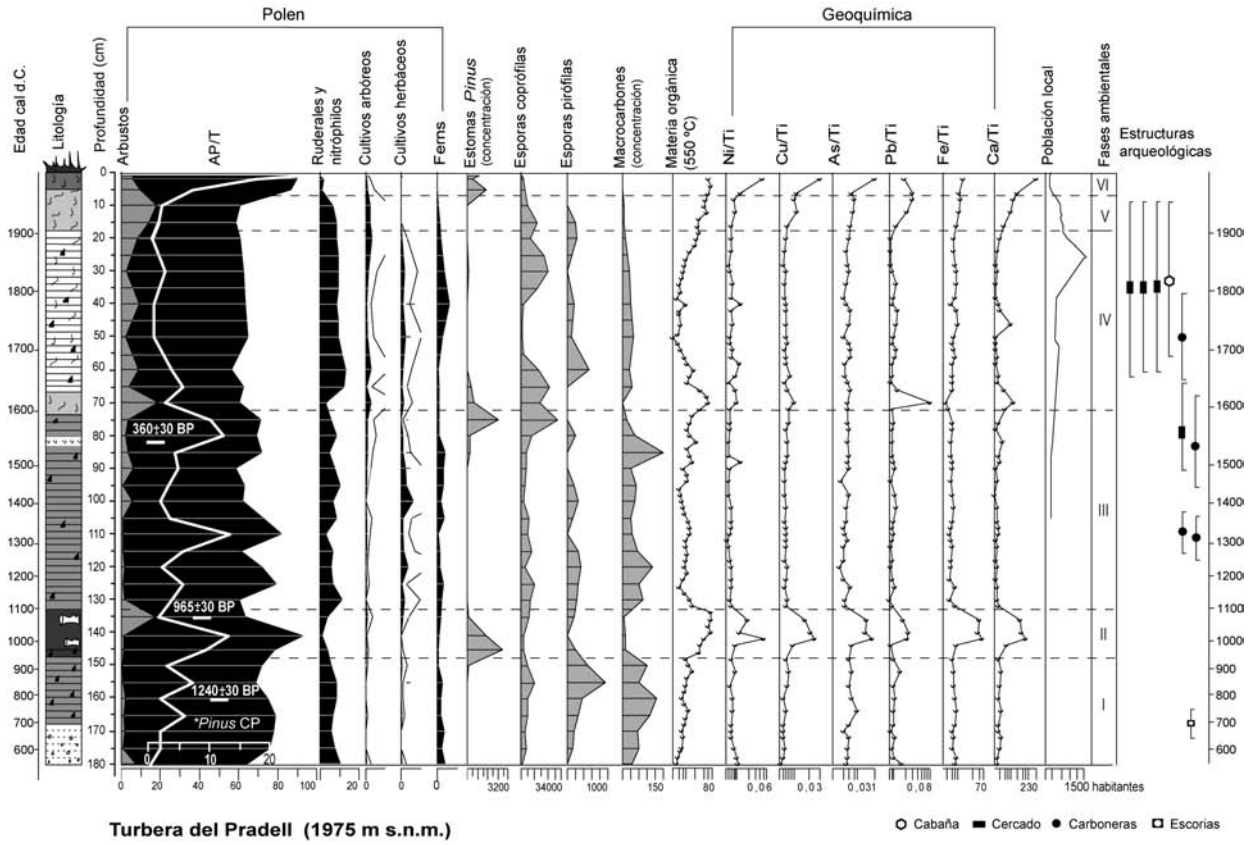


Fig. 2: Diagrama simplificado de los diferentes proxies estudiados en la turbera del Pradell y las fases ambientales detectadas durante los últimos 1500 años. Se han añadido las dataciones de las estructuras arqueológicas excavadas en las proximidades de la turbera (modificado a partir de Ejarque et al., 2009).

ha llevado a cabo un estudio multi-proxy a alta resolución temporal que incluye el análisis de diferentes descriptores paleoambientales: polen, microfósiles no polínicos (NPPs), macrocarbones, así como análisis sedimentológicos y geoquímicos. Los resultados obtenidos del estudio paleoambiental han sido integrados con los datos arqueológicos obtenidos en este sector de la Sierra del Cadí y que incluyen un total de 107 estructuras arqueológicas (Palet et al., 2007 y 2010), así como con datos documentales e históricos disponibles en la zona (Gascón, 2009). La resolución temporal del estudio palinológico, que comprende intervalos temporales entre muestras de entre 25 y 50 años, garantiza la adecuada caracterización de la gestión humana del paisaje y la correlación de las series paleoambientales y arqueo-históricas.

En base a la integración de los resultados paleoecológicos y histórico-arqueológicos obtenidos se han podido establecer seis fases que reflejan los principales cambios ambientales y de gestión humana del medio en este sector altimontano de la Sierra del Cadí:

Fase I (de 525 a 850 cal. d.C.): durante esta fase se documenta la existencia de un pinar subalpino relativamente abierto en el entorno de la turbera. En este bosque abierto tendrían lugar actividades de pastoreo y minería de carácter moderado que se documentan en el registro arqueológico desde época romana (Palet et al., 2007). En sectores a menor altitud se desarrollarían, asimismo, actividades agrícolas con un carácter moderado, tal y como sugiere el registro puntual en la turbera del Pradell de granos de polen de cereales. A partir de mediados del s. IX y hasta mediados del s. X se documenta la existencia de incendios locales en este sector pirenaico. Éstos contribuirían al mantenimiento de un bosque abierto subalpino y serían resultado de la ocupación y explotación agropastoral que tuvo lugar tras la conquista cristiana de estos sectores que hasta este momento constituían la frontera entre el poder cristiano y musulmán. En efecto, a partir de 849 la documentación cita la existencia de una iglesia, viñedos y un molino en el vecino valle de La Vansa (Baraut, 1986).

Fase II (de 950 a 1100 cal d.C.): durante este periodo, las actividades minero-metalúrgicas predominan en este sector del Cadí, tal y como indican las altas concentraciones de metales (Fe, Ni, Cr y Cu) observadas en la turbera del Pradell (Fig. 2). Éste proceso se encuentra ligado al desarrollo de la industria del hierro pirenaica durante la Baja Edad Media. De manera coetánea se observa, además, el retroceso de las actividades ganaderas y de la frecuencia de incendios y la subsiguiente recuperación del pinar subalpino en la zona de estudio.

Fase III (de 1100 a 1600 cal d.C.): se observa el desarrollo de un sistema diversificado de gestión del medio altimontano ligado al proceso de feudalización tardomedieval de este sector pirenaico. Diferentes fases de expansión agropastorales dieron lugar a la apertura del pinar altimontano, mientras que las

crisis demográficas ocurridas en 1330 y 1550 se tradujeron en una retracción de las actividades agropastorales altimontanas y procesos de recuperación forestal en el entorno de Pradell. Finalmente, el incremento de indicadores nitrófilo-ruderales no hace sino reflejar la inclusión de este sector pirenaico en redes trashumantes relacionadas con la orden del Temple desde el s. XII d. C. No obstante, el impacto de estas actividades pastorales no sería generalizado en todo el sector, siendo moderado en el entorno de Pradell y concentrándose de manera preferente en la vertiente de exposición meridional de la sierra, donde las condiciones topográficas resultan más adecuadas para el desarrollo de prados.

Fase IV (de 1600 a 1900 cal d.C.): durante el periodo moderno se produce el máximo impacto humano en este sector de alta montaña. Se documentan los valores mínimos de recubrimiento forestal, ligados a una economía de amplio espectro basada en la trashumancia, actividades agrícolas, la explotación forestal y actividades minero-metalúrgicas. Con respecto a éstas últimas cabe destacar una fase de actividad destacada a principios del s. XVII, evidenciada por el incremento de la concentración de metales en la turbera. Este incremento puede relacionarse con la actividad de forjas de hierro documentadas durante este siglo en el valle de La Vansa (Gascón 2009). La mayor presión pastoral evidenciada en el registro es asimismo coherente con las numerosas estructuras pastorales documentadas en este sector pirenaico en esta fase (Palet et al., 2007). A cotas inferiores cabe, además, destacar la expansión a partir del s. XVII de diferentes cultivos como el olivo, el castaño y el cáñamo. No obstante, durante la segunda mitad del s. XVIII se produce una retracción de las actividades agropastorales que coincide con una fase de recrudecimiento térmico documentada durante la Pequeña Edad del Hielo (Creus y Saz, 1999).

Fase V (de 1900 a 1963): el progresivo abandono de este sector pirenaico y la menor presión pastoral dará lugar a una primera colonización arbustiva de los prados altimontanos. No obstante, las fuentes históricas apuntan a la existencia durante este periodo de una explotación del pinar subalpino ligado a la producción de trementina y otros productos medicinales (Rodríguez, 2004).

Fase VI (de 1963 al presente): el proceso colonizador de los prados altimontanos se completa con una acentuada regeneración forestal del pinar en este sector de la Sierra del Cadí. Este proceso es resultado del despoblamiento generalizado de la zona y la declaración de la misma como Parque Natural a finales del s. XX.

CONCLUSIONES

Este trabajo demuestra el valor de los estudios paleoambientales multi-proxy en la reconstrucción de las relaciones socioambientales históricas en sectores altimontanos pirenaicos. Las limitaciones interpretativas derivadas del estudio del polen fósil en registros altimontanos, como el predominio de lluvia polínica regional, han sido contrarestadas con el análisis de indicadores paleoecológicos, como los NPP, los estomas de pino y los macrocarbones, así como con análisis seidmentológicos y la intercalibración con datos históricos y arqueológicos que han resultado imprescindibles en la caracterización de los usos del suelo de este sector pirenaico. Además, los análisis geoquímicos y sedimentológicos han evidenciado fases de explotación minero-metalúrgica que han sido escasamente documentadas en este sector con anterioridad Finalmente, la coherencia entre datos paleoambientales e histórico-arqueológicos evidenciada en este estudio no hace sino corroborar la fiabilidad del modelo cronológico elaborado en la turbera del Pradell y demostrar la sensibilidad de las turberas alcalinas a los cambios ambientales y su utilidad en las reconstrucciones paleoambientales.

Referencias bibliográficas

Baraut, C. (1986). Els documents, dels anys 1093–1100, de l'Arxiu Capitular de la Seu d'Urgell. Urgellia 8, 7-150.

Creus, J. & Saz, M.A. (1999). Estudio de la variabilidad climática del último milenio a partir de series de temperatura y precipitaciones reconstruidas en el noreste español. En: *La climatologia española en los albores del s. XXI.* (Raso, J.M. & Martin-Vide, J., eds), Asociación Española de Climatologia, 155-64.

Dearing, J.A., Battarbee, R.W., Dikau, R., Larocque, I. & Oldfield, F. (2006). Human–environment interactions: learning from the past. Regional Environmental Change 6, 115–23.

Ejarque, A.; Julià, R.; Riera, S.; Palet, J.M.; Orengo, H.A.; Miras, Y. & Gascón, C. (2009). Tracing the history of highland human management in the Eastern Pre-Pyrenees: an interdisciplinary palaeoenvironmental study at the Pradell fen, Spain. The Holocene, 19 (8), 1241-1255.

Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J.M. & Orengo, H.A. (2010). Testing microregional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. Journal of Archaeoogical Science 37, 1468-14.

Gascón, C. (2009). Resultat de l'estudi de les fonts documentals. En: *Sol.licitut d'Ajut per al desenvolupament de projectes d'abast comarcal-ACOM 2007. Memòria final de l'activitat de recerca realitzada*. Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca, (S. Riera, editor), 11-13.

Gassiot, E., Pèlachs, A., Bal, M-C., García, V., Julià, R., Pérez, R., Rodríguez, D. & Astrou, A-C. (2010). Dynamiques des activités anthropiques sur un milieu montagnard dans les Pyrénées occidentales catalanes durant la Préhistoire : une approche multidisciplinaire. En: A.A.V.V., *Archéologie de la montagne européene. Actes de la table ronde internationale de Gap 29 setembre-1er octobre 2008*. Bibliothèque d'Archéologie Méditerranéenne et Africaine,4. Éditions Errance, Centre Camille Jullian, 33-43.

Orengo, H.A. (2010). *Arqueología de un paisaje cultural pirenaico de alta montaña. Dinámicas de ocupación del valle del Madriu-Perafita-Claror (Andorra).* Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España), 346 pp.

Palet, J.M., Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Euba, I. & Orengo., H.A. (2007). Formes d'ocupació d'alta muntanya a la vall de la Vansa (Serra del Cadí-alt Urgell) i a la valldel Madriu-Perafita-Claror(Andorra): estudi diacrònic de paisatges cuturals pirinencs. Tribuna d' arqueologia, Nº 2006, 2007, 229-253

Palet, J.M.; Orengo, H.A.; Ejarque, A.; Euba, I.; Miras, Y. & Riera, S. (2010). Formas de paisaje de montaña y ocupación del territorio en los Pirineos orientales en época romana: estudios pluridisciplinares en el valle del Madriu-Perafita-Claror (Andorra) y en la Sierra del Cadí (Cataluña). Proceedings of the 17th International Congress of Classical Archaeology (Roma 22 –26 Septiembre 2008). Bollettino di Archeologia On-line.

Rodríguez, M. (2004). Les trementinaires. Medicina naturista 7, 339–5.

Rull, V.; • González-Sampériz, P.; Corella, J.P.; Morellón, M.; Giralt, S. (en prensa). Vegetation changes in the southern Pyrenean flank during the last millennium in relation to climate and human activities: the Montcortès lacustrine record. J Paleolimnol. DOI 10.1007/s10933-010-9444-

CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS ÚLTIMOS 10.000 AÑOS EN LA PLATAFORMA VASCA (S. DEL GOLFO DE VIZCAYA) DETECTADOS MEDIANTE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

B. Martínez García, A. Pascual, J. Rodríguez-Lázaro y X. Murelaga.

(1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. B. Sarriena s/n, Aptdo., 644, 48080 Bilbao. blancamaria.martinez@ehu.es; ana.pascual@ehu.es; julio.rodriguez@ehu.es; xabier.murelaga@ehu.es

Abstract (climatic changes in the last 10.000 years in the Basque shelf (S. Bay of Biscay) detected by benthic foraminifers): *We analyzed benthic foraminiferal assemblages from a sedimentary core in the Basque Inner Shelf (Southern Bay of Biscay). This core represented the last 10,000 years and three benthic foraminiferal assemblages were distinguished: 1) dominated by Bolivina pygmaea Brady and Gavelinopsis translucens (Phleger and Parker), typical of warm water masses, and Rosalina globularis d'Orbigny, represented the Hypsitermal; 2) Cassidulina laevigata d'Orbigny was the most abundant species, indicative of cold water, corresponded to Neoglacial; and 3) characterized by Uvigerina peregrina Cushman, characteristic of temperate water that dominated during the final part of the Holocene. The isotopic signal ($\delta^{18}O$) obtained from benthic and planktic foraminiferal shells, corroborates this paleoclimatic interpretation.*

Palabras clave: foraminíferos bentónicos, Holoceno, Sur del Golfo de Vizcaya, Paleoclimatología
Key words*: benthic foraminífera, Holocene, Southern Bay of Biscay, Paleoclimatology*

INTRODUCCIÓN

Los foraminíferos bentónicos permiten caracterizar cambios paleoclimáticos y paleoceanográficos con una gran precisión, gracias a su rápida capacidad de respuesta ante modificaciones ambientales de los diferentes ecosistemas marinos en los que viven.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este trabajo, se presentan las distintas asociaciones de foraminíferos bentónicos, que se suceden a lo largo de los últimos 10.000 años (10Ka), en la plataforma continental vasca (Sur del Golfo de Vizcaya) (Fig. 1). Los ejemplares analizados se han extraído del sondeo KS10 de 250cm de longitud, obtenido en las coordenadas 43°22'765N- 2°06'744W a 114m de profundidad (Fig. 2). En total, se han estudiado 50 muestras, de las que se han identificado 16.276 ejemplares de foraminíferos bentónicos, pertenecientes a 166 especies. La distribución microfaunística, junto con los datos geocronológicos (dataciones absolutas ^{14}C) e isotópicos ($\delta^{18}O$), posibilitan el análisis detallado de la evolución paleoambiental del área de estudio durante la mayor parte del Holoceno.

A lo largo de este sondeo, se han identificado tres asociaciones diferentes de foraminíferos bentónicos:

1) La primera está dominada por *Bolivina pygmaea* Brady, 1881 y *Gavelinopsis translucens* (Phleger and Parker, 1951), especies que aunque en la actualidad se distribuyen a lo largo de toda la plataforma, son más abundantes en medios con un bajo contenido en oxígeno disuelto y altas concentraciones de carbono orgánico (Murray, 2006). Estas especies están acompañadas de *Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826. Esta asociación que aparece en las muestras obtenidas desde la base hasta los 150cm (tramo bastante rico y diversificado), señala el



Fig. 1: Localización geográfica del área de estudio.

Optimo Climático del Holoceno, también denominado Hipsitérmico (Kaufman et al., 2004).

2) En la segunda asociación pasa a ser dominante *Cassidulina laevigata* d'Orbigny, 1826, típica de medios profundos y ambientes bien oxigenados y con altos contenidos en materia orgánica (Murray, 2006). Esta especie es indicativa de aguas frías, así como de corrientes de upwelling. Esta asociación, presente entre los niveles 150 y 50cm (tramo menos rico y diverso que el anterior) representa el Neoglacial o período frío del Holoceno (Barclay et al., 2009).

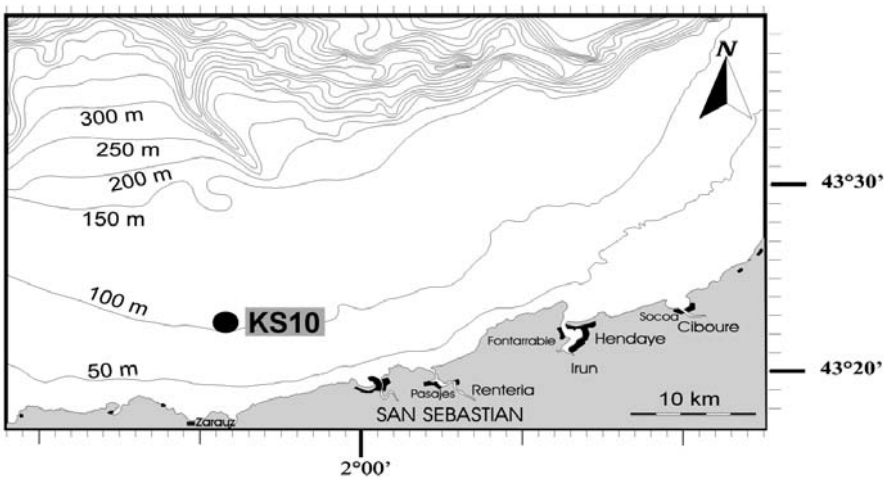


Fig. 2: Detalle del punto de muestreo en la plataforma vasca.

3) La última asociación específica identificada está formada por *Uvigerina peregrina* Cushman, 1923 como especie mayoritaria, acompañada de *Brizalina spathulata* (Williamson, 1858), *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826 y *Hyalinea balthica* (Schröter, 1783). Es una asociación indicativa de aguas más cálidas que las señaladas en el tramo previo. Son especies habituales en medios ligeramente mal oxigenados y con un alto contenido en materia orgánica disuelta en el sedimento (Murray, 2006). Estas últimas muestras (50 cm a techo), que presentan una tendencia al aumento de la riqueza y diversidad, se corresponden con el Holoceno Superior.

El análisis isotópico $\delta^{18}O$ efectuado en los caparazones de dos especies de foraminíferos planctónicos, *Globigerina bulloides* d´Orbigny, 1826 y *Orbulina universa* d´Orbigny, 1839, así como en una especie bentónica, *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob, 1798), permite detectar los principales cambios medioambientales acontecidos en esta zona del Golfo de Vizcaya, correlacionándolos con el estándar GISP (Greenland Ice Sheet Project) 2.

En detalle, durante el Optimo Climático se obtienen los valores isotópicos más bajos, principalmente en los análisis efectuados en los caparazones de las especies planctónicas. Por tanto, se pone de manifiesto el dominio de masas de agua relativamente cálidas. Durante el Neoglacial, se aprecia un importante aumento en los valores de la señal geoquímica, indicando la presencia de masas de agua más frías. Por último, en la parte final del Holoceno, se produce una tendencia al descenso del valor de $\delta^{18}O$, lo que implica el emplazamiento, nuevamente, de aguas más cálidas en esta zona de la plataforma. Algunos de los cambios de menor entidad, observados tanto en la asociación de foraminíferos bentónicos como en la señal geoquímica, pueden ser correlacionados con los Eventos Fríos del Holoceno (Bond et al., 1997), períodos de corta duración y condiciones frías imperantes, relacionados con el ciclo climático milenario de 1.500 años, dominante durante todo el Holoceno.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos UNESCO09/04 (UPV/EHU) y EHU10/32 (UPV/EHU). B. Martínez García disfruta de una beca predoctoral del MEC.

Referencias bibliográficas

Barclay, D.J., Wiles, G.C. & Calkin, P.E. (2009). Holocene glacier fluctuations in Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2034-2048.

Bond, G.C., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.

Brady, H.B. (1881). Notes on some of the reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition. Part III. 1. Classification. 2. Further notes on new species. 3. Note on Biloculina mud. *Quarterly Journal of Microscopical Science*, 21, 31-71.

d´Orbigny, A.D. (1826). Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. *Annals Science Natural*, 7, 245-314.

d´Orbigny, A.D. (1839). Foraminifères. En: *Histoire Physique, Politique et Naturelle de l'Ile de Cuba* (R. de la Sagra, ed.). Ed. Arthus Bertrand, París (Francia), 1-224.

Kaufman, D.S., Ager, T.A., Anderson, N.J., Anderson, P.M., Andrews, J.T., Bartlein, P.J., Brubaker, L.B., Coats, L.L., Cwynar, L.C., Duvall, M.L., Dyke, A.S., Edwards, M.E., Eisner, W.R., Gajewski, K., Geirsdottir, A., Hu, F.S., Jennings, A.E., Kaplan, M.R., Kerwin, M.W., Lozhkin, A.V., MacDonald, G.M., Miller, G.H., Mock, C.J., Oswald, W.W., Otto-Bliesner, B.L., Porinchu, D.F., Rühland, K., Smol, J.P., Steig, E.J. & Wolfe, B.B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180ºW). *Quaternary Science Reviews*, 23, 529-560.

Murray, J.W. (2006). *Ecology and applications of benthic foraminífera*. Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 426 pp.

Phleger, E.B. & Parker, E.L. (1951). Ecology of Foraminifera Northwest Gulf of México. *Memoires of the Geological Society of America*, 46, 1-64.

Schröter, J.S. (1783). *Einleitung in die Conchylienkenntniss nach Linné, vol. 1*. Ed. J.J. Gebauer, Halle (Alemania), 860 pp.

Walker, G. & Jacob, E. (1798). An Arrangement and description of minute and rare shells. En: *Essays on the Microscope: Containing a Practical Description of the Most Improved Microscope; a General History of Insects; a Description of Three Hundred and Seventy-Nine Animalcula, etc, with considerable additons and improvements by F. Kanmacher* (G. Adams, ed.). Ed. Dillon & Keating, Londres (Reino Unido), 1-712.

Williamson, W. (1858). *On the recent foraminifera of Great Britain*. Ed. Royal Society of London, Londres (Reino Unido), 100 pp.

CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS RECIENTES (HOLOCENO E HISTÓRICO) EN EL LITORAL DE TORRE LA SAL (NE DEL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL)

J.M. Ruiz (1) y P.Carmona (1)

(1) Dpto. Geografía, Universitat de València, Avda. Blasco Ibáñez 28, 46010 Valencia .
Jose.M.Ruiz-Perez@uv.es; Pilar.Carmona@uv.es

Abstract (Recent geomorphological changes (Holocene and historical times) on the littoral of Torre la Sal (Northeastern Mediterranean sector of Spain)): *The study of geomorphological features and sedimentary record of the coast of Torre la Sal, provides data on the retreat of the shoreline associated with the Holocene coastal subsidence. These processes are associated with a progressive increase of salinity and marine influence on coastal environments since the middle Holocene. Environmental changes related to global climatic phases could explain the depopulation of the area in certain historical times like the imperial Roman period and during the Little Ice Age.*

Palabras clave: Erosión costera, subsidencia, geoarqueología, cambio ambiental holoceno.
Key words*: Coastal erosion, subsidence, geoarchaeology, Holocene environmental change*

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se ubica en el litoral NE del Mediterráneo español, en el sector costero del abanico fluvial del río Xinxilla que delimita el sur de la Albufera de Torreblanca. Trabajos de investigación previos han puesto de relieve una interesante problemática en torno a la evolución cuaternaria del humedal (Mateu, 1982; Rosselló, 1993; Segura et al., 2005), sus rasgos edáficos y geoquímicos (Abad, 1993; López Buendía et al., 2007), paleoecología (Collado y Robles, 1983; Usera et al., 2002), la palinología (Menéndez Amor y Florschütz, 1961; Dupré et al., 1994), la hidrogeología (Morell y Hernández, 2001) y, finalmente, la antropización histórica (Mateu, 1977). Por otro lado en el área se han localizado numerosos yacimientos arqueológicos con una cronología que abarca desde el Neolítico hasta época islámica (Fernández, 1990; Guillem et al., 2005; Flors, 2010) que en la actualidad están siendo erosionados por el oleaje. En este trabajo caracterizamos cambios geomorfológicos y ambientales holocenos que tuvieron amplias repercusiones en el poblamiento antiguo de Torre de la Sal. Dichos cambios se relacionan con procesos regionales y globales como la subsidencia, el ascenso del nivel del marino y episodios climáticos.

PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN LA LÍNEA DE COSTA

Los procesos actuales del litoral están dominados por la erosión de la costa. La barrera o restinga litoral de la turbera de Torreblanca, al norte de Torre la Sal, es de cantos y bloques, sin apenas matriz arenosa, presenta una morfología en cresta (*ridge*) de hasta 3 m de altura y escasa anchura (8,5 a 9,5 m), con tramos alternantes de procesos de transporte longitudinal y procesos de retroceso tipo *landward rollover*. Estos últimos provocan la migración del cordón de cantos hacia el continente y la intrusión en el humedal de tongadas de cantos erosionados del frente marino de la barrera. En algunos sectores de la playa y en el estrán sumergido aparecen niveles de turba reciente. Comparando fotografías aéreas se ha constatado un retroceso de la costa de 20 a 60 metros para un periodo de 48 años.

El abanico aluvial y los afloramientos de calcoarenitas ubicados en la línea de costa albergan numerosos yacimientos arqueológicos que aportan datos sobre los procesos geomorfológicos (Fig. 2). En el abanico distal (a 500 m de la costa), a una cota absoluta de entre 2 y 3 m snm, aparecen silos neolíticos (VI -V milenio a.C.) que tienen una profundidad de 0,5-1 m (Flors, 2010). En la actualidad los silos están anegados por el nivel freático y colonizados por la vegetación del humedal próximo. Excavados en la calcoarenita costera también aparecen silos del III milenio a.C. (Guillem et al., 2005) que en la actualidad están siendo batidos por el oleaje. Por otro lado se han detectado los restos de una ciudad portuaria de época ibérica (siglos VI-I a.C.) en la franja costera del abanico aluvial. Estos restos constructivos aparecen anegados por el nivel freático a unos 50 metros de la playa y están erosionados por el oleaje en la línea de costa. De época medieval (islámica) aparecen silos y restos constructivos de pozos (para la extracción de agua del subsuelo). La costa del abanico aluvial ha retrocedido entre 20-40 metros en 48 años.

AREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El litoral en estudio se ubica en la depresión costera delimitada por la Serra d'Irta al norte y el Desert de les Palmes-Serra d'Orpesa al sur, en la zona de contacto entre las Cordilleras Costeras Catalanas y la rama oriental de la Cordillera Ibérica. La franja litoral en este sector es alargada y estrecha y se corresponde con uno de los escalones NE-SW que compartimentan el relieve y conforman la costa (Fig. 1). Al pie de las fallas litorales se despliegan una serie de abanicos aluviales que han experimentado una gran actividad neotectónica desde comienzos del Cuaternario (Salvador Martín y Simón, 1990). En el sector costero entre las acumulaciones fluviales se intercalan sistemas de barrera-laguna (restinga-albufera) en avanzado estado de colmatación.

La metodología utilizada en el estudio se ha basado en la integración de técnicas geomorfológicas, cartográficas, geoarqueológicas e históricas. Se realizaron sondeos en el humedal y se efectuaron 5 dataciones ^{14}C. (Beta Analytic Florida USA)

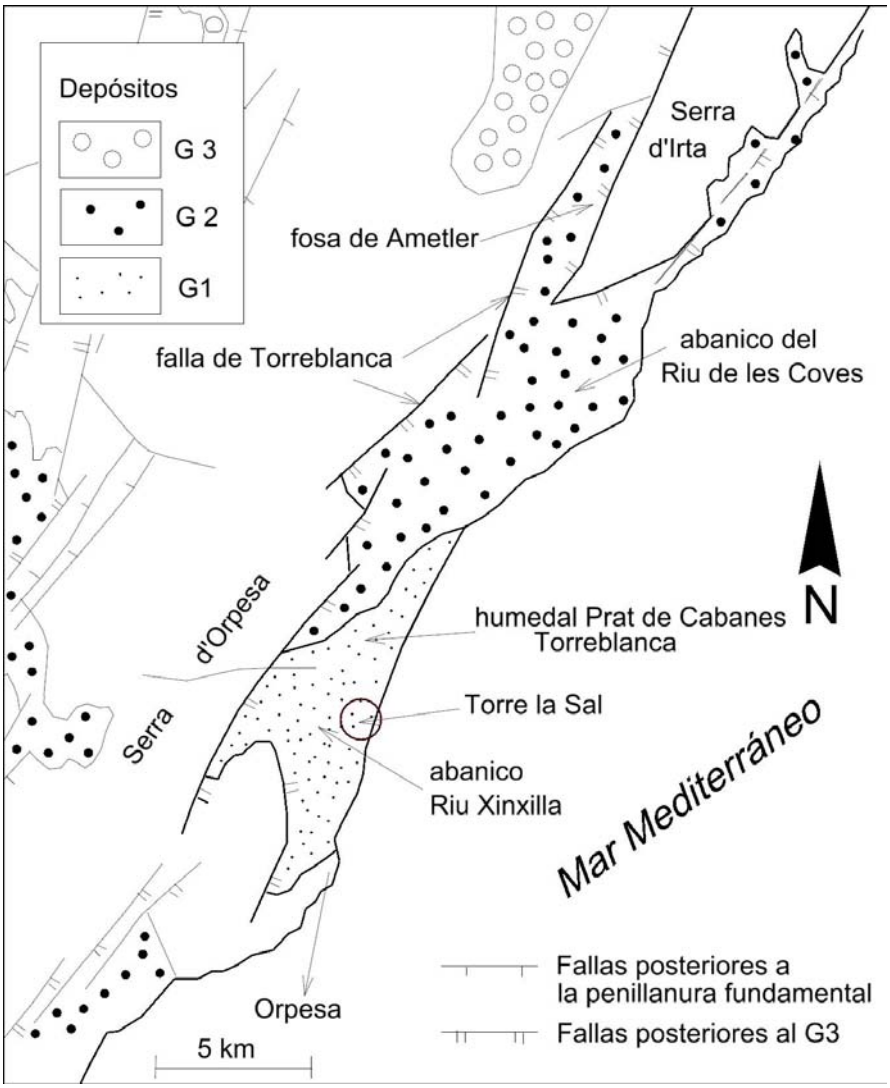


Fig. 1: Esquema morfotectónico del entorno de Torre la Sal y Prat de Cabanes (modificado de Simón, et al., 1983).

EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL HUMEDAL

En el sondeo SM7 aparece una secuencia holocena completa en la que se diferencias 4 niveles de muro a techo:

Nivel a: (4-3,75 m prof.) nivel muy compacto de arcillas y limos de color gris verdoso, con nódulos, que interpretamos como una facies distal del abanico fluvial.

Nivel b: (3,75-3 m prof.) sedimentos de textura arcillo limosa de color gris claro, con moteados ocres, nódulos de color gris y restos vegetales (no se detecta la presencia de gasterópodos). Interpretamos este nivel como humedales filo continentales (7.530 a 7.320 cal years BC).

Nivel c: (3-1 m prof.) sedimentos arcillo limosos, de color gris a gris oscuro, con un aumento progresivo -hacia techo- del contenido en materia orgánica, carbonatos y gasterópodos. En la parte inferior (3 a 1,5 m) son frecuentes gasterópodos del tipo *Lymnaea palustris, Lymnaea peregra e Hydrobiidae Pseudamnícola sp.*). Entre 2,3 y 1 m de profundidad, el sedimento, saturado en agua, contiene gran cantidad de restos vegetales subacuáticos. Entre 1,58 – 1 m, disminuye la presencia de *Hydrobiidae* y *Lymnaea* y aparecen abundantes conchas de *Cerastoderma glaucum* (en torno a 3 cm de diámetro). Interpretamos este nivel como una laguna de agua dulce que evoluciona a salobre (hacia 1,25 m prof.). Se realizaron 3 dataciones de ^{14}C; a 2,79 m (6.060 a 5.980 y 5.940 a 5.930 cal years BC); a 2,03 m (2.880 a 2.580 cal years BC); a 1,25 m (90 a 260 y 290 a 320 cal years AD).

Nivel d: (0-1 m prof.) nivel arcillo limoso de color marrón grisáceo, con apreciable contenido en materia orgánica y gran cantidad y diversidad de gasterópodos (*Pseudamnicola sp., Hydrobia sp., Succinea putris, Theodoxus fluviatilis, Melanopsis dufouri*, *Lymnaea palustris* y escasas conchas de *Cerastoderma glaucum* de 1cm de diámetro). La datación a 0,8 m prof. dio como resultado 1.220 a 1.300 cal years AD.

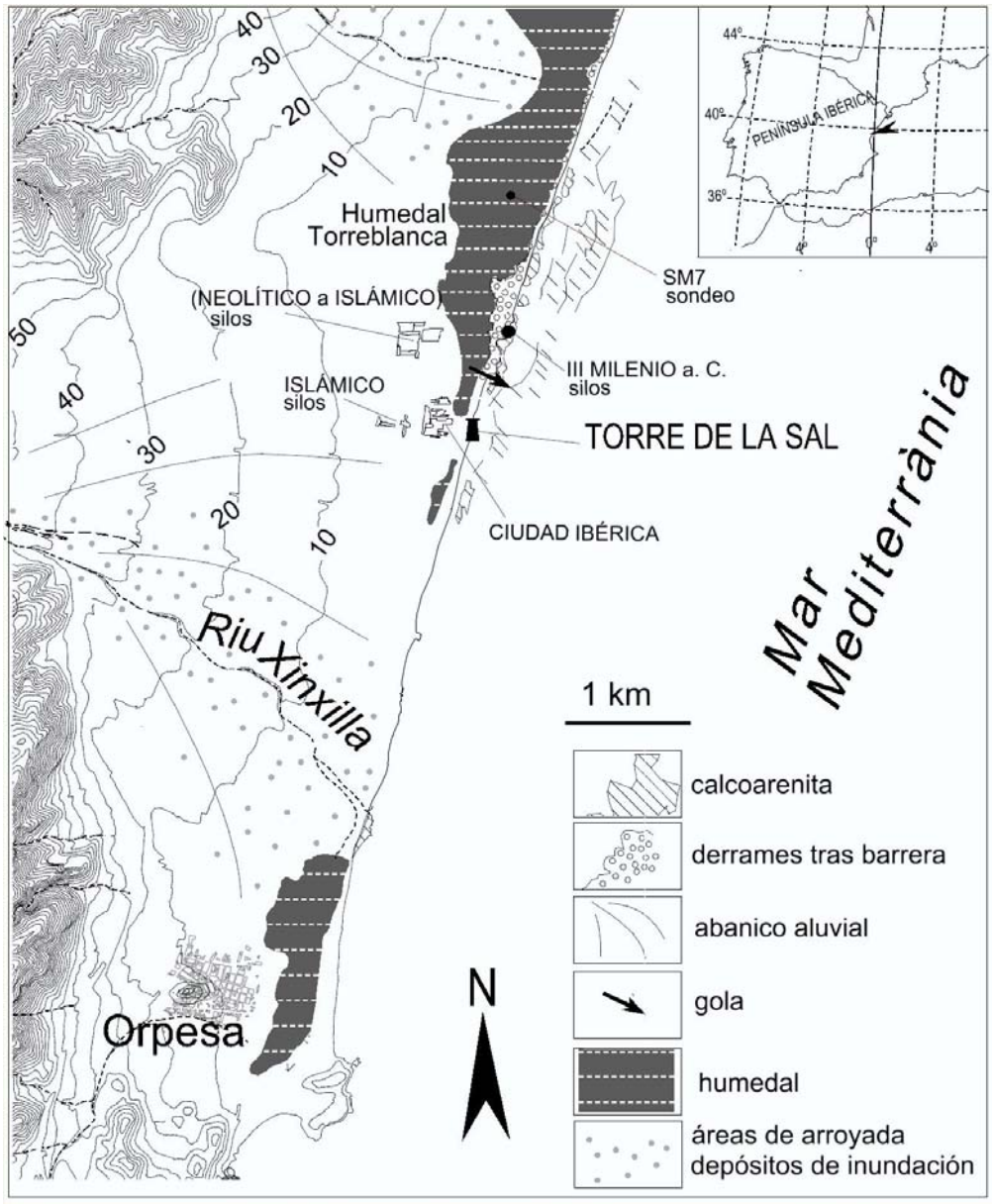


Fig. 2: Esquema geomorfológico del sector de Torre la Sal

DISCUSIÓN: SUBSIDENCIA, EROSIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA Y CAMBIO AMBIENTAL

Los restos arqueológicos están anegados por el nivel freático en el sector del abanico y batidos por el oleaje en la línea de costa. Es obvio que los asentamientos, desde los más antiguos neolíticos hasta los más recientes, estuvieron en su momento ubicados en superficies por encima de las fluctuaciones frecuentes del freático y, por supuesto, fuera del alcance del oleaje ordinario. Los registros sedimentológicos del humedal septentrional indican un aumento progresivo de la influencia marina desde el Holoceno medio que puede estar asociada a la subsidencia, al avance hacia el continente de la barrera costera y a la progresiva erosión del abanico distal. La subsidencia pleistocena manifestada en áreas próximas (Salvador Martín y Simón, 1990), podría prolongarse durante el Holoceno en el área de Torre de la Sal (sector meridional del humedal de Torreblanca o Prat de Cabanes). Dicha subsidencia explicaría el avance de la línea de costa hacia el continente y la exposición al oleaje de los silos excavados en las calcoarenitas costeras y los muros ibéricos del abanico distal. Además, supondría la paulatina elevación del agua freática en las superficies distales del abanico del Riu Xinxilla.

No obstante, algunos de los cambios detectados también pueden relacionarse con procesos climáticos globales, que también pudieran tener incidencia en la hidrogeología. Desde 1956 en la zona del abanico del Riu Xinxilla se constatan importantes fluctuaciones freáticas (del orden de varios metros) entre años secos y lluviosos (Morell y Hernández, 2001). Dichas fluctuaciones se relacionan además con desplazamientos en el frente de intrusión marina (cuña salina) y pueden servir de referencia para entender las variables condiciones ambientales en el humedal. En definitiva pequeñas variaciones climáticas han debido determinar la calidad (salinización) y cantidad de los recursos hídricos y la salubridad de los ambientes pantanosos del entorno de Torre de la Sal. En la actualidad y ya

en época previa a la urbanización acelerada de este litoral, las aguas subterráneas de la Plana Orpesa-Torreblanca no son aptas para el consumo humano, y desde el punto de vista agrícola, su elevado contenido en cloruros (en los sectores próximos a la costa) las hace tolerables únicamente para aquellos cultivos muy resistentes a la sal (PGOU de Cabanes, 2008).

El sondeo SM-7 revela cambios ambientales y de salinidad en el humedal cercano. Se constatan episodios de mayor salinidad en época romana imperial y tardo romana, que podrían relacionarse con la despoblación del área de Torre de la Sal. La reocupación islámica tal vez pudo verse favorecida por el contexto climático del período cálido medieval. Durante la "Pequeña Edad del Hielo" la tendencia a la elevación de niveles freáticos pudo influir notablemente en el despoblamiento del área; la información histórica documenta el abandono casi completo de todos los asentamientos de la llanura litoral entre los siglos XV y XVI a causa de las "*calamidades de los tiempos*" entre las que se citan las fiebres tercianas como gran causa de mortandad (Mateu, 1977; Roca, 1988). La incidencia de las epidemias puede relacionarse con los episodios de inundaciones que se repiten a lo largo de la "Pequeña Edad del Hielo" (entre los siglos XIV y XIX).

Referencias bibliográficas

Abad, A. (1993). Caracterización fisicoquímica del Prat de Cabanes-Torreblanca. Tesis de Licenciatura. Facultad de Farmacia. Universitat de València.

Collado, M.A. & Robles, F. (1983). Estudio de las asociaciones de moluscos de la turbera holocena de Torreblanca (Castellón). *Mediterránea Ser. Geol.*, 1, pp. 105-142.

Dupré, M., Pérez Obiol, R. & Roure, J.M. (1994). Análisis polínico del sondeo TU de la turbera de Torreblanca (Castellón, España), Valencia, *X Simposio de Palinología*, 165-174.

Fernández, A. (1990). El yacimiento submarino de Torre de la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Nuevas aportaciones. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 13, 229-248.

Flors, E. (2010). Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Evolución del paisaje antrópico desde la Prehistoria hasta el Medioevo. *Monografies de Prehistòria i Arqueología Castellonenques,* 8.

Guillem, P. M., Martínez Valle, R., Pérez Jordá, G., Pére Milián, R. & Fernández, J. (2005). El Prat de Cabanes (Cabanes, Castelló). Un jaciment prehistòric del III mil·lenni (a. C.). En: *Geomorfologia litoral i quaternari. Homenatge a V. M. Rosselló* (E. Sanjaume & J.F. Mateu, eds.). Universitat de València. València, 195-202.

López Buendía, A., Whateley, M.K.G., Bastida, J. & Urquiola, M.M. (2007). Origins of mineral matter in peat marsh and peat bog deposits, Spain. *International Journal of Coal Geology*, 71, 246-262.

Mateu, J.F. (1977). El factor antrópico en la transformación del Prat d'Albalat. *Medio Físico, Desarrollo Regional y Geografía (V Coloquio de Geografía),* Granada, Publicaciones de la Universidad de Valencia, 193-199.

Mateu, J.F. (1982). *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Universitat de València, 286 pp.

Menéndez Amor, J. & Florschütz, F. (1961). Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios Geológicos*, 17, 83-99.

Morell, I. & Hernández, F. (2001). *Agua en Castellón: un reto para el siglo XXI*. Publicacions de la Universitat Jaume I, 538 pp.

Proyectos de Actuaciones Urbanas S.L (2008). Plan General de Ordenación Urbana de Cabanes. Memoria informativa.

Roca, F. (1988). *Noticias históricas de Torreblanca*. Excmo. Ayuntamiento de Torreblanca, 335 pp.

Rosselló, V.M. (1993). Albuferas mediterráneas. *Cuadernos de Geografía*, 53, 35-64.

Salvador Martín, T. & Simón, J.L. (1990). Un ejemplo de valles decapitados en las fosas cuaternarias del Maestrazgo (Castellón). *I Reunión Nacional de Geomorfología,* Teruel, 61-70.

Segura, F., Pardo, J.E., Sanjaume, E. & Riquelme, J. (2005). Canvis del nivell del mar en l'evolució del Prat de Cabanes. En: *Geomorfologia litoral i Quaternari. Homenatge al profesor Vicenç M. Rosselló i Verger*, (E. Sanjaume & J. Mateu, eds.), 455-469.

Simón, J.L., Pérez Cueva, A. & Calvo, A. (1983). Morfogénesis y Neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellón). *Estudios Geológicos*, 39, 167-177.

Usera, J., Blázquez, A.M., Guillem, J. & Alberola, C. (2002). Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application to the study of the western Mediterranean Holocene, *Quaternary International*, 93–94, 139-147.

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA BASA DE LA MORA (PIRINEO CENTRAL): ESTUDIO MULTIPROXY DE ALTA RESOLUCIÓN

A. Pérez-Sanz (1), P. González-Sampériz (1), A. Moreno (1), A. Belmonte (2), P. Tarrats (3), M. Rieradevall (3), B. Valero-Garcés (1), G. Gil-Romera (1) y C. Sancho (2)

(1) Instituto Pirenaico de Ecología (IPE)–CSIC. Avda. Montañana 1005. 50059 Zaragoza. anaperez@ipe.csic.es
(2) Dpto de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza
(3) Departamento de Ecología. Facultad de Biología. Universidad de Barcelona. Av. Diagonal 654. 08028 Barcelona

Abstract (Palaeoenvironmental reconstruction of Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees): a high resolution multiproxy study): *The Basa de la Mora sequence provides a high-resolution record of Holocene environmental and climate change in the Central Pyrenees. The base of the sequence indicates late onset of humid conditions compared to other sites further west in the Pyrenees. Two main units are identified in the sequence. Zone A, spanning from, 10,000 to 5800 cal yr. BP is characterized by laminated facies, development of* Betula *as main arboreal taxa and low Chironomid densities, all of them indicative of more humid conditions. Zone B covers the last 6 millennia and consists of massive carbonatic silts with intercalated organic and clastic-rich layers. Both, Chironomidae and pollen data of zone A indicate a decrease in humidity and the interaction of climatic and anthropogenic pressure.*

Palabras clave: Holoceno, variabilidad climática, palinología, análisis multiproxy
Key words*: Holocene, climate variability, palynology, multiproxy analysis*

INTRODUCCIÓN

El comienzo del Holoceno hace 11.500 años no se registra del mismo modo a lo largo de toda la geografía ibérica. Incluso en áreas relativamente restringidas como el Pirineo se observan importantes diferencias entre las zonas de mayor influencia atlántica y las de influencia mediterránea, siguiendo un gradiente de humedad E-O y N-S. Por otra parte, en el Pirineo está bien documentada la actividad humana desde hace al menos 4.000 años, y resulta de gran relevancia discernir si las formaciones vegetales registradas en el Holoceno Reciente son debidas a causas climáticas, antropogénicas, o a la interacción de ambas. El estudio paleoambiental de alta resolución que se está llevando a cabo en el ibón de la Basa de la Mora (42º33'N; 0º20'O; 1914 m snm) aporta nuevos datos a la discusión actual sobre las variaciones paleoambientales del Holoceno en el Pirineo.

SITUACIÓN

La Basa de la Mora es un lago de origen glaciar situado en la cara sur del Pirineo Central en el macizo calcáreo de Cotiella. Su posición, alejada del área de influencia directa de los frentes húmedos atlánticos, le confiere un clima de transición entre el clima oceánico y el clima mediterráneo, dominantes en el Pirineo occidental y oriental respectivamente.

METODOLOGÍA

En 2008 se recuperó un sondeo de 12 metros de longitud con la plataforma UWITEC del IPE-CSIC. Se analizaron los elementos químicos ligeros con el escáner de fluorescencia de rayos X ITRAX, y la susceptibilidad magnética con un Geotek multi-sensor core logger (MSCL). Los análisis de Carbono

Total (CT), Orgánico (TOC) e Inorgánico (TIC) se realizaron con un equipo LECO SC144 DR. Actualmente se está completando el estudio polínico cada 5 cm, y el de quironómidos cada 20 cm. El modelo de edad está basado en 13 dataciones ^{14}C AMS (calibradas con la curva INTCAL09) sobre macrorrestos vegetales y carbones. El registro obtenido cubre los últimos 10.000 años, con una tasa de sedimentación elevada y relativamente constante que le confiere un gran potencial para identificar y caracterizar los cambios climáticos rápidos.

Se han diferenciado un total de **7 facies sedimentarias** en base a la variación de la susceptibilidad magnética, la composición geoquímica (Al, Si, S, K, Ca, Ti, Mn y Fe), el TIC/TOC y observaciones al microscopio de frotis de sedimento. En general el tipo de sedimento es bastante homogéneo en toda la secuencia, dominando los limos carbonatados laminados o masivos, alternándose con niveles más siliciclásticos o más orgánicos.

RESULTADOS

La secuencia paleoambiental de la Basa de la Mora puede dividirse en dos zonas sedimentarias bien diferenciadas. La **zona A (10.000 – 5.800 cal yr. BP)** (Fig. 1) presenta facies laminadas con valores altos de susceptibilidad magnética. *Betula* es el taxón arbóreo dominante (junto con *Pinus,* elemento arbóreo mayoritario a lo largo de toda la secuencia). En cuanto a los quironómidos, se caracterizan por una densidad baja y una mayor abundancia relativa de la Subfamilia Tanypodinae que incluye organismos depredadores. El comienzo de la **zona B hace 5.800 años** (Fig. 1) está bien definido con un cambio hacia facies más carbonatadas en las que el contenido orgánico es mayor.

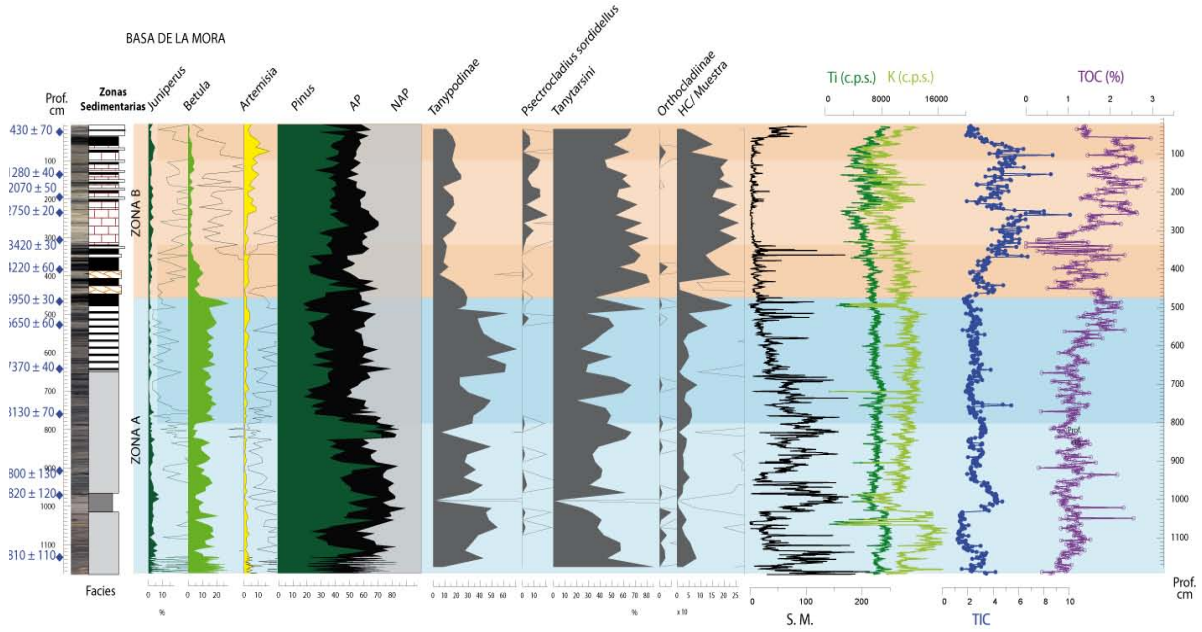


Fig.1: Principales indicadores analizados en la secuencia de la Basa de la Mora. Las dataciones se indican en el eje vertical.

INTERPRETACIÓN

La presencia de facies laminadas con alta susceptibilidad magnética en la **zona A** (Fig. 1) se interpreta como resultado de mayores aportes externos al lago a partir de escorrentía generada por lluvias de carácter persistente y/o intenso. Estos datos, junto al gran desarrollo de *Betula* a lo largo de toda la zona, apuntan que este periodo (**10.000 – 5.900 cal yr BP**) estuvo caracterizado por unas **condiciones climáticas relativamente húmedas.** La mayor presencia de Orthocladiinae en esta zona es también coherente con unas condiciones climáticas húmedas, ya que la presencia de estos taxones no lacustres se asocia a un incremento de la escorrentía.

Sin embargo, la zona más basal (10.000- 8.000 cal yr BP) donde la presencia de *Juniperus* es notable y *Betula* sufre fuertes fluctuaciones, sugiere un clima **moderadamente seco** en contraposición al rápido incremento de temperatura y humedad registrado en secuencias pirenaicas más occidentales en las primeras fases del Holoceno Temprano (Montserrat, 1992; González-Sampériz et al., 2006). Alrededor del 8.200 cal. BP, y con una duración de aproximadamente 200 años, se registra un descenso brusco de *Betula* y un aumento notable de *Pinus* que llega a representar casi la totalidad del polen arbóreo, indicando una respuesta inmediata de la vegetación al pulso frío y seco del **evento 8.2**. Entre 8.100 y 5.900 BP, coincidiendo con el **Óptimo Climático** en el Pirineo, se registra la mayor expansión de *Betula* y caducifolios, sugiriendo un máximo en la humedad ambiental.

A partir de **5.900 cal yr BP** y **hasta la actualidad** (**zona B**) se produce un cambio en el tipo de sedimentación y comienza el dominio de facies carbonatadas masivas, más orgánicas que sugieren una fase con mayor desarrollo de la zona palustre y con menos aportes detríticos por una disminución en la pluviometría. El brusco descenso que experimenta *Betula* en este periodo confirmaría una tendencia climática de mayor aridez. Sin embargo el aumento de *Artemisia* en la parte superior del palinograma, junto con el incremento de *Juniperus*, sugieren que la **actividad antrópica** en el área sería responsable, en parte, del cambio en la tendencia de la vegetación. El incremento de *Psectrocladius sordidellus-type* en este período respondería a un aumento de la productividad del lago y una menor profundidad, apoyando la hipótesis de condiciones relativamente más áridas. Por otra parte, la elevada abundancia de la Subfamilia Tanytarsini y de la densidad de quironómidos en general, sugiere un aumento en el contenido de materia orgánica del lago, coherente con las características de las facies depositadas.

CONCLUSIONES

El estudio multidisciplinar de la secuencia del ibón de la Basa de la Mora registra la tendencia climática general aceptada para el Holoceno en el NE peninsular, con condiciones de máxima humedad durante el Holoceno Temprano y un cambio hacia condiciones más secas a partir del Holoceno Medio. Sin embargo, la secuencia del ibón de la Basa de la Mora en el Pirineo Central muestra un retraso en la adopción de las condiciones climáticas de máxima humedad en el Holoceno Reciente comparado con otros registros pirenáicos y de la Península Ibérica, pero en consonancia con lo observado en el registro lacustre próximo de Estanya (Morellón et al., 2008). Por otro lado se ha puesto de relieve el impacto antrópico en el paisaje en los últimos 4.000 años. Este estudio palinológico de alta resolución ha desvelado eventos climáticos de carácter rápido como el 8.2.

References

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research, 66,* 38-52..

Montserrat, J. (1992). *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 147 pp.

Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M. & Navas, A. (2008). Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International, 181,* 15-31.

EL REGISTRO GEOLÓGICO DEL TSUNAMI DE CHILE 2010

J. Lario (1), C. Zazo (2) y J.L. Goy (3)

(1) Facultad de Ciencias, UNED. Senda del rey, 9. 28040-Madrid. javier.lario@ccia.uned.es
(2) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. c/José Gutierrez Abascal, 2. 28002-Madrid.
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamaca. Plaza de la Merces s/n. 37008-Salamanca.

Abstract (Geological record of 2010 Chile Tsunami): *On February 27th 2010 an earthquake with Mw 8.8 affected central Chile and setting off a tsunami that caused major damages over 500 km of coastline as well as several islands. Even the maxima water level observed in several places range from 10 to 12 m and three to four waves reached the coast during four hours, the sedimentary record and geomorphological changes recorded are very scarce. Coseismic deformation (up-lift or subsidence) observed in different sectors of the coast seems to control the sedimentological pattern in each area.*

Palabras clave: tsunami, registro sedimentario, deformación cosísmica.
Key words*: tsunami, sedimentary record, coseismic deformation.*

INTRODUCCIÓN

El 27 de febrero de 2010 un terremoto de Mw 8.8 situado frente a la costa de la Región de Maule, afectó a una gran parte de Chile. El terremoto fue generado en la zona de convergencia de la placa de Nazca y la de Sudamérica y produjo un tsunami que, en conjunto, causo cerca de 600 muertos en la región central de Chile.

Chile ha tenido al menos seis grandes tsunamis en los últimos 2000 años, el último de ellos ocurrido durante el terremoto de 1960, de Mw 9.5. El registro sedimentario de estos tsunamis consiste en niveles centimétricos a métricos de arenas depositados en ambientes de subsidencia producidos por el evento (subsidencia cosísmica) (Cisternas et al., 2005).

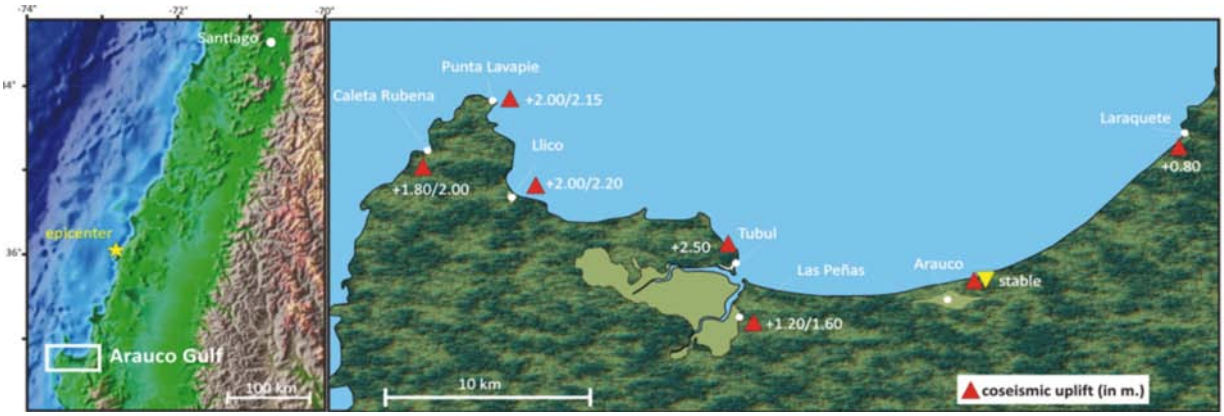


Fig.1. Localización del área de estudio con indicación de la deformación cosísmica medida en campo.

Del 17 al 30 de marzo de 2010 se realizó un reconocimiento del registro sedimentario dentro de las actividades del ITST (International Tsunami Survey Team, UNESCO, http://www.itst-chile.info/). Para evaluar el impacto del tsunami se seleccionó un área donde la población había sido severamente afectada por el tsunami y donde las condiciones naturales estaban preservadas (áreas poco urbanizadas, sin grandes infraestructuras). Se eligió la zona del Golfo de Arauco, arrasada por el tsunami y afectada por un levantamiento co-sismico de 2,5 m, con emersión de las plataformas erosivas marinas y áreas maréales (Fig. 1).

Numerosos estudios recientes han tratado caracterizar los aspectos sedimentológicos de los depósitos de tsunami y han concluido que no hay criterios inequívocos que identifiquen depósitos tsunamigénicos (Kortekaas et al., 2007; Morton et al., 2007; Jaffe et al., 2008; Switzer & Jones, 2008). De todos modos, estos trabajos si encuentran algunas características comunes a los depósitos de tsunami, como el contacto basal erosivo, presencia de laminaciones de arcilla o de minerales pesados, o la inclusión de cantos blandos.

REGISTRO DEL TSUNAMI DE CHILE EN EL GOLFO DE ARAUCO

La mayoría de los daños en el Golfo de Arauco fueron causados en las localidades de pescadores de Llico y Tubul. La altura máxima de ola observada en Llico ha sido calculada en 9,5 m con un run-up de 7,5 m y una inundación que alcanzó 650 m tierra dentro. El tsunami fue muy destructivo en esta población, con arrasamiento de numerosas casas, algunas de ellas desplazadas hasta 0,5 km tierra adentro. Aún con esta energía del evento, el registro

sedimentario solo muestra un nivel centimétrico de arenas, con presencia de pequeños peces y crustáceos y sin contacto basal erosivo, incluso en las zonas donde las casa fueron arrasadas. La secuencia característica consiste en: medio a dos centímetros de arenas finas masivas seguidas de cuatro a siete centímetros de arenas laminadas, lo que constituye la secuencia del tsunami con registro de al menos tres olas. Cada ola corresponde con una capa de arenas finas cubiertas por una lamina milimétrica de arenas finas negras. La última secuencia muestra a techo un nivel milimétrico de arcillas y arenas muy finas que actúan como *mud cap*. En general hay ausencia de nivel basal erosivo.

En Tubul el efecto del tsunami fue también bastante destructivo, con más de 600 casas arrasadas. La altura máxima de nivel de agua observada ha sido estimada en 10 m, con un run-up de al menos 4,5 m, y más de 900 m de inundación tierra adentro, afectando a toda la población y las marismas que la rodeaban. A través de la desembocadura del río Raqui el tsunami afectó e inundó zonas hasta 3,9 km tierra adentro. En este área fueron observadas la llegada de cuatro olas, la última de ellas menos energética. La elevación cosísmica ha sido estimada en 2,2-2,5 m, habiendo avanzado la línea de costa hacia el mar más de 100 m. La mayoría del registro sedimentario consiste en uno a tres centímetros de arenas finas cubiertas por limos y arenas muy finas que actúan como *mud-cup*.

Agradecimientos: Financiado por los proyectos CGL-2008-4000/BTE y CGL-2008-3998/BTE. Es una contribución a los Proyectos IGCP 567 y 588 (Ayuda ACI2009-1037) e INQUA Focus Area on Paleoseismicity and Active Tectonics. Se quiere agradecer especialmente a la Cruz Roja de España / Hualañe por el apoyo en campo.

Referencias bibliográficas

Cisternas, M., Atwater, B.F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C.P., Malik, J.K., Rizal, Y. & Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature* 437: 404-407.

Jaffe, B.E., Morton, R.A; Kortekaas, S.; Dawson, A.G.; Smith, D.E.; Gelfenbaum, G.; Foster, I.D.L.; Long, D. & Shi, S. (2008). Reply to Bridge (2008) Discussion of articles in "Sedimentary features of tsunami deposits". *Sed. Geol.* 211: 95-97.

Kortekaas, S. & Dawson, A.G. (2007). Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sed. Geol.* **200**: 208-221.

Morton, R.A; Gelfenbaum, G. & Jaffe, B.E. (2007). Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sed. Geol.* 200:184-207.

Switzer, A.D. & Jones, B.G. (2008). Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene* 18, 5: 787-803.

SESIÓN S3: NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA, PALEOSISMICIDAD Y VULCANISMO.

SESSIÓ S3: NEOTECTÒNICA, TECTÒNICA ACTIVA, PALEOSISMICITAT I VULCANISME.

PONT TRENCAT: LA SEQÜÈNCIA SÍSMICA DE 1427-1428 A LA VALL DEL VALIRA (ANDORRA - ALT URGELL, PIRINEUS ORIENTALS)

C. Gascón (1) i V. Turu (2)

(1) Institut d'Estudis Comarcals de l'Alt Urgell. C. Sant Ermengol, 71. 25700-La Seu d'Urgell. carles_gascon@hotmail.com
(2) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500 Andorra la Vella, Principat d'Andorra; igeofundacio@andorra.ad

Abstract (Pont Trencat: The 1427-1428 earthquake sequence at the Valira Valley, Southeastern Pyrenees): *Geological evidences from a landslide at "Pont Trencat" locality dated from the fifteenth century, could be linked to the 1427-1428 catastrophic earthquake documented in the Spanish Garrotxa and Ripolles regions. Since now no notices were repported about that in the Valira Valleys (Andorra and Alt Urgell), but different documentaries findings bear witness to the existence of earthquakes in La Seu d'Urgell and the valley of the Valira prior to 1437. This contribution demonstrate such earthquake events and we wonder about its incidence in the half western Catalan Pyrenees.*
Sismicitat històrica, vall del Valira, datació radiomètrica, afectació a edificis

Paraules clau: Sismicitat històrica, vall del Valira, datació absoluta, afectació d'edificis històrics
Key words*: Historical earthquakes, Valira valleys, absolute chronology, historic boildings affected*

INTRODUCCIÓ

Durant els segles XIV i XV bona part del territori català va experimentar una sèrie de moviments sísmics que han esdevingut un dels episodis més estudiats de les catàstrofes naturals de la nostra història recent. La documentació de l'època, gràcies a una quantitat de documents conservats i a la seva riquesa descriptiva, ha possibilitat aquest estudi exhaustiu d'un cicle sísmic de llarga durada que tingué quatre episodis devastadors els anys 1373, 1427, 1428 i 1448 (Olivera et al., 2006).

En cap d'aquests estudis, però, no hi ha testimonis d'activitat sísmica a la Seu d'Urgell i la seva rodalia, si bé en el cas del terratrèmol del 2 de febrer de 1428 la isosista d'intensitat VIII queda oberta a l'oest de Puigcerdà per manca de dades. En aquest sentit, l'inventari i la datació recent de diverses inestabilitats d'origen sísmic a la vall del Valira, molt especialment la datació inèdita del moviment de massa localitzat a l'indret anomenat Pont Trencat, obren la porta a documentar a través de les evidències geològiques allò que fins ara no ha estat possible localitzar a partir de les fonts històriques tradicionals.

SITUACIÓ

Amb una llargada d'uns 44 quilòmetres, el riu Valira neix al Principat d'Andorra i vertebra la hidrografia d'aquest país abans de confluir amb el riu Segre a la Seu d'Urgell.

En aquest punt de confluència existeix una sèrie de terrasses fluvials suspeses per sobre de l'actual llera fluvial, les altes estan clarament escalonades mentre que les més baixes es troben encaixades les unes dins de les altres. La posició relativa de les terrasses fluvials del sistema Segre-Valira està clarament influenciada per la dinàmica de la fossa de l'Urgellet, l'empremta de la qual s'estén sobre les terrasses fluvials de la Valira fins el seu tram mitjà (Turu i Peña, 2006).

En aquest sentit ha estat possible identificar un sector de surrecció tectònica creixent des de Pont Trencat (municipi de Valls de Valira, Alt Urgell) fins a la Margineda, (parròquia de Sant Julià de Lòria a Andorra), on les terrasses baixes es troben suspeses unes quantes desenes de metres per sobre de l'actual nivell del riu (Turu, 1994).

L'esllavissament de Pont Trencat (Fig. 1) es localitza al marge esquerre del riu Valira, sobre un antic tram, actualment desafectat, de la carretera de la Seu a Andorra, poc més amunt de Cortingles, al municipi de Valls de Valira, comarca de l'Alt Urgell (Taula 1).



Fig. 1: El sector datat s'accedeix per l'antic traçat de la carretera N145. La cicatriu i el lòbul d'esllavissament són fàcilment identificables al paisatge des de la carretera N145 en sentit La Seu d'Urgell, veure Fig. 2.

X	Y	Z
42º24'16,4''	1º28'00,06''	780 m

Taula 1: Localització del peu d'esllavissament.

METODOLOGIA

El mètode de datació utilitzat és un mètode radiomètric d'exposició a la radiació. La cronologia és obtinguda a partir de mesurar l'efecte acumulatiu de la radiació nuclear cristal·lina sobre els grans de quars i feldespats presents als sediments d'obturació fluvial. Els resultats de les mesures i la datació corresponent es mostren a la Taula 2.

Dosi promig (Gy/a)	Paleodosi (Gy)	Datació en 2007
4,33	6,50976±0,2448	551±32 anys

Taula 2: Resultats de la datació OSL efectuada al laboratori ITN de Sacavem (Portugal).



Fig. 2: Situació del sector de mostreig al peu de l'antiga N-145 i aspecte dels sediments datats. Hom pot observar una alternància de bandejat subhoritzontal gris clar i fosc així com laminació sedimentària.

Pel que fa a l'obtenció de dades històriques sobre aquest episodi, s'ha dut a terme un buidatge de la documentació d'aquelles institucions que, al segle XV, tenien al seu càrrec la gestió d'edificis rellevants o responsabilitat civil sobre la seguretat de persones dins del marc geogràfic delimitat.

DADES

El sediment datat se situa sobre una terrassa fluvial i presenta un gruix metric (≈ 1 m). Les laminites no superen els 2 centímetres de gruix, fet que comporta un total de 50 laminites. Pel cas d'un llac actual en aquesta alçada i latitud, el règim tèrmic és dimíctic i es formen 2 laminites per any (1 a l'estiu i 1 a l'hivern), la qual cosa implica un total de 25 anys d'obturació després de l'esllavissament (2007 – 551 - 25 = any 1431). Cal tenir en compte que la desviació estàndard de la datació és la mateixa i no varia, per tant l'esllavissament es va produir entre 1431 ± 32 anys. Amb aquestes dades hom pot dir que l'edat de l'esllavissament de Pont Trencat i l'edat dels sismes de 1427-1428 d'escala VIII-X (MSK) són coincidents.

Quant als resultats de l'exegesi documental, només s'han localitzat dades d'interès en el cas dels fons vinculats amb l'antiga abadia benedictina de Sant Serni de Tavèrnoles, situada al curs inferior de la vall del Valira (Fig. 3).

Segons aquesta documentació, l'any 1430 el monestir, una potent construcció de pedra d'època romànica, necessitava una urgent reparació tant a l'interior com a l'exterior per amenaça de ruïna (Baraut, 1998-2001, doc. 324). Un testimoni de l'any 1441 recull que les voltes de l'església abacial estaven ensorrades, així com el claustre (Baraut, 1998-2001, doc. 326) i, finalment, l'any 1500 és atribuïda tota aquesta destrucció a un terratrèmol que tingué lloc en el passat (Baraut, 1998-2001, p. 325), atribució sobre la qual s'insisteix en un nou document de 1534 (Baraut, 1998-2001, doc. 380).

INTERPRETACIÓ

L'evidència d'un esllavissament produït a Pont Trencat entre 1456-1425 ± 32 anys és la dada obtinguda de la datació dels sediments d'aquest indret, la qual coincideix, al mateix temps, amb l'inici d'una sèrie documental vinculada amb la ruïna del monestir de Sant Serni de Tavèrnoles –situat a tres quilòmetres escassos riu avall de Pont Trencat- a causa de l'acció d'un terratrèmol.

L'any 1430, data d'inici d'aquesta sèrie documental, queda dins del ventall cronològic de les datacions de Pont Trencat i és perfectament vinculable al cicle sísmic de 1427-1428, el més intens del registre històric de Catalunya, atesos els efectes registrats i la proximitat cronològica d'ambdòs esdeveniments.

De tots els sismes d'aquest cicle, el més intens fou el del dia 2 de febrer de 1428, amb epicentre a Camprodon, on es calcula que tingué un grau d'intensitat IX (MSK); l'àrea de màxims danys es detecta entre la zona de Camprodon i la de Puigcerdà, amb unes intensitats VIII-IX (MSK). La relativa proximitat de l'epicentre d'aquest sisme a la vall del Valira ens fa pensar que l'esllavissada de Pont Trencat i la ruïna de Sant Serni (Fig. 3)

podrienhaver estat ocasionats pel sisme del 2 de febrer de 1428.

Amb tot, l'efecte sòl pot haver motivat l'esllavissament datat de Pont Trencat, la important pendent que presenten els vessants del fons de vall d'aquest sector de valls de Valira augmenta la seva vulnerabilitat en front a un sisme. La probable assignació d'una intensitat VIII (MSK) al sisme detectat a la vall del Valira és una variable que cal estudiar en un futur, ja que ens permetria tancar per l'oest la isosista VIII que restava oberta a ponent de Puigcerdà per manca de dades i, al mateix temps, introduiria un matís a la suposició que aquesta isosista no aniria més enllà de la capital cerdana (Olivera et al., 2006).



Fig. 3: Ruïnes de l'antic monestir de Sant Serni de Tavèrnoles (primer terç de segle XX). Fotografia d'en Guillem Plandolit. Procedència ACAU-Fons Plandolit, FPC-249

CONCLUSIONS

L'edat de l'esllavissament de Pont Trencat i l'edat dels sismes de 1427-1428 d'escala VIII-X (MSK) amb epicentre a la Garrotxa i l'alt Ripollès són coincidents. De forma més recent la crisi sísmica de 1970 que va experimentar aquests sector dels Pirineus i d'intensitat VI (MSK) no van causar esllavissaments dels vessants. Això permet afirmar que el sisme que va provocar l'esllavissament de Pont Trencat i el de Sant Serni de Tavèrnoles havia de ser de grau superior. És possible que l'efecte sòl fos una causa de la ruïna de Sant Serni i l'esllavissament de Pont Trencat, però més important encara és estudiar aquest efecte a l'Alt Urgell per determinar amb propietat la perillositat sismica a la qual històricament ha estat sotmesa aquesta comarca.

Referencies bibliogràfiques

Baraut, C. (1998-2001). Diplomatari del monestir de Sant Sadurní de Tavèrnoles (segles XIV-XVI). *Urgellia*, 14, 315-465.

Olivera, C.; Redondo, E.; Lambert, J.; Riera Melis, A. & Roca, A. (2006). *Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya*. Ed. Institut Cartogràfic de Catalunya, 2006, 407 pp.

Turu, V. (1994) Datos para la determinación de la máxima extensión glaciar en los valles de Andorra (Pirineo Central); Actas de la III Reunión de Geomorfología, Logroño, 266-273

Turu, V. & Peña, J.L. (2006) Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra - La Seu d'Urgell - Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. En: *Geomorfologia y Territorio: IX Reunió Nacional de Geomorfología* (A. Pérez-Alberti y López-Bedoya, J. eds.) USC, Santiago de Compostela, 129-148.

EDADES C-14 DEL RIFT ONO DE EL HIERRO (ISLAS CANARIAS)

F.J. Pérez Torrado (1), A. Rodríguez González (1), J.C. Carracedo (2), J.L. Fernandez-Turiel (3), H. Guillou (4), A. Hansen (1) y E. Rodríguez Badiola (5)

(1) GEOVOL, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. fperez@dfis.ulpgc.es; arodriguez@becarios.ulpgc.es; ahansen@dgeo.ulpgc.es
(2) Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, 38206 La Laguna (Tenerife). jcarracedo@ipna.csic.es
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. jlfernandez@ictja.csic.es
(4) Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Francia. Herve.Guillou@lsce.ipsl.fr
(5) Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 28006 Madrid. erbadiola@mncn.csic.es

Abstract (Radiocarbon ages of the WNW rift system of El Hierro island (Canary Islands)): *New radiocarbon ages from the island of El Hierro confirm significant eruptive activity of the WNW rift zone during the Holocene. Therefore, the three arms of the triple-rift system controlling the growth of this island appear to be equally active during this period. The predictable development of the island, still in a very early phase of the shield stage of growth, will progress towards the completion of a third basaltic shield volcano on top of the previous Tiñor and El Golfo shields. This validates the crucial role played by rift zones in the construction of oceanic islands, as extensively documented in the Hawaiian and Canarian archipelagos.*

Palabras clave: dataciones C-14, Holoceno, rifts, El Hierro (Islas Canarias).
Key words*: radiocarbon ages, Holocene, rifts, El Hierro (Canary Islands).*

INTRODUCCIÓN

En las Islas Canarias la posición geomorfológica de lavas y conos permite determinar una edad relativa respecto al último episodio glaciar, es decir, pueden diferenciarse erupciones volcánicas más jóvenes de ca. 20-18 ka (post-último glaciar) del resto de erupciones más antiguas. En islas en estadio de rejuvenecimiento volcánico, donde el predominio de la actividad erosiva sobre la volcánica ha permitido la excavación de una densa red de profundos y escarpados barrancos, como en Gran Canaria, la posición de las lavas respecto al fondo de esos barrancos determina su edad post-último glaciar (Rodríguez González et al., 2009). En cambio, en islas en estadio juvenil de crecimiento donde apenas hay formación de barrancos, como La Palma y El Hierro, esta diferenciación se observa en la costa: las lavas ya acantiladas deben ser más antiguas de 20 ka, mientras que las lavas formando plataformas marinas se corresponden con el último interglaciar (Carracedo et al., 2001). Como consecuencia, en las erupciones que tienen lugar en las cumbres de estas islas juveniles y cuyas lavas no alcanzan la línea de costa, únicamente las dataciones radiométricas pueden confirmar su edad reciente o no.

En el presente trabajo se presentan tres nuevas edades de radiocarbono del rift ONO en la isla de El Hierro que confirman una importante actividad volcánica Holocena en el mismo.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La isla de El Hierro es la más pequeña, meridional y occidental del Archipiélago Canario (Fig. 1). Tiene una superficie de unos 268 km^2, altura máxima de 1.501 m (Pico Malpaso) y se asienta sobre un fondo oceánico de unos 3.700 a 4.000 m de profundidad.

Su crecimiento subaéreo se desarrolló a lo largo de los últimos 1,12 Ma, lo que convierte a El Hierro en la isla más joven del archipiélago.

En este corto periodo de tiempo se construyeron 3 sistemas volcánicos superpuestos (Tiñor, El Golfo y los Rifts). Los dos primeros generaron edificios centrales que crecieron hasta niveles inestables, colapsando lateralmente y generando grandes calderas en anfiteatro abiertas hacia el mar, de modo que los edificios volcánicos subsiguientes se desarrollaron anidados en la cuenca de colapso precedente (Guillou et al., 1996; Carracedo et al., 2001). En el sistema Rift no se construye un edificio central, sino que la actividad volcánica se instala simultáneamente en los tres brazos del rift (ONO, SSE y NE) que se distribuyen a modo de estrella Mercedes (Fig. 1).

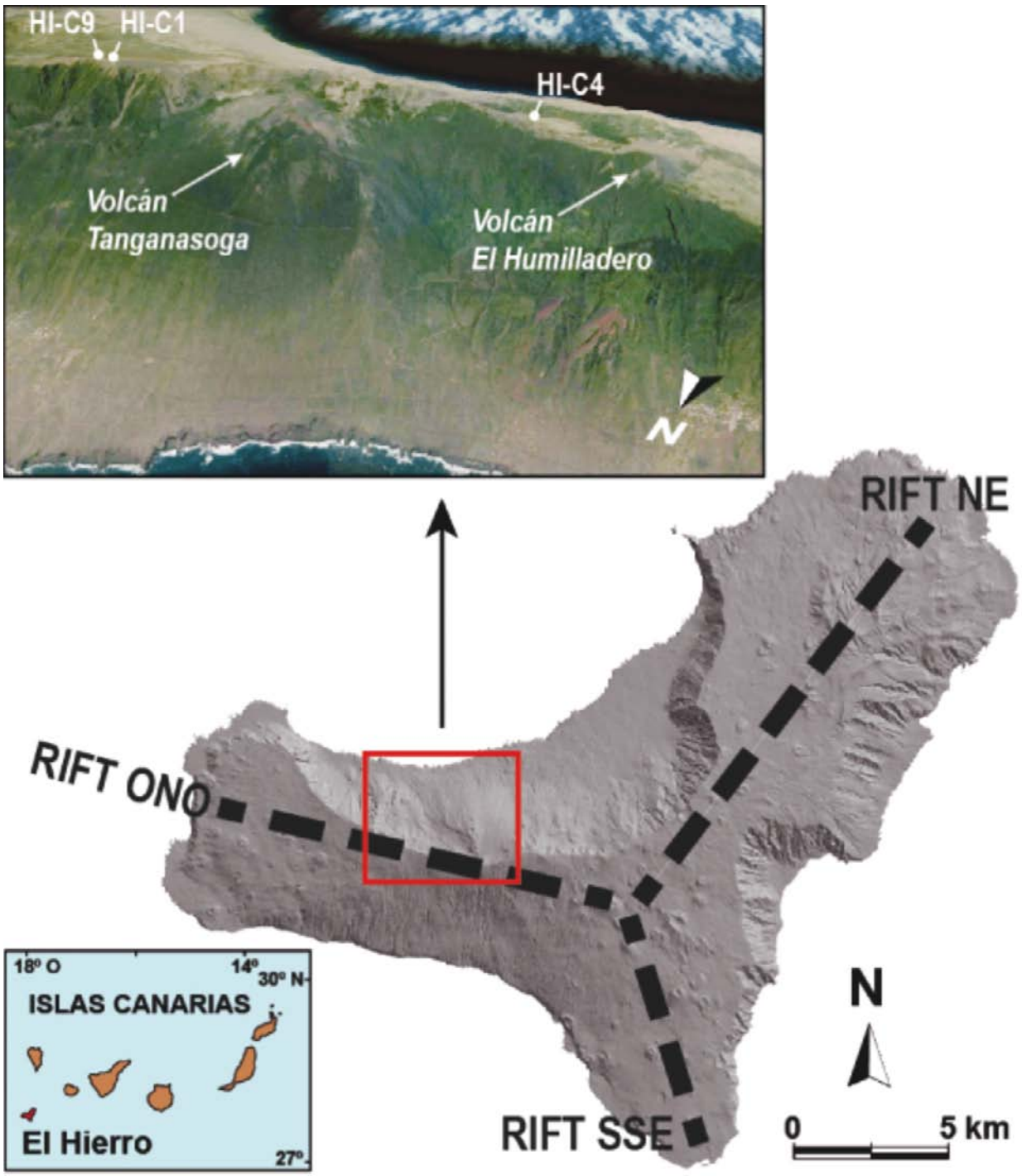


Fig. 1: Localización y morfología de la isla de El Hierro remarcando su sistema de rift con tres brazos a modo de estrella Mercedes. En la imagen superior se marca la situación de las muestras de carbones datadas.

Atendiendo a las dataciones radiométricas con que se cuenta, el inicio de la actividad volcánica en los rifts se sitúa hacia los 158 ka (Guillou et al., 1996) y se mantiene continua, sin grandes interrupciones, hasta la actualidad. Para el periodo Holoceno se cuenta con dos dataciones previas, la del volcán Tanganasoga (rift ONO) datado en unos 6,74 ka (Pellicer, 1977), y la de Montaña Chamuscada (rift NE) datada en 2,50 ka (Carracedo et al., 2001). La disposición geomorfológica de lavas en plataforma pone de manifiesto que la actividad a partir del último máximo glaciar (ca. 20-18 ka BP) se concentra en los extremos de los rifts (plataformas del Verodal y Orchilla en el rift ONO, Restinga en el rift SSE, y Tamaduste y Pozo de las Calcosas en el rift NE) y posiblemente en sus prolongaciones submarinas (Masson et al., 2002).

MUESTREO

La búsqueda de carbones susceptibles de ser datados se realizó a lo largo de las pistas que discurren por la cumbre de la isla, entre el Pico de Malpaso y la Cruz de los Humilladeros (Fig. 1). La primera comprobación en el campo, una vez descubiertos los carbones, es que éstos no tengan continuidad con raíces de árboles carbonizados en los incendios forestales recientes, así como que su posición estratigráfica en el interior de capas de

piroclastos de caída sea evidente. En base a estos criterios se seleccionaron tres muestras:

- HI-C1: carbones incluidos en una capa de piroclastos de caída estratigráficamente por debajo de una capa de oleadas piroclásticas (surges), guía en ese sector, y que son atribuidas a la actividad del volcán Tanganasoga (Fig. 2).
- HI-C9: carbones en el interior de piroclastos de caída situados por encima de la capa guía de surges.
- HI-C4: carbones en el interior de una capa de piroclastos de caída cerca de la ladera SE del volcán de Montaña de El Humilladero.

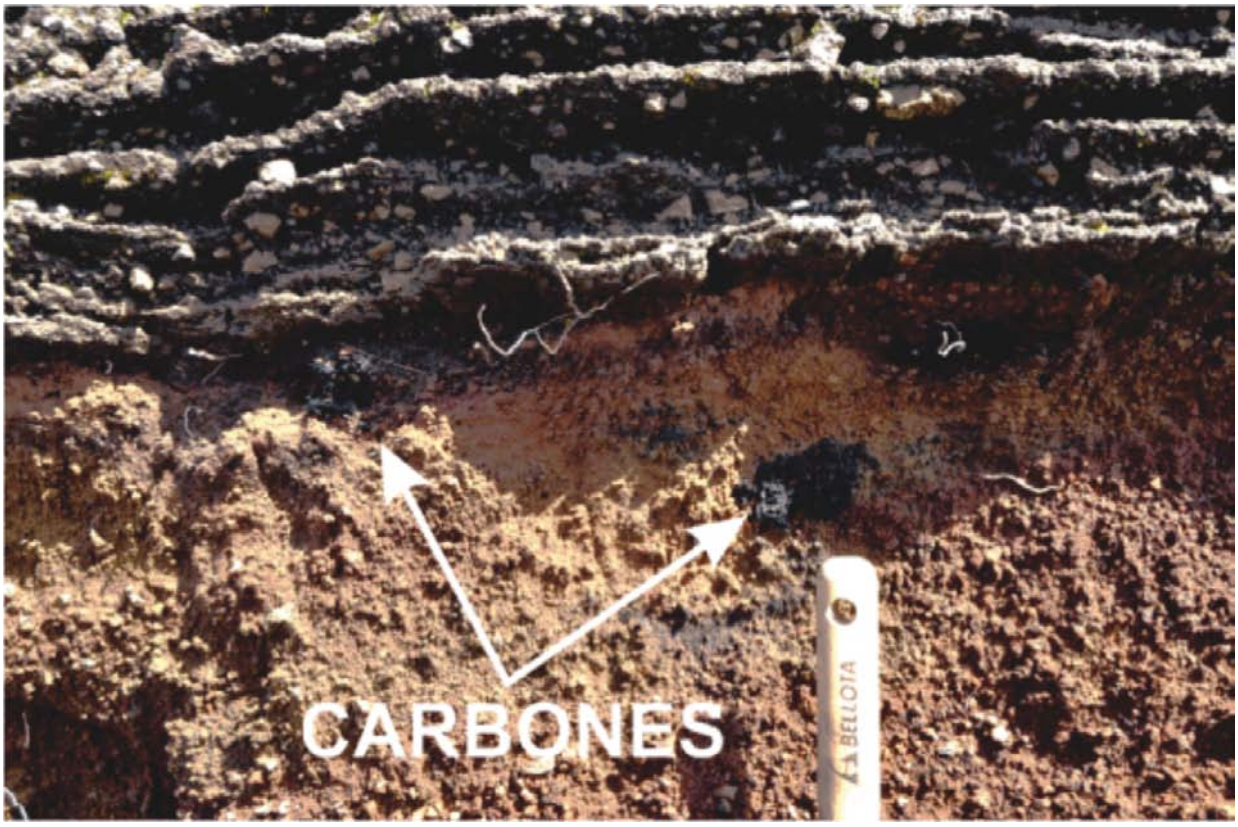


Fig. 2: Localización de fragmentos de carbones de la muestra HI-C1 bajo una capa guía de oleadas piroclásticas (surges) posiblemente producida por la actividad del volcán Tanganasoga.

Los fragmentos de carbones, con morfologías de troncos y ramas, se recogen con cuidado separándolos, en la medida de lo posible, del material piroclástico en el que se encuentran inmersos. Una vez en el laboratorio se sumergen en agua para optimizar esa separación, se secan posteriormente y se pesan, obteniéndose en los tres casos más de 50 gr de carbón limpio para enviar al laboratorio de datación.

RESULTADOS

Las muestras se enviaron a los laboratorios de la empresa Beta Analytic Inc. en Estados Unidos. Dado el peso suficiente de carbones en cada una de las muestras, la técnica empleada para la datación ha sido la radiométrica convencional. Los resultados obtenidos aparecen reflejados en la Tabla 1.

MUESTRA	δ13C (‰)	EDAD CONVENCIONAL (años BP ± 1σ error)	EDAD CALIBRADA (años AC ± 2σ error, 95% probabilidad)
Hi-C9	-24,4	3950±70	2250 - 2220
Hi-C4	-22,4	5100 ± 40	3980 - 3790
Hi-C1	-22,5	8130 ± 60	7310 - 7040

Tabla 1. Resultados de las dataciones por radiocarbono de las tres muestras seleccionadas en el rift ONO de la isla de El Hierro (Laboratorios Beta Analyric Inc., Estados Unidos. Técnica empleada: radiométrica convencional).

Las edades asignadas a cada muestra presentan coherencia estratigráfica entre sí, así como con la edad obtenida por Pellicer (1977) para el volcán Tanganasoga, uno de cuyos depósitos se intercala entre las muestras HI-C1 y HI-C9. Estas coherentes correlaciones estratigráficas permiten aceptar como válidas dichas edades. De esta forma, se pasa de tener sólo dos edades para el Holoceno en El Hierro a disponer de cinco, contando las presentadas en este trabajo.

Aún no han podido precisarse los centros emisores responsables de los depósitos piroclásticos en el interior de los cuales se han encontrado las muestras de carbones, pero obviamente deben tratarse de conos vecinos a los volcanes de Tanganasoga y Montaña del Humilladero en el mismo rift ONO. Se constata así una importante actividad holocena en este rift ONO, no solo en su extremo occidental sino también hacia sus zonas centrales cerca de la conjunción con los otros dos brazos del sistema triple (Fig. 1).

CONCLUSIONES

La búsqueda de restos de carbones, con criterios de selección bien definidos, se muestra como una potente herramienta para la datación de la actividad eruptiva de los rifts en sus zonas de cumbres. De hecho, si las lavas de los conos situados en estas zonas de cumbres no alcanzan la línea de costa, este es el método más adecuado para determinar su relación con el último periodo interglaciar en el que nos encontramos inmersos.

Las tres edades obtenidas, 8,13 ka (HI-C1), 5,10 ka (HI-C4) y 3,95 ka (HI-C9), muestran coherentes correlaciones estratigráficas entre sí, así como con la edad previa disponible de 6,74 ka para el volcán Tanganasoga. Asimismo, ponen de manifiesto una importante actividad eruptiva holocena a lo largo del rift ONO.

El previsible desarrollo futuro de la isla de El Hierro, aún en su fase juvenil de crecimiento, conducirá a la construcción del tercer volcán en escudo basáltico sobre los dos previos (Tiñor y El Golfo) ya en un estado de desmantelamiento muy avanzado. En este proceso de construcción, el sistema de triple rift en estrella Mercedes jugará un papel determinante, como ha sido ampliamente documentado en numerosos archipiélagos volcánicos intraplaca.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto SolSubC200801000047 del Gobierno de Canarias y el proyecto CGL2008-02842 del programa I+D, Acciones Estratégicas y ERANETS del Ministerio de Ciencia e Innovación. El trabajo ha sido desarrollado en el seno de los grupos de investigación consolidados GEOVOL (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) y PEGEFA (AGAUR2009 SGR-972, Generalitat de Catalunya).

Referencias bibliográficas

Carracedo, J.C., E. Rodríguez Badiola, S., Guillou, H. J. de La Nuez & Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and Volcanology of the Western Canaries: La Palma and El Hierro. *Estudios Geológicos*, 57, 171-295.

Guillou, H.; Carracedo, JC.; Pérez Torrado, FJ. & Rodriguez Badiola, E. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.

Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. & Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1-35.

Pellicer, J.M. (1977). Estudio volcanológico de la Isla de El Hierro (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 33, 181-197.

Rodríguez González, A.; Fernández Turiel, J.L.; Pérez Torrado, F.J.; Hansen, A.; Aulinas, M.; Carracedo, J.C.; Gimeno, D.; Guillou, H.; Paris, R. & Paterne, M. (2009). The Holocene volcanic history of Gran Canaria island: implications for volcanic hazards. *Journal of Quaternary Science*, 24 (7), 697-709.

MODELIZACIÓN MORFOLÓGICA Y MORFOMÉTRICA DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS RECIENTES GENERANDO PLATAFORMAS COSTERAS: CASO ESTUDIO DEL VOLCÁN DE MONTAÑA DEL TESORO (EL HIERRO, ISLAS CANARIAS)

A. Rodriguez-Gonzalez (1), F.J. Perez-Torrado (1), J.L. Fernandez-Turiel (2), J.C. Carracedo (3), D. Gimeno (4), H. Guillou (5), R. Paris (6), A. Hansen (1) y M. Aulinas (4)

(1) GEOVOL, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. arodriguez@becarios.ulpgc.es; fperez@dfis.ulpgc.es; ahansen@dgeo.ulpgc.es
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. jlfernandez@ictja.csic.es
(3) Estación Volcanológica de Canarias, CSIC, 38206 La Laguna (Tenerife). jcarracedo@ipna.csic.es
(4) Fac. Geología, Univ. Barcelona, Marti i Franques s/n, 08028 Barcelona. domingo.gimeno@ub.edu; meritxellaulinas@ub.edu
(5) Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Francia. Herve.Guillou@lsce.ipsl.fr
(6) Géolab UMR 6042 CNRS-UBP, 4 rue Ledru, 63057 Clermont-Ferrand, Francia. raparis@univ-bpclermont.fr

Abstract (Morphological and morphometric modelling of coastal platform volcanic eruptions: Montaña del Tesoro volcano case study (El Hierro, Canary Islands): *This paper deal about GIS methods applied to volcanism affecting coastal platforms. The developed methodology is based on an intensive and accurate geological field work allowing quantitative comparision of the present day littoral geomorphology with those ones of the pre- and post-eruptive times. The Montaña del Tesoro Holocene volcanic eruption (El Hierro island, Canaries) was selected as case study to develop and calibrate the modelling due to the excellent exposition of the volcanic formations and also the detailed topographic and bathymetric maps available of this area. Resulting models give quantitative information on the aggradation associated with the eruption, as well as on the degradation related to both the littoral and fluvial erosions.*

Palabras clave: morfometría volcánica, SIG, erosión, El Hierro (Islas Canarias).
Key words*: volcanic morphometry, GIS, erosion, El Hierro (Canary Islands).*

INTRODUCCIÓN

La modelización morfométrica de elementos geomorfológicos volcánicos proporciona mediciones fiables del proceso de erupción a través de la morfología del edificio. Estos parámetros son importantes para determinar la dinámica de acumulación o degradación de los terrenos volcánicos, así como para estimar procesos volcánicos reflejados en el comportamiento eruptivo, dinámica del magma y ciclos eruptivos (Rodriguez-Gonzalez et al., 2010). Respecto a la degradación, las variaciones de la morfología original permiten comprender los patrones que afectan a la erosión.

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) proporcionan un adecuado marco metodológico para la elaboración de modelos morfométricos de erupciones volcánicas. El procesamiento en el SIG de la información obtenida durante el trabajo de campo, junto a los datos cartográficos disponibles del terreno (mapas topográficos y batimétricos), permiten obtener los distintos parámetros morfométricos a calcular. De esta forma, se consigue un mayor grado de precisión en los cálculos de dichos parámetros que con los métodos tradicionales aplicando fórmulas geométricas.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La isla de El Hierro es la más pequeña y occidental del Archipiélago Canario (Fig. 1). Tiene una superficie de unos 268 km^2, altura máxima de 1.501 m (Pico Malpaso) y se asienta sobre un fondo oceánico de unos 3.700 a 4.000 m de profundidad. Junto con la isla de La Palma, se encuentra en un estadio evolutivo juvenil (volcán en escudo) caracterizado por elevadas tasas eruptivas y, por consiguiente, por un rápido crecimiento (Carracedo et al., 2001).

La erupción holocena de la Montaña del Tesoro, ejemplo seleccionado para el desarrollo de la metodología de modelización aquí propuesta, se localiza al NE de la isla de El Hierro (Fig. 1). Desarrolla dos conos volcánicos que crecen sobre una superficie ligeramente inclinada instalada en el techo estructural de un paleoacantilado.

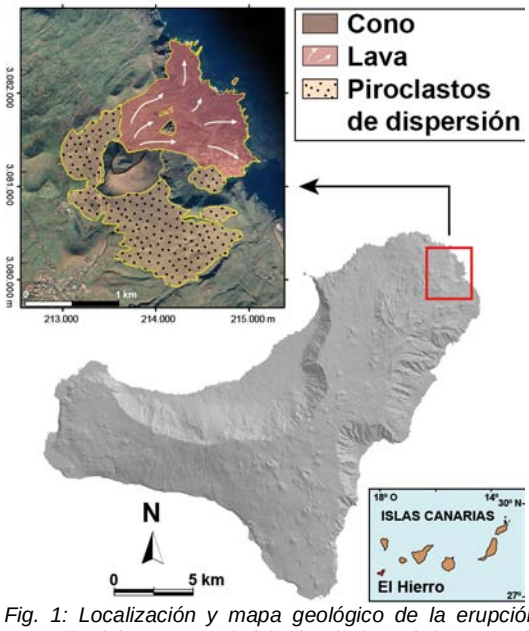


Fig. 1: Localización y mapa geológico de la erupción de Montaña del Tesoro en la isla de El Hierro (Islas Canarias).

El cono principal presenta una forma en herradura abierta hacia el NE a favor de la pendiente, siendo asimétrico, con el flanco NO menos desarrollado que el flanco SE (Fig. 1). La estructura interna del cono muestra una secuencia de capas de granulometría gruesa, desde escorias soldadas y bombas volcánicas hasta lapilli. Desde este cono tiene lugar la emisión de un importante manto de piroclastos de dispersión horizontal, cubriendo un área con forma elíptica cuyo eje mayor se orienta hacia el SE, lo que pone de manifiesto el predominio de vientos alisios del N-NO durante la erupción. La granulometría de estos piroclastos muestra una variación lateral desde lapilli grueso y bombas con formas cilíndricas cerca del cono, hasta lapilli fino y cenizas en las facies distales. Atendiendo a la morfología que presenta este cono, así como por los materiales piroclásticos que lo forman, puede asimilarse a un tipo 3 en la clasificación de Martin y Németh (2006), originado por mecanismos eruptivos estrombolianos a sub-plinianos.

En la base del cráter del cono principal se desarrolla uno adventicio a modo de volcán en escudo lávico monogénico (Fig. 1), con cráter circular generado por subsidencia de la columna magmática. Desde este cono secundario tiene lugar la emisión de todos los flujos de lavas que se dirigen en abanico hacia el borde del paleoacantilado. Una vez alcanzado éste, forman numerosas cascadas que se disponen bordeando los resaltes topográficos del antiguo acantilado para terminar coalesciendo en la base del mismo. A partir de aquí los flujos de lavas se extienden por una estrecha plataforma de abrasión hasta alcanzar el mar, ganándole terreno a éste y modificando la línea de costa. Cerca del foco emisor se aprecian morfologías pahoehoe en el techo de las lavas, siendo sustituidas por estructuras tipo a'a (malpaises en la terminología local) a lo largo de toda la plataforma litoral, con importante presencia de bloques erráticos y bolas de acreción. Asimismo, a lo largo de la línea de costa puede apreciarse una marcada disyunción columnar en el interior de estas lavas, con potencias que llegan a superar los 20 m.

La erosión fluvial solo se observa afectando al flanco NO del cono principal, siendo apenas apreciable a lo largo de todo el recorrido de los flujos de lavas. Sin embargo, la erosión litoral si muestra importantes signos en los antiguos frentes de avance de las lavas, haciéndolos retroceder varios metros y dejando como testigos roques aislados de gran envergadura, como por ejemplo el Roque de Las Gaviotas.

METODOLOGÍA

La metodología llevada a cabo parte de un detallado trabajo de campo consistente en el reconocimiento e identificación de las diferentes unidades volcánicas que configuran la erupción (conos, lavas y piroclastos de dispersión horizontal), así como también del tipo de relieve sobre el que se asientan estas unidades volcánicas. A partir de la cartografía más detallada disponible (mapas topográficos 1:5.000 del Servicio Cartográfico de Canarias, 1996, y mapas batimétricos 1:1.000 de la Dirección General de Costas, Mº de Medio Ambiente, 2006) se marcan los contactos entre estas diferentes unidades, siendo a veces necesario exagerar la escala hasta 1:1.000 con objeto de obtener una mayor precisión en la delimitación de sus contornos (Fig. 1).

Una vez completada la cartografía geológica de detalle, se pasa a realizar la reconstrucción del relieve en dos fases previas, denominadas como pre-erupción y post-erupción, esta última significando el momento justo al finalizar la erupción antes de que actúe ningún agente erosivo. Para confeccionar estos relieves se realiza una minuciosa reconstrucción geomorfológica de las diferentes unidades volcánicas a través de múltiples cortes geológicos sobre el mapa geológico realizado. El siguiente paso consiste en el replanteo topográfico y batimétrico a partir de la cartografía digital de partida, teniendo que modificar toda la curvimetría, tanto la subaérea como la submarina, del área afectada por la erupción. Se consiguen de esta forma dos Modelos Digitales del Terreno (MDT) para los relieves pre y post-erupción que se compararán continuamente con el MDT del relieve actual (Rodriguez-Gonzalez et al., 2010).

En el caso concreto que se pretende estudiar, lavas formando nuevas plataformas marinas, hay que establecer dos líneas de paleocosta (Fig. 2), la localizada justo antes de la erupción (pre-erupción) y la formada en el momento final de la erupción (post-erupción). Para ambas líneas se ha considerado el nivel del mar a la misma cota que en la actualidad, teniendo en cuenta que no han ocurrido grandes oscilaciones marinas en esta zona del Atlántico durante el Holoceno (Zazo et al., 1996). Este hecho queda de manifiesto en la morfología de las lavas estudiadas a lo largo de la línea de costa actual, observándose contactos casi horizontales y estructuras típicas de enfriamiento subaéreo. Con niveles de mar a menor cota que el actual los planos de flujo adquirían fuertes pendientes, mientras que con niveles del mar más elevados se deberían observar estructuras de enfriamiento submarino (pillow-lavas e hialoclastitas) en las lavas.

La línea de costa pre-erupción se obtiene mediante la observación de la ruptura de pendiente en las lavas cuando se alejan de la base del paleocantil, así como por la orientación e inclinación de los contactos con los materiales previos. Respecto a la localización de la línea de costa post-erupción, la potencia visible del frente de lava en la costa actual, así como la disposición de los restos erosivos (roques), permiten realizar una primera aproximación. Información complementaria se obtiene a partir de los mapas batimétricos, observándose una gran diferencia en la curvimetría batimétrica entre el área que los frentes de lavas ganaron al mar y posteriormente retrocedieron por la erosión litoral, y los lóbulos de avance de las lavas en régimen submarino que nunca han llegado a emerger. Así pues, el cambio en la geometría de las curvas batimétricas permite localizar con cierta precisión la antigua línea de costa post-erupción.

Es obvio que la reconstrucción de las dos líneas de paleocosta genera MDT de esos momentos evolutivos idealizados, pero la información geológica recopilada en el campo, junto con el estudio de los mapas topográficos y batimétricos, permite aproximarse al modelado real. De esta forma, el modelado morfométrico en un entorno SIG de estas erupciones con lavas generando nuevas plataformas marinas, permite la realización de cálculos muy

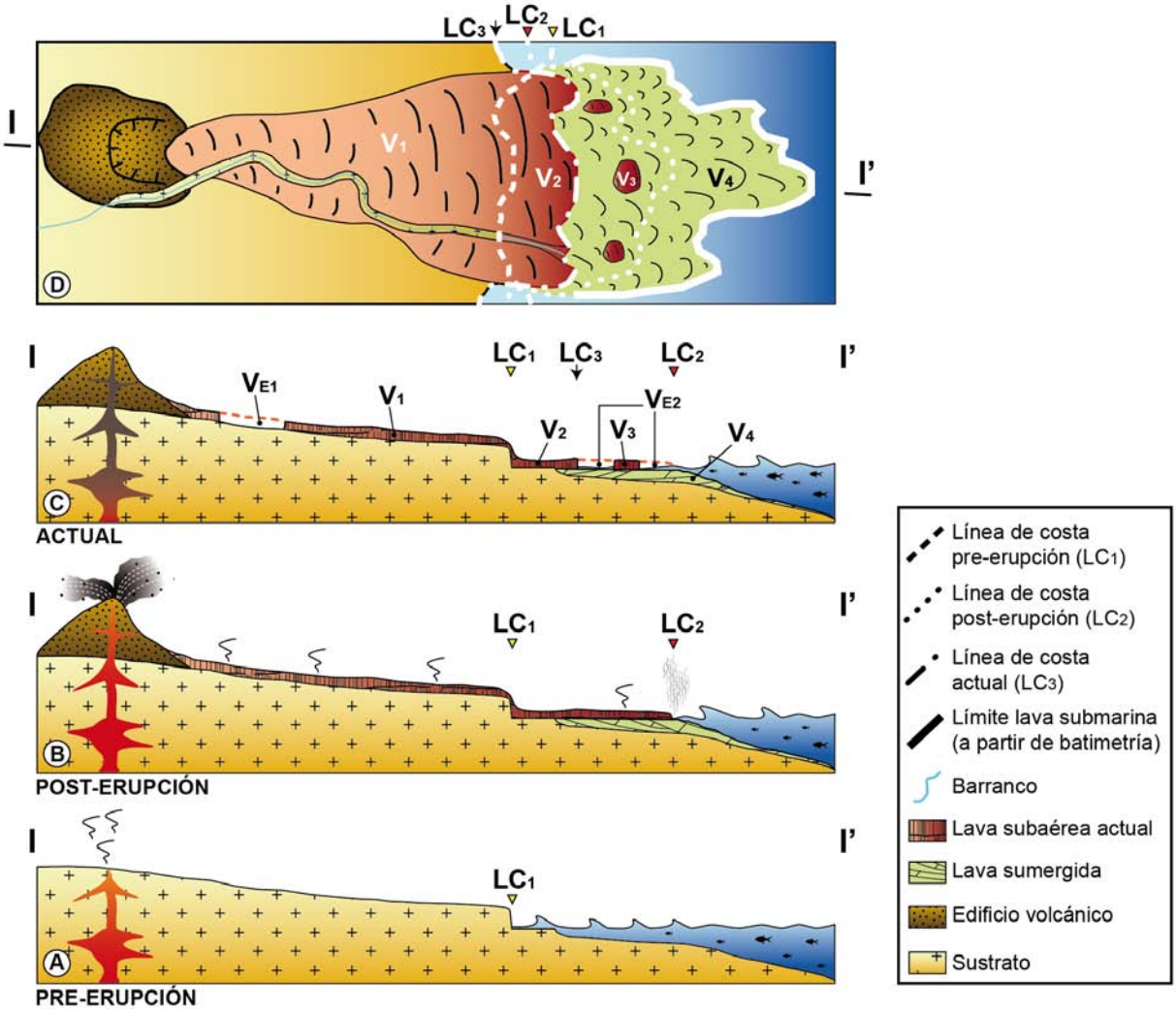


Fig. 2: Cortes geológicos sistemáticos de los diferentes estadios evolutivos analizados (A, B y C) y vista en planta representando el avance y retroceso de la línea de costa afectada por la erupción (D). Se marcan los diferentes volúmenes a calcular en las lavas (ver texto para más detalles).

precisos de la superficie ganada al mar y del volumen de material volcánico emitido, lo que arroja información muy valiosa de las tasas de crecimiento de las islas y el modo en que dicho crecimiento se realiza.

RESULTADOS

A partir de los MDT obtenidos para los diferentes estadios evolutivos (pre-erupción, post-erupción y actual) y suponiendo un nivel del mar similar a lo largo de esa evolución, la comparación y combinación entre estos MDT en un entorno SIG permite obtener parámetros morfométricos con una gran precisión que no podrían conseguirse con otros métodos.

Como se observa en la Fig. 2, en el caso de las coladas de lavas, uno de los parámetros morfométricos más importantes a determinar son los volúmenes. V_1 corresponde al volumen de lava subaérea actual hasta el contacto con la línea de costa pre-erupción (LC_1), siendo V_{E1} la porción de volumen erosionado por acción fluvial. La suma de estos dos volúmenes arroja el volumen total original de lava subaérea hasta el contacto con la paleocosta LC_1. Por su parte, V_2 y V_3 son los volúmenes de lava subaérea actuales desde la paleocosta LC_1 hasta la línea de costa original post-erupción (LC_2). V_{E2} es el volumen de lava subaérea entre estas dos antiguas líneas de costa removido por erosión marina. La suma de V_2, V_3 y V_{E2} da como resultado el volumen total original subaéreo de lava (V_{TS}) que se apoya sobre la nueva plataforma marina generada por el relleno de los primeros flujos de lava de la erupción al penetrar en el mar. Por último, V_4 es el volumen total de lava submarina considerada por debajo de la cota del nivel del mar actual entre las líneas de paleocosta LC_1 y LC_2, más el de los lóbulos de avance submarinos por delante de LC_2. La porción de este volumen submarino V_4 comprendido entre las paleocostas (V_{GM}), muestra el volumen mínimo necesario para que la isla aumente su superficie (S_{GM}) y se instale una nueva plataforma lávica. Este volumen será tanto más elevado cuanto mayor sea la pendiente del fondo marino en la zona submareal antes de la erupción.

La Tabla 1 muestra los resultados de los distintos volúmenes y superficies calculadas para la erupción considerada en este trabajo. El ratio obtenido V_{GM}:S_{GM} de 8,5:1 pone de manifiesto la elevada cantidad de lava necesaria para ganar superficie al mar debido a la casi ausencia de plataforma insular

en la isla de El Hierro, inherente a su estadio evolutivo juvenil.

V_1 (m^3)	VE_1 (m^3)	V_2 (m^3)	V_3 (m^3)	V_{E2} (m^3)
8.618.374	338.432	10.376.888	24.366	1.470.857
V_4 (m^3)	V_{TS} (m^3) (V_2+V_3+V_{E2})	V_{GM} (m^3)	S_{GM} (m^2)	Ratio V_{GM} : S_{GM}
9.048.456	11.872.111	6.366.205	749.055	8,5 : 1

Tabla 1: Resultados de los cálculos de volúmenes y superficie indicados en el texto para la erupción de Montaña del Tesoro (El Hierro).

CONCLUSIONES

El presente trabajo pone de manifiesto la importancia de las herramientas SIG para poder obtener resultados satisfactorios y coherentes en trabajos de morfometría volcánica, pero partiendo de un trabajo de campo exhaustivo que, en definitiva, es el que realmente determina la calidad de esos resultados.

Se plantea un método ensayado y calibrado que permite reconstruir paleorelieves en diferentes estadios evolutivos de una erupción, pudiendo ser comparados con el relieve actual y arrojar numerosos parámetros morfométricos, tales como superficies y volúmenes de acreción y degradación. En este sentido, la metodología planteada en este trabajo permitirá la calibración de los volúmenes de lava necesarios para modificar la línea de costa y, por tanto influir en el crecimiento de la isla.

Finalmente, esta metodología desarrollada con éxito en la erupción del volcán de Montaña del Tesoro, se irá aplicando a las diferentes erupciones que han generado nuevas plataformas marinas en la isla de El Hierro.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto SolSubC200801000047 del Gobierno de Canarias. El trabajo ha sido desarrollado en el seno de los grupos de investigación consolidados GEOVOL (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) y PEGEFA (AGAUR2009 SGR-972, Generalitat de Catalunya).

Referencias bibliográficas

Carracedo, J.C., E. Rodríguez Badiola, S., Guillou, H. J. de La Nuez & Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and Volcanology of the Western Canaries: La Palma and El Hierro. *Estudios Geológicos*, 57, 171-295.

Martin, U. & Németh, K. (2006). How Strombolian is a "Strombolian" scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, 104-118.

Rodriguez-Gonzalez, A., Fernandez-Turiel, J.L., Perez-Torrado, F.J., Gimeno, D. & Aulinas, M. (2010). Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to past volcanism. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 645-660.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Bardají, T., Ghaleb, B., Lario, J., Hoyos, M., Hillaire-Marcel, Cl., Sierro, F., Flores, J.A., Silva, P.G. & Borja, F. (1996). Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, 20(7), 1679-1682.

PEPERITAS MAREALES EN LAS CANARIAS ORIENTALES (LANZAROTE, FUERTEVENTURA): CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR

P.G. Silva (1), C. Zazo (2), J.L. Goy (3), P. Huerta (1), R. Reguilón (1), J.A. González-Delgado (3), A. Cabero (4) y C.J.Dabrio (5)

(1). Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Ávila. pgsilva@usal.es
(2). Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). Madrid. mcnzc65@mncn.csic.es
(3). Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Salamanca. joselgoy@usal.es, angel@usal.es
(4). Dpto. Ciencias Analíticas, Universidad Nac. Educación a Distancia (UNED), Madrid. acabero@ccia.uned.es
(5). Dpto. Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. dabrio@geo.ucm.es

Abstract (Tidal peperites in the Eastern Canary Islands (Lanzarote and Fuerteventura): a preliminary approach): *Raised Pleistocene littoral deposits in the Eastern Canary Islands conspicually display the occurrence on interbedded volcano-sedimentary breccias. Outcrop analyses allowed to observe sin-sedimentary interactions and clear fluidized peperite-like lava-sediment contacts. The macro and microscopic petrographic analysis of breccia samples from Fuerteventura allow the identification of the original littoral nature (bioclastic calcarenites) of the brecciated materials as well as the recognition of typical peperite textures such as jigsaw clast assemblages, tractive structures, fiammes and juvenile basaltic clasts. These breccias are preliminary interpreted as tidal peperites developed by cyclic heating and cooling of sediment-lava mingled assemblages by daily high and low tides.*

Palabras clave: *Terrazas marinas, vulcanismo pleistoceno, Peperitas, Canarias Orientales*
Key words*: Marine terraces, Pleistocene volcanism, peperites, Eastern Canary Islands.*

INTRODUCCIÓN

El término peperita se utiliza para definir aquellos materiales que se han formado esencialmente por la desintegración in situ de lava intruyendo y mezclándose con sedimentos poco consolidados y comúnmente húmedos o fluidificados (White et al., 2000). Las peperitas son comunes en medios submarinos, debidos a la formación de intrusiones, criptodomos y domos de lavas almohadilladas en la cobertera de sedimentos fluidificados en fondos marinos y lacustres, pero también en medios marinos someros y subaéreros lacustres o fluviales por la llegada invasiva de lavas (Skilling et al., 2002; Nemeth et al., 2008). Incluso se ha descrito un tipo especial de peperita denominado “dry-peperite” o “pseudo-peperita” relacionado con contactos de lava y arenas eólicas en ambientes desérticos que generan similares texturas (Jerram y Stollhofen, 2002). En general, estos materiales suelen describirse como brechas volcano-sedimentarias haciendo alusión a sus características composicionales (White et al., 2000). En las Islas Canarias solo se han descrito peperitas en ambientes marinos someros relacionados con la actividad volcánica pliocena del estratovolcán Roque Nublo en la denominada “Formación Detrítica de las Palmas” (Gimeno et al., 2000).

El presente trabajo aborda el análisis preliminar de lo que se ha venido denominando “brechas de cantos de matriz rojiza” (Zazo et al., 2002) que aparecen asociadas a los depósitos de playas fósiles pleistocenas pertenecientes al MIS 5 e interglaciares cálidos anteriores (i.e. MIS 7), en diferentes afloramientos litorales de las islas de Lanzarote y Fuerteventura (Fig. 1).

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

Las islas de Lanzarote y Fuerteventura son las más antiguas del archipiélago canario y se sitúan en el

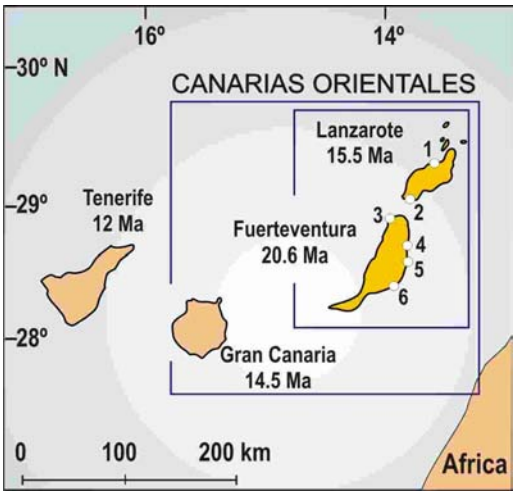


Fig. 1: Localización de las islas estudiadas y aflora-mientos analizados: (1) Caleta de Famara – Punta Respingona; (2) El Berrugo; (3) El Cotillo – El Tostón; (4) Rosa J. Sánchez – Pto. Lajas; (5) Aeropuerto; (6) Pozo Negro.

margen continental africano sobre litosfera oceánica de edad jurásica (Carracedo et al., 2002). La evolución de estas islas, y en conjunto la de todo el archipiélago canario, se asume que consta de las típicas fases evolutivas que presentan las islas oceánicas de punto caliente. Lanzarote y Fuerteventura constituyen una única dorsal volcánica cuya fase de actividad subárea más importante tuvo lugar durante el Mioceno (20 -13 Ma) con la generación de diferentes volcanes en escudo que se solaparon entre sí, aunque esta fase constructiva se extendió en Lanzarote hasta hace unos 4 Ma (Carracedo et al., 2002). Posteriormente estuvieron sometidas a una fase de denudación, durante la cual la erosión fluvial y colapso gravitatorio (hacia el Oeste) de los escudos miocenos configuró el paisaje

actual, con el labrado de calderas de erosión y amplios valles en U, así como extensas plataformas y piedemontes litorales. Durante el Cuaternario, ambas islas experimentan un estadio de



Fig. 2: Aspecto de los afloramientos de brechas volcano-sedimentarias en la plataforma del Faro del Tostón (NO Fuerteventura).Obsérvense contactos fluidificados sedimento-lava y fragmentos juveniles de lavas.

rejuvenecimiento volcánico en el que los centros volcánicos y flujos de lava pleistocenos estuvieron controlados por la topografía erosiva existente. Los flujos de lava se canalizaron por los principales valles desembocando en los amplios pedimentos litorales, donde el relieve esencialmente plano favoreció que se extendieran ampliamente. Durante los episodios interglaciares pleistocenos (especialmente el MIS5) las condiciones de nivel del mar alto permitieron que los flujos de lava alcanzaran la costa interaccionando con los sedimentos litorales de playa y eólicos que allí se estaban formando (Zazo et al., 2002; Meco et al., 2004).

AFLORAMIENTOS ANALIZADOS

En prácticamente todos los afloramientos descritos por estos autores se observan signos de actividad volcánica sinsedimentaria con claros indicios de deformaciones de materiales semiconsolidados y consolidados y procesos de inyección de diques de arena en los materiales volcánicos. En todos estos afloramientos también es característica la conspicua presencia de brechas volcano-sedimentarias interdigitadas o mezcladas con los depósitos litorales. Estas brechas fueron descritas por Zazo et al. (2002) para el afloramiento de El Berrugo (Sur de Lanzarote) como brecha de cantos angulares a subredondeados con matriz rojiza limo-arenosa carbonatada que podía contener restos de fauna marina y continental.

Los afloramientos más importantes se encuentran en la zona litoral comprendida entre la localidad del El Cotillo y el Faro del Tostón en el NO de Fuerteventura y los afloramientos litorales situados en el Este de esta isla, como Puerto Lajas, Rosa J. Sánchez, Norte del Aeropuerto y Pozo Negro de Norte a Sur respectivamente. En Lanzarote los afloramientos más significativos se encuentran en la zona de La Caleta de Famara – Punta Respingona y La Caballa, en el litoral que bordea la alineación de volcanes hidromagmáticos de Sóo en el NE de la isla (Fig. 1). En casi todos ellos las dataciones Th/U en los depósitos marinos, y/o las fechas K/Ar de las lavas relacionadas, indican que la mayoría de los depósitos litorales corresponden al MIS 5. Sólo en la zona del El Cotillo – El Tostón (Fuerteventura) las coladas basálticas presentan edades anteriores en torno a los ca. 220 – 134 ka BP (Zazo et al., 2002; Meco et al., 2004). En todos los afloramientos los niveles de contacto y mezcla lava-sedimento sólo son observables en bajamar. En la extensa plataforma de abrasión que bordea el Faro del Tostón es posible ver lenguas de lava de dimensiones métricas perforando (tunelando) y rodeando los sedimentos litorales. Estos sedimentos aparecen bien en grandes parches adosados a las lavas, o bien rellenando grietas por las que fueron inyectados en las lavas. En ambos casos se observan contactos fluidificados sedimento-lava (Fig. 2). En esta zona además, las lavas presentan morfologías linguoidales bulbosas así como ensamblajes geométricos similares a lavas almohadilladas que sugieren un contacto directo entre los frentes de lava y el antiguo nivel del mar. En la zona de Pozo Negro pueden observarse similares morfologías sedimento-lava en los afloramientos litorales que afloran bajo el cordón de gravas de la playa actual.

En el resto de afloramientos de la costa Este de Fuerteventura los afloramientos son más limitados, pero es posible observar de forma puntual los contactos sedimento-lava en las condiciones de marea más baja y los niveles de brechas analizados aparecen interdigitados entre los diferentes episodios marinos correspondientes al MIS 5. Al Norte de Rosa J. Sánchez, cerca de la localidad litoral de Puerto Lajas, se observan claramente las relaciones entre los sedimentos litorales (marinos y eólicos) con las coladas basálticas que fosilizan un pequeño paleoacantilado de unos 3-3,5 metros de altura. En todos los casos las brechas analizadas se encuentran fuertemente cementadas por carbonato cálcico.

CARACTERÍSITICAS SEDIMENTOLÓGICAS Y PETROGRÁFICAS

Se han muestreado las brechas correspondientes al afloramiento de Rosa J. Sánchez y se ha realizado un análisis petrográfico preliminar, que indica que este tipo de materiales posee una naturaleza de origen litoral. Donde se conservan las texturas originales se observa que tales brechas corresponden a calcarenitas bioclásticas con una gran variedad de fragmentos de moluscos bivalvos, gasterópodos y radiolas de equínidos, así como ejemplares individuales de foraminíferos, ostrácodos y concreciones de algas. Estos se encuentran mezclados con clastos angulosos a subredondeados de líticos basálticos, así como clastos menores de olivino, plagioclasa, piroxeno, feldespato, mica y

zeolita englobados en una matriz masiva de microesparita. La matriz microesparítica posee una textura grumosa definida por microfracturas en anillo individuales y solapadas, así como una gran variedad de microfisuras y poros cóncavo-convexas dispuestas irregularmente. Estas fisuras y poros

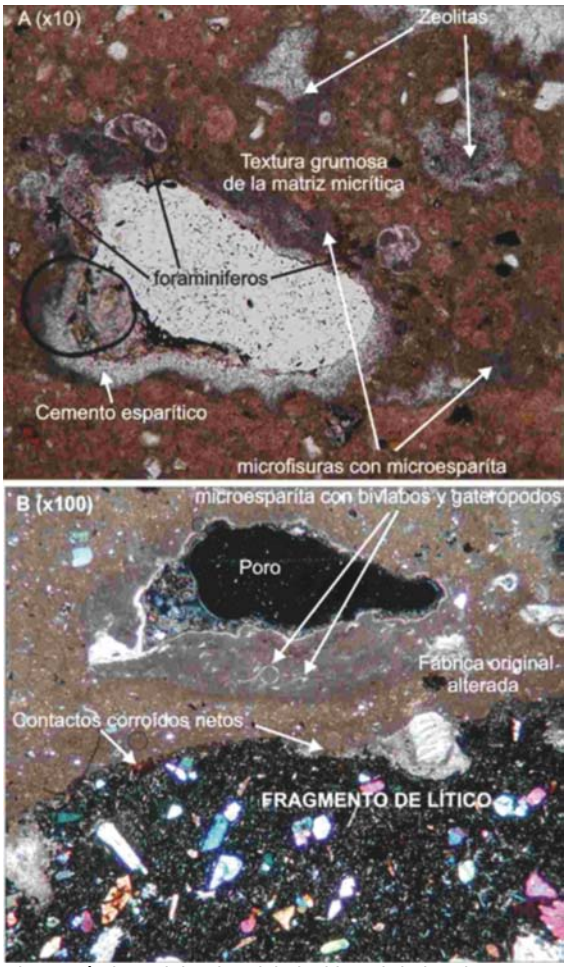


Fig. 3: Láminas delgadas del nivel basal de brechas en Rosa J. Sánchez (Fuerteventura) indicando las características petrográficas más relevantes que indican su origen litoral.

presentan formas elongadas, estrelladas y curvas, encontrándose rellenas por cristales mayores de esparita fina, que evidencian un proceso de cementación o "calcretización" (reemplazamiento de la matriz) posterior a su peperitización, relacionado con su exposición subaérea. El análisis al microscopio revela que los cristales más grandes de olivino y líticos basálticos se encuentran fragmentados mostrando ensamblajes de tipo puzzle (jigsaw) en los cuales es posible recomponer cada clasto original uniendo los fragmentos individuales, siendo característicos de sedimentos peperitizados (White et al., 2002; Skilling et al., 2002). El análisis petrográfico también muestra que la superficie de los fragmentos líticos y minerales se encuentra altamente corroída mostrando contactos irregulares, pero netos, con la matriz microesparítica. Este hecho sugiere un proceso de cementación rápido y agresivo relacionado con la desgasificación de grandes cantidades de CO_2, el cual suele ser abundante en alteraciones de tipo hidrotermal (Agnew et al., 2004).

El análisis a macroescala permite observar contactos fluidificados lava-sedimento, con desarrollo de estructuras tractivas, fiammes y/o clastos juveniles de lavas fusiformes, de escala centimétrica a milimétrica. En los afloramientos analizados es posible observar ensamblajes de tipo jigsaw a gran escala en clastos subangulares de basaltos de hasta 30 cm de diámetro (Pozo Negro; Fig. 4), que sugieren un mecanismo de implosión y desplazamiento radial *in situ* por choque térmico en el interior del sedimento (Skilling et al., 2002).

CONCLUSIONES

El conjunto de características observadas tanto a escala de afloramiento, como a micro-escala, permite clasificar estas brechas volcano-sedimentarias como verdaderas peperitas en el sentido genético del término (White et al., 2002). No obstante, estas no corresponden con las peperitas clásicas (subaqueas) descritas en la literatura, sino a un tipo especial de peperita de tipo mareal. El contexto mesomareal en que se desarrollan estos materiales brechificados, las cíclicas subidas y bajadas de marea diarias, permitirían el repetido calentamiento de los sedimentos fluidificados (marea alta) y su subsecuente enfriamiento y exposición



Fig. 4: Arriba: patrones jigwaw en clastos incluidos en la brecha en la zona litoral de Pozo Negro. Abajo: contacto basal lava-brecha en el afloramiento de El Cotillo.

subaérea (marea baja) ante el empuje de los frentes de lava relacionados. Este hecho permitiría el desarrollo de agresivos procesos termoclásticos cíclicos, capaces incluso de fragmentar a los clastos de mayores dimensiones (Fig. 4).

Los clastos situados en el interior del sedimento implosionarían *in situ*, pero los situados en superficie o arrastrados en el frente de la colada se fragmentarían pudiendo ser retrabajados por la

acción del oleaje. De hecho, brechas polimícticas de características caóticas son más comunes en el techo de los niveles de brecha estudiados, mientras que los clastos jigsaw son característicos en su interior. En cualquier caso, se observa que la probable alteración hidrotermal y la subsecuente cementación y calcretización agresiva de estas brechas re-estructuraron la fábrica y composición original de los sedimentos litorales afectados. Cabe mencionar que las muestras analizadas petrográficamente hasta la fecha corresponden a las zonas centrales de los niveles de brechas, y no a los contactos fluidificados de sedimento lava donde cabría esperar la identificación de texturas diagnósticas de la interacción lava-agua como pueden ser fragmentos de hialoclastitas o texturas de super-enfriamiento en olivinos, piroxenos o plagioclasas. Por decirlo de alguna manera estamos observando sedimentos "cocidos" expuestos a ciclos térmicos agresivos en la zona intermareal.

Todas las características enumeradas son típicas de los niveles basales de brechas en los diferentes afloramientos, los restantes niveles de brechas intercaladas en los sedimentos litorales parecen corresponder a la removilización y retrabajamiento de estos niveles peperitizados previos y corresponderían por tanto, a materiales secundarios relacionados con procesos de arrastre fluvial o fluvio-mareal. Campañas de campo recientes con investigadores de la ULPGC han permitido observar este tipo de material peperitizado en algunos afloramientos litorales de niveles marinos pleistocenos en la Isla de Gran Canaria. Se requiere un muestreo sistemático, análisis petrográfico y mineralógico de detalle para la correcta caracterización de este nuevo tipo de peperitas mareales.



Fig. 5: Aspecto del afloramiento de pseudo-peperitas o dry-peperites en el contacto basal de una colada basáltica y sedimentos eólicos al Sur de Pto. Lajas (inmediaciones de Rosa J. Sánchez). Nótese los clastos juveniles de lavas cerca del contacto (derecha del martillo) y la acumulación de fragmentos piroclásticos en el resto de la secuencia eólica

Por último cabe mencionar que también se han observado pseudo-peperitas, o *"Dry-peperites"* en el sentido de Jerram y Stollhofen (2002), en los contactos de las bases de coladas basálticas con los sedimentos eólicos litorales en Puerto Lajas (Fig. 5) y en la margen derecha (Sur) de la colada basáltica del Valle de Pozo Negro en la Isla de Fuerteventura. Estas corresponden a mezclas de carácter menos tractivo de fragmentos de lava juveniles procedentes de los frentes de coladas y productos piroclásticos de pequeño calibre con las arenas eólicas a las que fosilizan. También en este caso se requiere un análisis petrográfico detallado.

Agradecimientos: El presente trabajo se ha financiado con los proyectos de investigación CGL2008-4000/BTE (CSIC). CGL 2008-3998/BTE (USAL) y Grupo UCM 910198.

Referencias bibliográficas

Agnew, M. W., Bull, S. W., & Large, R. R. (2004). Facies architecture of the Lewis Ponds carbonate and volcanic-hosted massive stuffed deposits, central western New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, http://www.informaworld.com/smpp/title~db=all~content=t716100753~tab=issueslist~branches=51 - v51 51, 349 - 368

Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E., & Ahijado, A. (2002). *Cenozoic volcanism: II. The Canary Islands.* En: The Geology of Spain (Gibbons, W., Moreno, T., Eds.). Geol. Soc. London, pp. 439– 472.

Gimeno, D., Pérez Torrado, F.J., Schneider, J.L. & Wassmer, P. (2000). Transformación de coladas básicas alcalinas subaéreas en lavas almohadilladas en ambiente litoral: un ejemplo del Plioceno, Norte de la isla de Cran Canaria. *Geotemas*, 1(3). 325-328

Jerram, D. A. & Stollhofen, H. (2002). Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114. 231-249.

Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Petit-Marie, N., Lomoschizt, A., González Ramos, A.J. & Ballester, J. (2004). Cambios del clima durante los últimos cinco millones de años, observados en el África Atlántica (Islas Canarias). *Zona Arqueológica* 4, 93-104.

Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gméling, K., Molnár, F. & Cronin, S. J. (2008). Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. *Geological Society, London, Sp. Pub.*, 302. 63-86.

Skilling, I.P, White, J.D.L. & McPhie, J (2002). Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114. 1-17.

White, J. D. L., McPhie J. & Skilling, I.P. (2000). Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62 . 65-66

Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., Gonz!alez, J.A., Dabrio, C.J. & Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited – a repraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews,* 21. 2019-2046.

INVESTIGATING LATE HOLOCENE FAULT SCARPS RELATED TO INTERSTRATAL DISSOLUTION OF EVAPORITES IN THE TUROLIAN STRATOTYPE BY MEANS OF THE TRENCHING TECHNIQUE (TERUEL NEOGENE GRABEN, NE SPAIN).

D. Carbonel (1), F. Gutiérrez (1), J. Guerrero (2), J.P. McCalpin (3), R. Linares (4), C. Roque (5) y M. Zarroca (4)

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. fgutier@unizar.es
(2) Department of Geology and Geophysics, Utah State University, USA
(3) Geo-Haz Consulting Inc., Colorado, USA
(4) Àrea de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia, Universitat Autònoma de Barcelona
(5) Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona

Resumen: *Los sedimentos neógenos en el flanco NO de la plataforma de Los Mansuetos (Fosa de Teruel, Cordillera Ibérica) están afectados por un fenómeno de subsidencia debido a la karstificación interestratal de las evaporitas triásicas infrayacentes. El hundimiento de estos materiales ha dado lugar a una sinforma NE-SO y un monoclinal, la cresta del cual está afectada por un "keystone graben" de 1700 m de longitud y 140-300 m de anchura. La fosa está controlada por fallas sintéticas y antitéticas, manifestándose estas últimas como escarpes orientados a contra-pendiente de hasta 480 m de longitud y 3 m de desnivel. Se han excavado tres trincheras en depresiones asociadas a tres escarpes antitéticos diferentes. Las relaciones geométricas de dos de las trincheras indican un régimen de desplazamiento episódico, poniendo en evidencia que este tipo de fallas gravitacionales no necesariamente deben actuar de forma progresiva, teniendo implicaciones relevantes en la evaluación de la peligrosidad sísmica.*

Palabras clave: karstificación interestratal, structuras gravitacionales, desplazamiento episódico, fallas no-sismogénicas
Key words*: interstatal karstification, gravitational structures, episodic displacement, nonseismogenic faults*

INTRODUCTION

Evidence of stick-slip displacement is commonly used as a criterion to differentiate between tectonic (seismogenic) and gravitational (nonseismogenic) faults in areas underlain by evaporites. However, this criterion is not substantiated with objective evidence. To our knowledge, no active faults related to subsurface evaporite dissolution have been investigated so far by means of trenching. This work contributes to fill this gap through the analysis via trenching of such kind of gravitational faults developed in Neogene sediments of Teruel Graben (Turolian stratotype) underlain by Triassic evaporites.

SETTING

The study area is located 2 km NE of Teruel city in the central sector of Teruel Neogene Graben, a post-orogenic basin developed within the Iberian Chain, NE Spain (Gutiérrez et al., 2008; Fig. 1). The continental Neogene sediments of Teruel Gaben infill show a dominant subhorizontal structure locally affected normal faults with decametre- to hectometre-scale throws (i.e. Concud-Teruel Fault). Conversely, in the areas where the Neogene sediments overlie Triassic evaporitic bedrock, gravitational structures caused by subsidence due to interstratal karstification are abundant (Gutiérrez, 1998). This investigation is focused on the gravitational structures developed on the NW flank of Los Mansuetos mesa and along the Rio Seco Creek, where dissolution of Triassic evaporites has caused the downward flexure of the overlying Mio-Pliocene formations (Fig. 2). The subsidence phenomenon has produced a synform and a monocline, the crest of which is affected by a keystone graben 1.7 km long with conspicuous geomorphic expression. This

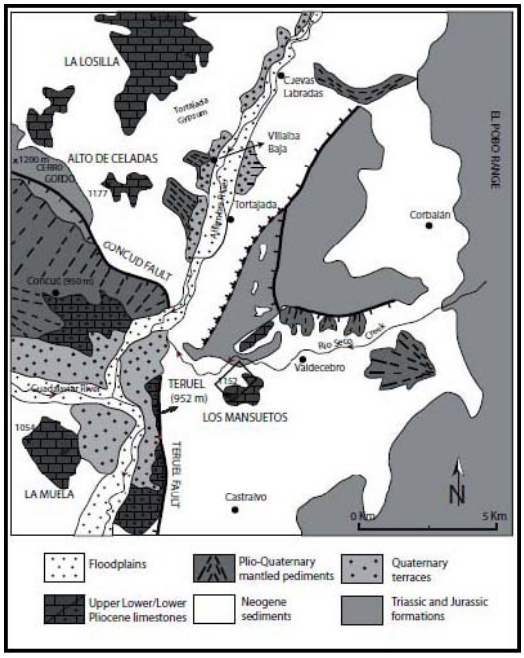


Fig. 1: Geological setting of the study area (inset rectangle) in the Teruel Neogene Graben.

extensional structure accommodates the shortening (excess in space) of the Neogene cover caused by sagging in the adjacent syncline. An additional interest of these peculiar structures is that they affect the fossil-rich sections proposed for the stratotype of the Turolian, a Mediterranean Neogene continental stage (Calvo et al., 1999).



Fig. 2: General view of the NE sector of the Rio Seco gravitational syncline and monocline, the latter affected by a crestal graben, indicated by arrows. The image shows NE periclinal termination of the synform.

METHODOLOGY

Initially, a detailed 1:5.000 scale geological map of the study area was produced including information on the stratigraphy, structure, geomorphology and Quaternary deposits. The geological map of Los Mansuetos produced by Calvo et al. (1999) constituted a highly useful reference document. In a subsequent phase, 4 sediment-filled troughs associated to sackung-like uphill-facing fault scarps were investigated by GPR with a 100 MHz antenna (Fig. 3). Three trenches 13-16 m long and up to 2.5 m deep were excavated with a tracked hydraulic excavator in the depressions associated to three different antislope fault scarps (Fig. 4). Material datable by the radiocarbon method (snails, charcoal and wood) was collected in the excavated deposits.

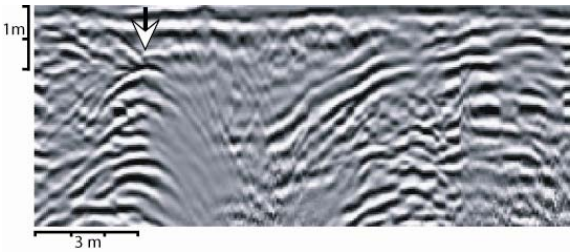


Fig. 3: GPR profile acquired across the antislope scarp and depression where trench 1 was excavated, exposing a half-graben structure. Arrow points to the master antithetic fault expressed as a hyperbole. Note tilted reflectors to the right.

INTERPRETATION AND DISCUSSION

The interpretation of the trenches indicates that:

(1) One of the trenches showed a half-graben structure whereas the other two a complex horst and graben structure.

(2) Two trenches displayed conclusive evidence of episodic displacement (upward fault truncation, colluvial wedge), whereas the other is ambiguous concerning its kinematic interpretation.

(3) The three investigated sackung troughs are late Holocene in age (<4 ka).

(4) Available data indicate average vertical displacement rates of the order of 0.4-09 mm/yr in these structures, higher than the expected values for tectonic faults in this intraplate area. Here, extensional deformation is partitioned in multiple faults.

(5) A minimum of 2 and 3 faulting events have been inferred from the geometrical relationships of two trenches, with an average recurrence of less than 2 ka. Minimum average displacement per event estimated for these two antislope scarps, less than 0.5 km long, is 0.65 m and 1 m. These values are much higher than those expected for tectonic faults of similar length.

The findings of our work reveal that gravitational faults related to evaporite dissolution may have episodic kinematics. Ruling out this possibility when trying to differentiate between seismogenic and nonseismogenic faults in evaporitic regions may lead to significant seismic hazard overestimations.



Fig. 4: Uphill-facing scarp in the background (arrow) of the crestal graben and trench excavated across an antithetic fault scarp and the associated depression.

References

Calvo, J.P., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., van Dam, J. & Gutiérrez Santolalla, F. (1999). Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones papa la definición del estratotipo del Turoliense. *Geogaceta,* 25, 55-58.

Gutiérrez, F. (1998). *Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Calatayud*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España), 569 pp.

Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P. & Guerrero, J. (2008). Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Range (NE Spain). *Geomorphology*, 102, 1, 21-42.

ANÀLISI DE LA PROCEDÈNCIA DE CLASTES COM A EINA PER A OBTENIR LA VELOCITAT DE LLISCAMENT D'UNA FALLA ACTIVA. EXEMPLE A LA FALLA D'ELSINORE (CALIFÒRNIA)

E. Masana (1), T. Rockwell (2) i P. Stepancikova (3).

(1) Dpt. de geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. eulalia.masana@ub.edu
(2) Dpt. of Geological Sciences, San Diego State University, 5500 Campanile Dr. San Diego, CA 92182-1020
(3) Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 18209 Prague 8,Czech Republic.

Abstract (Provenance of alluvial fan deposits to constrain long-term offsets along an active fault: the Elsinore fault, California): *The Elsinore fault is part of the San Andreas fault system (southern California). Its slip rate is believed to be low in the south (1-2 mm/yr). However, the fault is well-expressed in the geomorphology which argues for a reassessment of the long-term rate. We used airborne LiDAR dataset to map alluvial offsets in the Coyote Mountains. We identified numerous offset features, (rills, channel bars, channel walls, alluvial fans, beheaded channels). For the larger offsets, we recognize that older alluvium that is offset greater amounts is commonly buried beneath younger pulses of alluvial fan deposition, and are separated by buried soils. To determine the actual source canyon of each alluvial fan generation, we quantified the clast assemblage of each source and alluvial fan on both sides of the fault (more than 300 countd at each site) which allowed us to resolve the long-term offset.*

Palabras clave: Falla d'Elsinore, separació dextral, comptatge de litologia de còdols, slip-rates
Key words*: Elsinore fault, dextral offset, pebble lithological counting, slip-rates*

INTRODUCCIÓ

La falla Elsinore-Laguna Salada, al sud de Califòrnia forma part de la zona de falla de San Andres (SAF), que s'extén al llarg de 250 km des de la conca de Los Angeles, cap al sud fins a Mèxic (falla de la Laguna Salada) (Fig. 1). La velocitat de lliscament de la falla d'Elsinore ha estat considerada baixa (en comparació a la resta de falles del sistema) d'acord amb dades INSAR recents. Estudis també recents a Fossil Canyon suggereixen que la velocitat està en el rang dels 1-2 mm/a. Tot i així, l'expressió geomorfològica de la falla és molt evident i indica una activitat més accentuada a la zona de les muntanyes Coyote. Això fa necessària una re-evaluació de la velocitat de la falla que a llarg termini podria se més elevada en aquesta branca del sistema SAF.

METODOLOGIA

En aquest estudi s'han utilitzat les dades LIDAR recentment adquirides (EarthScope Southern and Eastern California, SoCal) disponibles a OpenTopogrpahy.org. Aquestes dades s'han utilitzat per a cartografiar separacions en ventalls al·luvials disposats al peu de les muntanyes Coyote, limitades al SW per la falla d'Elsinore.

S'han re processat els núvols de punts LIDAR per a produir models digitals del terreny amb pas de malla de fins a 0,25 m (tot i que s'ha treballat en general amb pas de malla de 0,5 m). S'ha treballat amb diferents *hillshades* modificant l'angle d'insolació i s'han comparat diverses versions del model digital per a cartografiar amb la màxima precisió els diferents elements geomorfològics afectats per la falla (traça de la falla, fons de canals, límits dels ventalls, barres, etc). Això ha permès, no tan sols detectar les dislocacions al llarg de la falla principal, sinó també al llarg de les branques menors de la falla, que també contribueixen a la dislocació total.

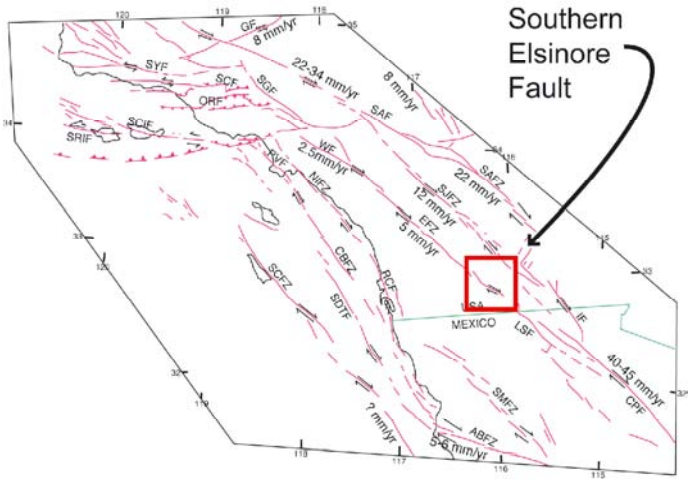


Fig. 1. Mapa de situació de la zona d'estudi.

Per a establir la procedència dels ventalls al·luvials s'ha aplicat un mètode de comptatge de còdols que formen part tant dels ventalls al·luvials antics com dels fons de canal actuals que representa la composició de les àrees font que han alimentat els ventalls. Aquest mètode ha consistit en comptar amb una xarxa portàtil un mínim de 300 còdols per a cada estació que s'ha considerat representatiu de la composició mitjana de cada unitat. Això ha permès establir quines han estat les zones font de cada unitat de ventall al·luvial. Aquest mètode ha estat possible gràcies al fet que la litologia de les diferents àrees font dels ventalls al·luvials és prou variada d'una conca a l'altra. Les litologies de còdols tingudes en compte han estat limitades (marbre, pegmatita, granit, gneis, esquist, amfibolita, andesita i altres).

RESULTATS

S'han observat fins a nou generacions de ventalls al·luvials (Q1per a la més recent i Q9 per a la més antiga) quatre de les quals son molt recents i lligades als canals actuals. Algunes d'aquestes generacions es troben encaixades i d'altres es troben sobreposades.

Alguns canals encaixats sobre aquests ventalls al·luvials s'observen dislocats, en diferent mesura en funció de la generació. Aquest efecte permet analitzar la distribució temporal de la dislocació. Per altra banda dins d'una mateixa generació de ventalls s'han pogut mesurar diverses dislocacions i això ha permès analitzar la distribució espacial de la dislocació al llarg de la falla. Les dislocacions més recents afecten 1) la morfologia en barres dels canals braided de la generació just anterior a la actual de ventalls, 2) els marges dels Canals, 3) els fons dels Canals, 4) la superfície dels ventalls al·luvials. En alguns casos s'observen canals sense capçalera repetidament abandonats i desplaçats per la falla lateralment.

La composició dels ventalls al·luvials es correspon a la de les àrees font en els ventalls de generacions 1 a 4. A partir de la generació 5 no es corresponen amb les àrees font que actualment connecten el ventall al·luvial amb la font indicant dislocacions més importants controlades pel moviment dextral de la falla que son suficientment grans per a permetre desconnectar el ventall de la seva font original (exemple a la Fig. 2). Aquestes dislocacions son d'entre 50 i 200 m per a la generació Q6, d'entre 300 i 350 per a la Q7, de 450 per a la generació Q8 (una sola mesura) i de 800 m per a la generació Q9 (una sola mesura). L'edat d'aquestes generacions de ventalls és incerta per ara. Tot i així, com a exercici mentre no es disposi de datacions a la zona es pot fer una correlació amb el ventall datat més al sud (datació mitjançant carbonat edàfic que precipita en els clastes d'uns ventalls al·luvials, Fletcher et al, 2011). Segons aquesta edat, i d'acord amb les separacions observades, la velocitat de lliscament de la falla seria d'entre 2 i 4 mm/a. La distribució del salt que s'observa és força homogènia al llarg de la zona estudiada. Aquests resultats corroboren que la falla d''Elsinore és activa en la seva part meridional i que cal tenir-la en compte en els càlculs de perillositat sísmica.

Es preveu (ja s'han mostrejat per a datacions i s'ha iniciat el procés da cartografia més al nord) de fer mesures en la zona analitzada amb U/Th edàfic que han de permetre reduir la incertesa en les dades de velocitat de la falla.

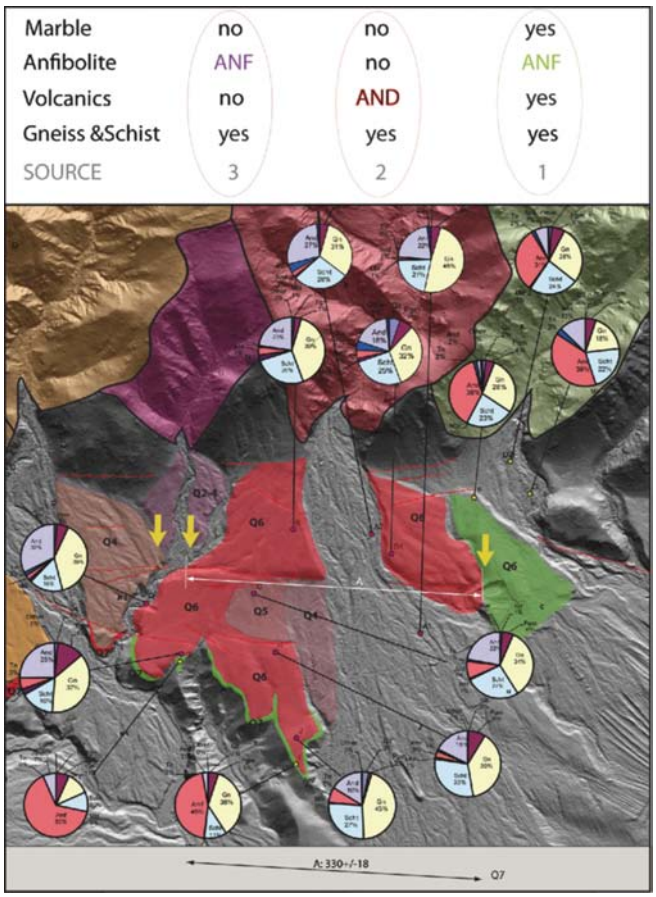


Fig 2. Exemple del tipus de dades obtingudes al llarg de la falla d'Elsinore a partir del comptatge de còdols i la seva atribució litològica. Vegeu com per sota del ventall roig (source 2 conté principalment còdols de roques volcàniques, gneissos i esquistos) ,hi aflora un ventall que té una litologia corresponent a una conca de drenatge verda (source 1 que conté còdols principalment de Amfibolites, algun marbre, alguna roca volcànica i força esquists i gneisos), situada més a la dreta (La composició de cada font està esquematitzada a la part superior). Això posa en evidència el comportament dextrogir de la falla i permet acotar la quantitat de dislocació que imprimeix a cada generació de ventqalls. Finalment, amb estimacions de l'edat per correlació d'aquestos es pot suggerir la velocitat de lliscament de la falla (de forma temporal fins a properes datacions a la zona).

Referències bibliogràfiques

Fletcher, K.; Rockwell, T. & Sharp, W. (2011): Late Quaternary slip rate of the southern Elsinore fault, Soithern California: Dating offset alluvial fans via 230^{Th}/U on pedogenic carbonate. *Journal of Geophysical Research*, 16, doi: 10.1029/2010 jf00170

GEOMORPHOLOGIC RESPONSE TO THE CARBONERAS AND PALOMARES FAULT ACTIVITY IN SIERRA CABRERA, SE BETICS

F. Giaconia (1), G. Booth-Rea (1), J.M. Martínez- Martínez (1). J.M. Azañón (1) and J.V. Pérez-Peña (1)

(1) Dpto. Geodinámica, Insituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Capmus Fuentenueva S/N, 18002, Granada, Spain. flavio@ugr.es

Resumen (Respuesta geomorfológica a la actividad de las fallas de Carboneras y Palomares en Sierra Cabrera, Béticas SE): *La actividad cuaternaria de las fallas de Carboneras y Palomares modifica la red de drenaje y por lo tanto la morfología de la Sierra Cabrera . En este trabajo se realiza un análisis morfométrico (cálculo de la sinuosidad de los frentes montañosos, el factor de asimetría en cuencas de drenaje, curva e integral hipsométrica, perfiles longitudinales de los cauces, y el índice SLk). Ambas zonas de falla reflejan una actividad muy reciente produciendo frentes montañosos poco sinuosos, altos valores de asimetría en las cuencas próximas a las fallas, curvas hipsométricas convexas, perfiles de ríos con varios "knickpoints" y anomalías de SLk correlacionables con la actividad tectónica cuaternaria.*

Key words: active tectonics; geomorphic indices; Carboneras fault; Palomares fault
Palabras clave: *tectónica activa; índices geomorfológicos; falla de Carboneras; falla de Palomares*

SITUATION

In regions affected by Quaternary and present-day tectonic activity with low/moderate deformation rates, geomorphologic and geologic data provide some of the best approaches to detect and characterize active tectonics. Here we present new geomorphic data from Sierra Cabrera and the surrounding Neogene basins (Sorbas-Tabernas, Vera and Carboneras basins) in the northernmost outcrops of the Carboneras fault (Fig. 1). Furthermore in order to detect present tectonic activity in the area and to define the tectonic control on the current relief qualitative and quantitative geomorphic analyses were conducted.

The most important faults in the southeastern Betics are the sinistral strike-slip Carboneras and Palomares fault, with NE/SW and NNE/SSW strike, respectively, and the conjugate Gafarillos dextral fault that has an E/W to WNW/ESE strike (Barragán,

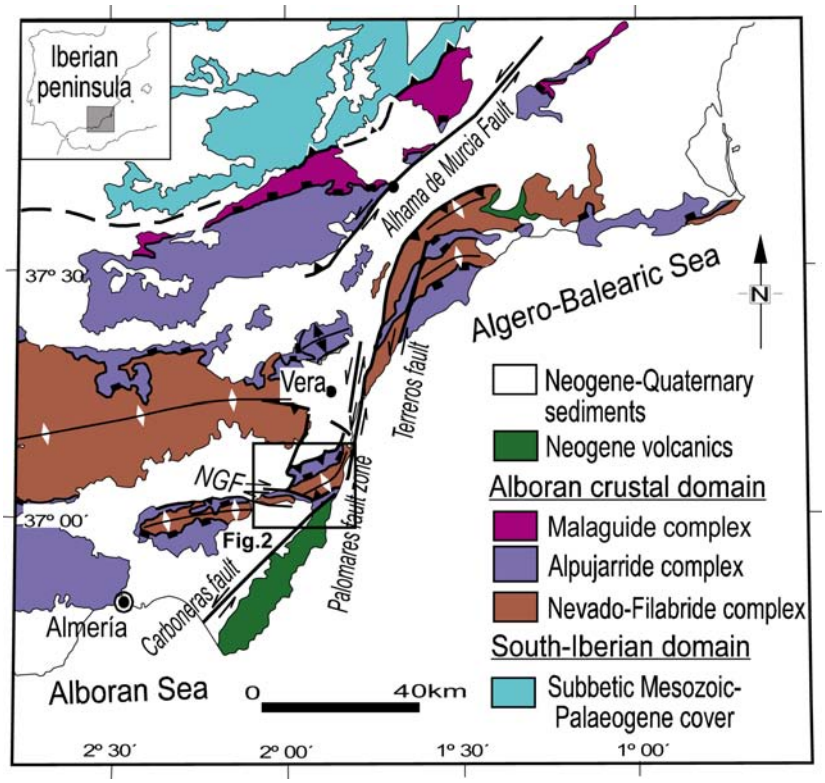


Fig. 1: Structural scheme of the study area; NGF: the North Gafarillos fault.

1997; Bell et al., 1997; Huibregtse et al., 1998; Jonk & Biermann, 2002; Fig. 1). All these faults merge in the Sierra Cabrera area and have been active since the Miocene until present in response to NW-SE convergence between Africa and Iberia (Bell et al., 1997; Booth-Rea et al., 2004). Displacement along the westernmost segments of the Palomares fault has been accommodated by the Cabrera reverse fault in the Sierra Cabrera northern mountain front. The northern termination of the Carboneras fault in the southeastern Sierra Cabrera mountain front also produces important relief, suggesting an active transpressive regime for this segment of the fault zone.

METHODOLOGY

Qualitative analyses were focused on topographic, longitudinal river, and ridge-line profiles, drainage network, and finally on spatial distribution of drainage basins and their geometric relationships. Quantitative analyses were conducted calculating the following geomorphic indices: mountain-front sinuosity (*Smf*), drainage basin asymmetry factor, basin hypsometric curve and integral, ridge-line profiles and the stream-length gradient index normalized by the graded river gradient (*SLk* index). These analyses were performed with the aid of several maps such as the *Slk* and the minimum bulk erosion map.

RESULTS

Qualitative results:

-Most of 4 and 5 order streams in the Sierra Cabrera southern slope show deflections congruently oriented with an ENE-WSW to E-W main direction. In addition main streams become progressively sub-parallel to the Carboneras fault close to it.

-Western and central basins of the Sierra Cabrera northern slope, both at the watershed and at the foot, are advancing southwards by headward erosion. Instead eastern basins of the southern slope seems to be advancing northward by headward erosion.

Quantitative results:

-Sierra Cabrera shows more generations of mountain fronts having a common trend E/W to NE/SW and showing low values of *Smf.*

-Drainage basins showing the highest asymmetry values occur in the eastern termination of the ridge and in the central part of its northern slope.

-The youngest basins with convex hypsometric curves are locally found at the foot of northern and southern slopes of the ridge. Basins with complex hypsometric curves are recognized only in the northern slope indicating foot-rejuvenation processes.

-Streams with convex profiles occur locally in the northern slope of the ridge. Most of the streams located in the southern slope show knickpoints at the foot, meanwhile streams in the northern slope show knickpoints both at the foot and the head.

-The minimum bulk erosion map shows that basins in the southern slope of the ridge are the most ddissected in the area, although also basins occurring in the northern slope show high values.

-The SLk map shows at least 4 high SLk anomalies (Fig. 2). Anomaly 1 bounds the foot of the Sierra Cabrera northern slope having an ENE-WSW main strike. Anomalies 2 and 3 are located on the southern slope and show an NE-SW elongated shape although irregular.

CONCLUSIONS

The southern Palomares fault-zone reverse-strands, producing an important uplift of its southern block (the Sierra Cabrera northern slope) seems cause the

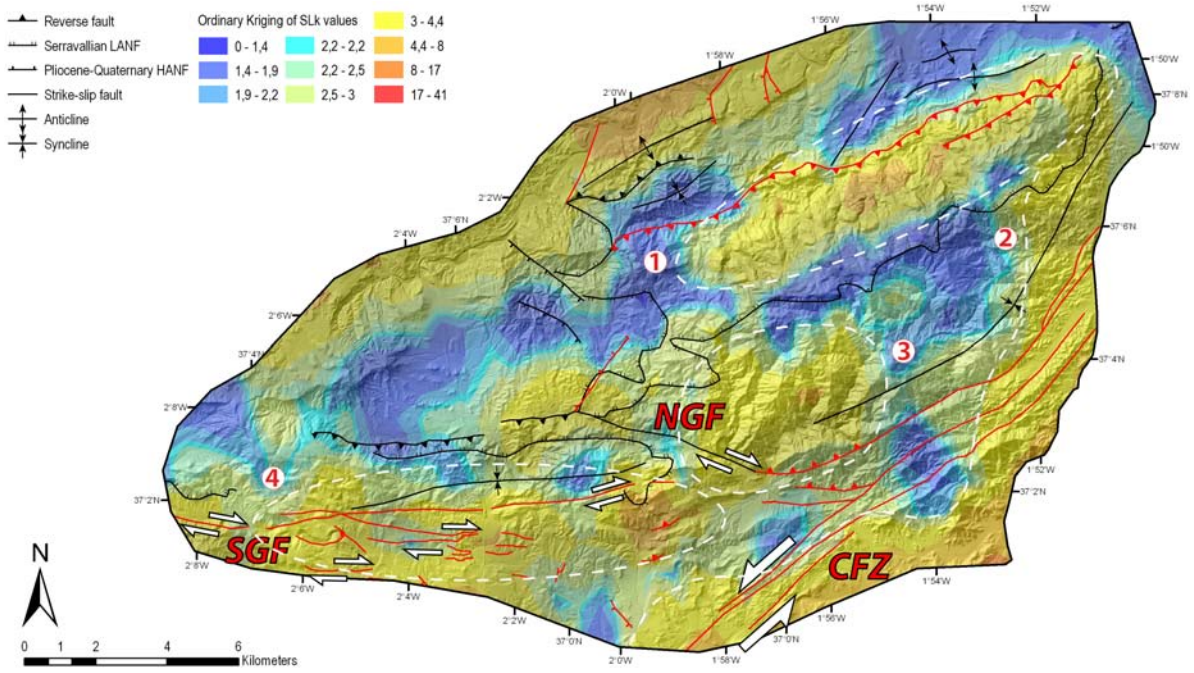


Fig. 2: SLk map where in red the tectonic structures active during Quaternary of Sierra Cabrera and Polopos are shown: the Carboneras Fault Zone (CFZ); the North Gafarillos fault (NGF); the Palomare Fault Zone (PFZ) after Both-Rea et al. (2004).

occurrence of a high *SLk* anomaly that bounds the northern front of the ridge. Other geomorphic evidence of such tectonic activity are: a) low *Smf* values of the northern front; b) the occurrence of basins with complex and S-shaped hypsometric curve geometry; c) "foot-rejuvenation" of the northern slope streams that locally display knickpoints; d) and finally drainage basins showing high bulk erosion values just to the south of the fault.
The high *SLk* anomaly located at the southern slope of the ridge will be associated to reverse and sinistral strands northern of the Carboneras fault-zone that produce an uplift of its northern block. This tectonic activity is also supported by the low *Smf* values of the southern front and anomalous drainage features such as knickpoints and deflections.

The qualitative and quantitative geomorphic analyses conducted in this work suggest that the reverse strands of the southern Palomares fault zone and the northern Carboneras fault zone have been tectonically active during the Quaternary.
Typically these fault systems trigger *Smf* values lower than 1.4, high basin asymmetry values with an asymmetry direction that give information about tilting and fault propagation, basins with convex and complex hypsometric curves, streams with convex and concave-convex profiles eventually with knickpoints and deflections, high bulk erosion values, and finally SLk anomalies.

Acknowledgment: This study was supported by research projects CGL2008-03249/BTE, TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO2010 from the Spanish Ministry of Science and Innovation and MMA083/2007 from the Spanish Ministry of Environment.

References

Barragán, G., (1997). Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 300 pp.

Bell, J.W., Amelung, F., King, G.C.P., (1997). Preliminary late Quaternary slip history of the Carboneras fault, southeastern Spain. Journal of Geodynamics, 24, 51-66.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Azor, A., García-Dueñas, V., (2004). Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares fault zone (southeastern Betics, Spain). Journal of Structural Geology, 26/9, 1615-1632.

Huibregtse, P., van Alebeek, H., Zall, M., Biermann, C., (1998). Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basins: constraints for the Neogene displacement history of major strike-slip faults in the Betic Cordilleras, SE Spain. Tectonophysics, 300, 79-101.

Jonk, R., Biermann, C., (2002). Deformation in Neogene sediments of the Sorbas and Vera Basins (SE Spain): constraints on simple-shear deformation and rigid body rotation along major strike-slip faults. Journal of Structural Geology, 24(5), 963-977.

TECTONIC-GEOMORPHOLOGY OF THE NE BORDER OF THE GRANADA BASIN. INTERACTIONS BETWEEN ACTIVE FOLDING AND FAULTING)

J.V. Pérez Peña (1), J.M. Azañón (1,2), A. Azor (1), J. Delgado (3) y A. Jiménez Gutiérrez (1)

(1) Dpto. Geodinámica, Universidad de de Granada. Avda. Fuentenueva s/n, 18071, Granada. vperez@ugr.es
(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC). Avda. Fuentenueva s/n, 18071, Granada.
(3) Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, 23071 Jaén.

Resumen (Geomorfología tectonica del borde NE de la Cuenca de Granada. Interacciones entre plegamiento y fallamiento activo): *La evolución del relieve en la cuenca de Granada está íntimamente ligada con la tectónica activa en la misma. En el borde NE de esta cuenca, la red de drenaje está fuertemente encajada y revela dos estadios diferentes; una primera fase con encajamiento incipiente, y una segunda fase (red actual) con fuerte encajamiento sobre una superficie de glacis constituida por una calcreta laminar de 40 ka, dando tasas de incisión en torno a los 3 mm/año. Tanto la calcreta como la primera fase de drenaje están afectadas por pliegues activos de dirección N70E. Las tasas de erosión actuales y la evolución del relieve responden a un levantamiento diferencial durante el Cuaternario debido a una compartimentación de la cuenca por la actividad de fallas normales NO/SE, y sugieren que pliegues y fallas normales responden a mecanismos diferentes.*

Palabras clave: geomorfología tectónica, red de drenaje, MDE, cuenca de Granada
Key words*: tectonic geomorphology, drainage network, DEM, Granada basin*

INTRODUCTION

The Granada basin is one of the largest Neogene-Quaternary continental basins of the Betic Cordillera (SE Spain). The basin infilling began in the late Tortonian (ca. 8.5 Ma) and continued until the Pleistocene.

The Granada basin presents a system of NW-SE trending normal faults limiting the NE border of the basin (Cubillas area), in the center of the Granada basin, and southwestwards in the contact with Sierra Nevada. These faults are the most active faults within the basin, and responsible of the most instrumental seismicity. Sanz de Galdeano et al. (2003) proposed moderate long-term slip rates of ~0.25 mm/yr for these faults; nevertheless more recent studies suggest higher slip rates. Reinhardt et al. (2007), based in river incision rates in the western Sierra Nevada, proposed a base level fall of 50 m in the last 21 ka, part of which could be related with the Quaternary activity of the NW-SE normal systems faults.

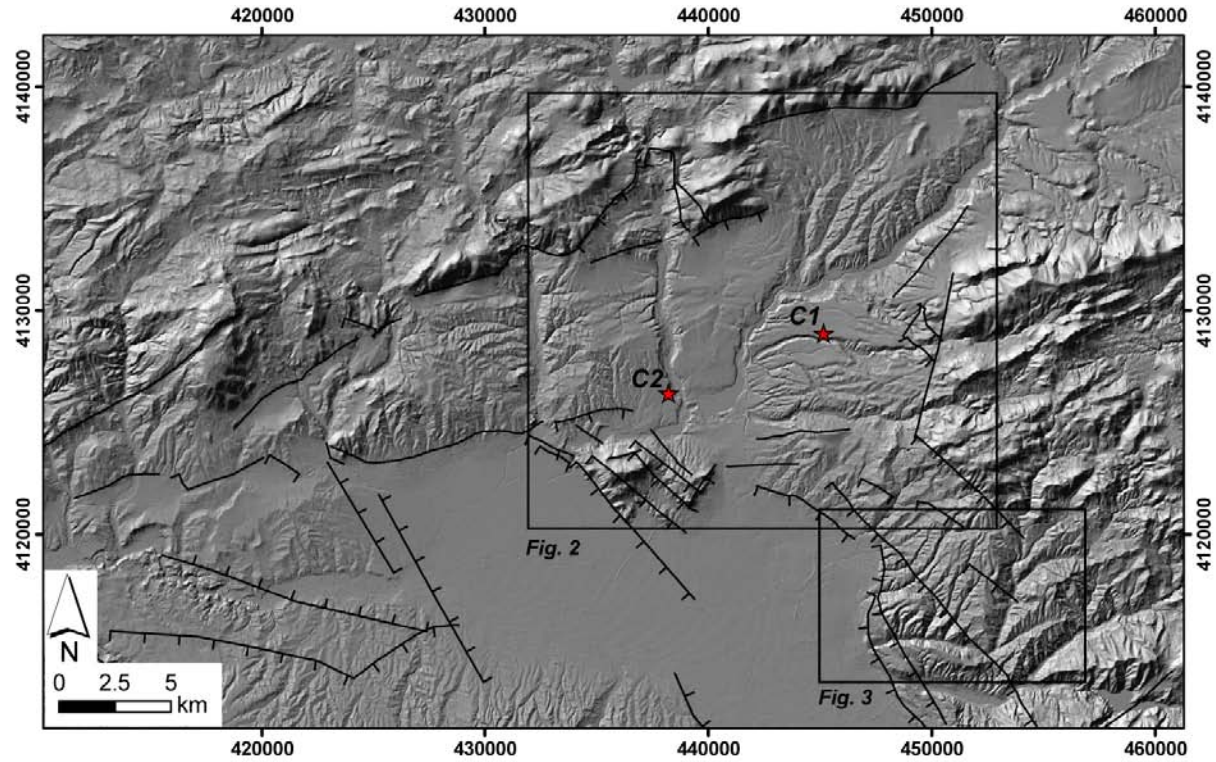


Fig. 1: Digital Elevation Model of the NE border of the Granada sedimentary basin. The main active faults are drawn. The location of the U/Th dating (C1 and C2 are indicated).

The capture of the internal drainage of the Granada basin and the change to exoreic conditions was not simple. García-Alix et al. (2009) proposed that the western Granada basin (Cacin river) was captured first in the latest Pliocene – earliest Pleistocene. However, sedimentation continued during the Pleistocene in the center and eastern Granada basin, related with active depocenters. Therefore, the its directed E-W drainage. Pérez-Peña et al., (2009, 2010) proposed that this erosion pattern is controlled by the Quaternary activity of the NW-SE normal faults, being river incision restricted to the footwalls.

DRAINAGE NETWORK IN THE NE BORDER OF THE GRANADA BASIN

A concise analysis of the river network in the NE corner of Granada Basin reveals the existence of two stages of drainage development (Fig. 2).

The first stage is characterized by abandoned channels slightly incised in Quaternary sediments and the second corresponds with the present day river network that is strongly incised (Fig. 3). The local base level for present day river network coincides with a flat surface in the centre of Granada central and western part of the basin must be captured latter, probably in the late Pleistocene. Since the capture of the Granada basin, the drainage network has eroded its sediments, although not with a headward erosion pattern. River incision is more prominent in the NE border of the basin (Cubillas area), and the Genil river shows practically no incision in the center of the basin along basin where Pleistocene-Holocene sediments crop out. The presence of these abandoned channels 100 meters up to the actual network (Fig. 4) indicates a rapid active uplift in this area during Upper Pleistocene-Holocene times that prevented a normal adaptation to the present river network. The calcrete and the first drainage network are affected by N N70E striking open folds, which are also visible in seismic profiles affecting the whole neonege sediments. These open folds are formed by an NW-SE general compression setting, as in other parts of the cordillera (Pedrera et al., 2009). Longitudinal profiles over the calcrete show that these N70E open folds deform the calcrete surface (Fig. 2). The first drainage network also shows deflected streams adapting to the open syncline (Fig. 2).

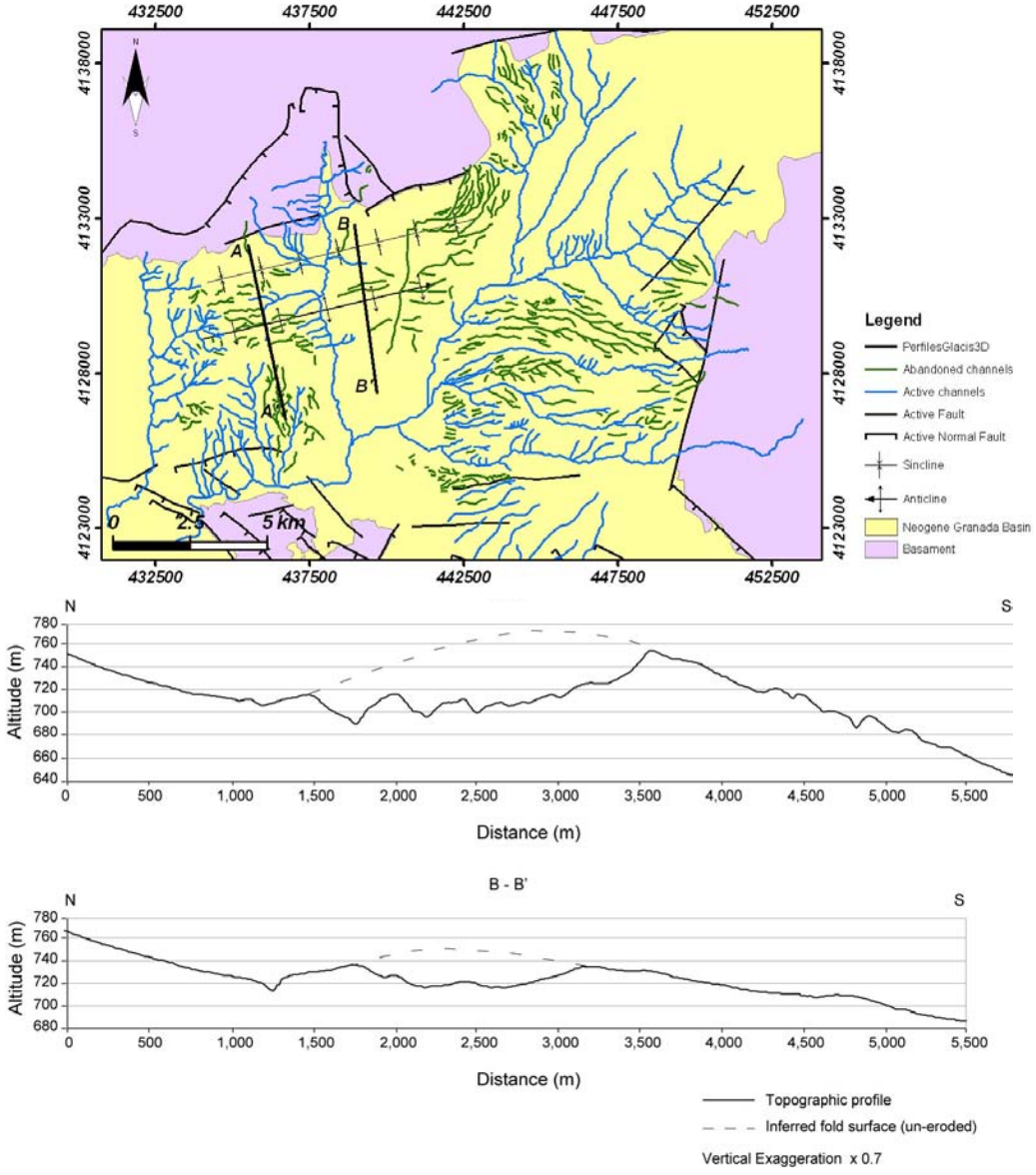


Fig. 2: Active and abandoned channels in the NE border of the Granada basin. The calcrete surface and the channel of the first stage are deformed by N70E open folds.

In an area located westward of the Granada city we used Airborne Light Detection and Ranging (LIDAR) to gather high-resolution elevation data. With these elevation data we interpolated a Digital Elevation Model of 2x2 meters of resolution for the Darro river watershed. This model shows the presence of a rejuvenation erosion wave in the drainage network of this area. This erosion wave is viewed in the landscape as deeper incised channels with very high slopes. Therefore, the rejuvenated zone can be delimited by mapping the landscape inflection marked by the highest slopes. The local base level for this erosion wave is located in the footwall of the NW-SE normal faults of the Granada basin, and probably it was generated as a response to a base level fall caused by the activity of these normal faults.

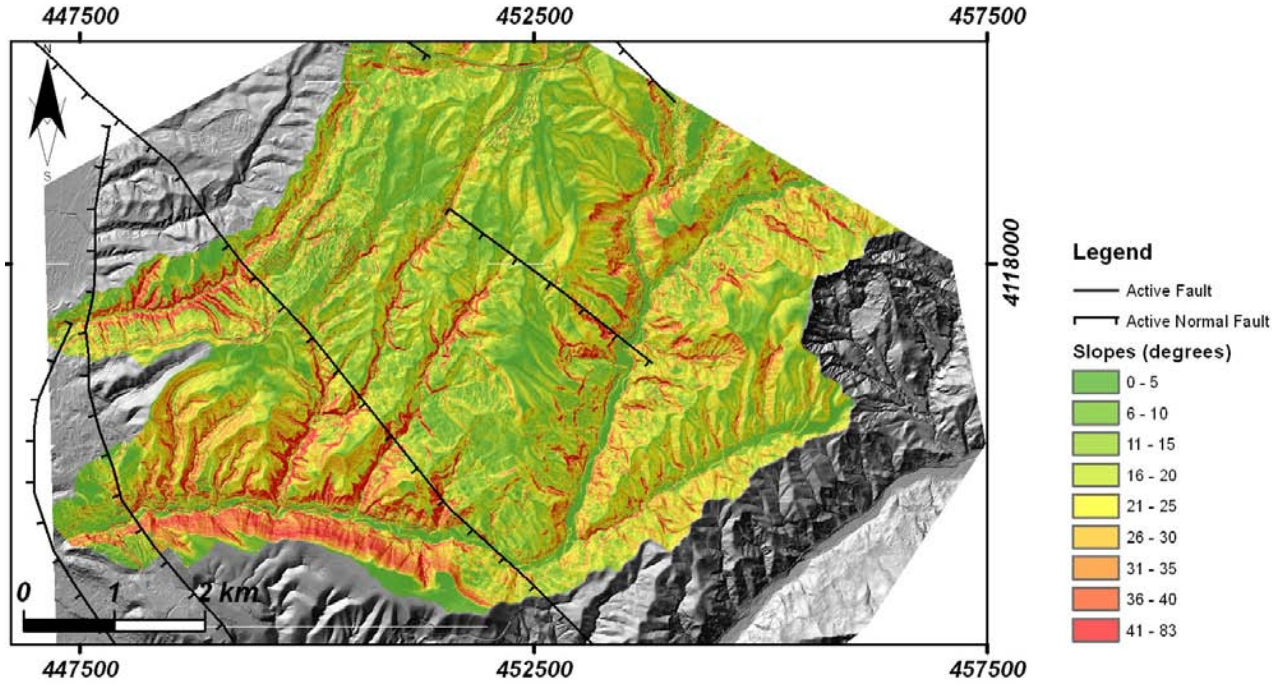


Fig. 3: Digital Elevation Model (2x2 m) obtained from LIDAR data. The slopes showed the advance of an incision wave with a base level coinciding with the NW-SE striking normal faults

NEW GEOCRONOLOGICAL DATA

Two samples (C1 and C2) from the top of the calcrete in the NE border of the basin (Fig. 1) were collected and dated by the U/Th method. We used four coeval sub-samples for C1, but only two were available for C2. In order to date the laminar layer of the calcrete we applied the total-sample dissolution (TSD) technique for dating impure carbonates. The resulting U/Th ages for the two samples were 40 ± 4 ka and 38 ± 7 ka for C1 and C2 respectively.

DISCUSSION AND CONCLUSSION

By using the ages of the calcrete it is possible to estimate an incision rate for the late Pleistocene to present-day time span. The resulting incision rate of 2.5 mm/yr, although high, is the order of the incision rates calculated recently for the western border of Sierra Nevada mountain range (located few kilometers southwards) of 5 mm/yr, and the maximum incision rates calculated in the neighboring Guadix-Baza basin (4 mm/yr) (Pérez-Peña et al., 2009). The western border of Sierra Nevada mountain range is bounded by NW-SE striking normal faults. These faults, although are not straight connected to the ones of the NE of the Granada basin, belong to the same SW-directed extensional system, and present the highest slip rates in the central Betic Cordillera. The incision rates of the western Sierra Nevada and the NE border of the Granada basin are probably due to a Quaternary activity of these normal faults that, in turn, caused a base level fall for the erosion and high river entrenchment in the foot walls.

The Granada basin is located in the hanging wall of the aforementioned SW-directed extensional system being thus subjected in a great extent to Quaternary subsidence.

The Granada basin also shows in its NE border active open N70E folds affecting both, the calcrete surface and the first state drainage network. These folds are in agreement with a general NW-SE compression setting (Pedrera et al., 2009). Nevertheless, the extensional features are more prominent in this part of the basin, thus suggesting that the extensional and the compressional features respond to different mechanisms

REFERENCES

Garcia-Alix , A., Minwer-Barakat, R., Suarez, E.M., & Freudenthal, M. (2009). Small mammals from the early Pleistocene of the Granada Basin, southern Spain. Quaternary Research 72, 265-274.

Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M. & Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* 105, 218-231.

Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Azor, A., Tuccimei, P., Della Seta, M. & Soligo, M. (2009). Quaternary landscape evolution and erosion rates for an intramontane Neogene basin (Guadix-Baza basin, SE Spain). *Geomorphology* 106, 206-218.

Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón J.M. & Keller, E.A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes

and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74-87.

Reinhardt, L.J., Bishop, P., Hoey, T.B., Dempster, T.J., & Sanderson, D.C.W. (2007). Quantification of the transient response to base-level fall in a small mountain catchment: Sierra Nevada, southern Spain. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 112, F03S05.

Sanz de Galdeano, C., J. A. Peláez-Montilla, & C. L. Casado (2003). Seismic potential of the main active faults in the Granada basin (southern Spain), *Pure Appl. Geophys.*, 160(8), 1537-1556

.

SESIÓN 4: PENEPLANOS Y ALTIPLANOS, SUPERFÍCIES DE EROSIÓN Y RAÑA.

SESSIÓ 4: PENEPLANS I ALTIPLANS, SUPERFÍCIES D'EROSIÓ I RANYA

DATACIONES CON ISOTOPOS COSMOGENICOS (21Ne): EVOLUCIÓN DEL RELIEVE ANDORRANO EN EL CUATERNARIO Y TASAS DE EROSIÓN (PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES).

V. Turu (1), J.R. Vidal-Romaní (2) y D. Fernández-Mosquera (3)

(1) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, Andorra la Vella AD 500, Principat d'Andorra. igeofundacio@andorra.ad
(2) Instituto Universitario de Xeoloxia. Universidade da Coruña. Edificio Servicios Centrais de Investigacion. Campus de Elviña. 15072. A Coruña. Spain

Abstract (First Terrestrial Cosmogenic Nuclide ^{21}Ne chronology in Andorra (Southeastern Pyrenees). A landscape Quaternary evolution): *A total of six ^{21}Ne TNC results from glaciated humps from the Andorran valleys are here shown, rangin between 59 Ka and 1,189 Ma. A complex exposure evolution of the samples are espected here directly related to the distance to the glacial cirques. The repeated glacial burial effect along the Quaternary, inversely related with the nucleogenic content of the samples, allows us the possibility that the andorran valleys where formed on the Early Quaternaire.*

Palabras clave: Dataciones, cosmogenicos, Cuaternario, ^{21}Ne
Key words*: Dating, Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN), Quaternary, ^{21}Ne*

INTRODUCCIÓN

En septiembre 2002 se procedió al muestreo de diversas superficies de erosión y bloques morrénicos para su datación mediante neón y berilio cosmogénicos (^{21}Ne, ^{10}Be), con el objetivo de datar las fases del último ciclo glaciar que se suponía habían formado el relieve de los valles andorranos. Los resultados obtenidos en 2004 mediante neón difirieron espectacularmente de los esperados, haciéndose necesaria la espera de la publicación de los resultados obtenidos. Gracias a los estudios geofísicos de Pous et al. (1995), las dataciones por termocronología efectuadas por Fitzgerald et al. (1999) y Sinclair et al. (2005) en los Pirineos centrales, que junto con las dataciones U-Th/He realizadas por Gunnell et al. (2008) en los Pirineos orientales han permitido a Calvet y Gunnell (2008) explicar la formación del relieve de esta parte de los Pirineos.

SITUACIÓN Y RASGOS FISIOGRÁFICOS

La superficie de los Pirineos andorranos es de unos 468 Km^2 y se subdivide en una vertiente Atlántida (19,5 Km^2) y una mediterránea (448,5 Km^2) que desagua al río Segre por medio de su afluente Valira, el cual a su tiempo está formado por el Valira del Nord y el Valira d'Orient. Los puntos más altos y bajos de los valles de Andorra varia entre 2.942 m (pico de Coma Pedrosa) y los 838 m (frontera hispano-andorrana). Geológicamente Andorra se emplaza en el pirineo axial con litologías metasedimentárias prehercínicas y granitoides tardihercinianos. Las características geomorfológicas a destacar son básicamente dos, las superficies de erosión somitales y las formas glaciares (circos y valles). Respecto a las primeras hay que decir que generalmente presentan una cierta pendiente y las acciones morfogenéticas principales que se desarrollan en ellas son periglaciares (Vilaplana, 1984; Gómez-Ortiz, 1996). La incisión glaciar se produjo a partir de aparatos glaciares instalados en valles fluviales preexistentes que produjeron su ensanchamiento y una verticalización de los mismos (Vilaplana, 1984). En cabecera se formaron importantes circos glaciares que aprovecharon el relieve de superficies de erosión de orden menor (Prat, 1980). La sobreexcavación de los circos varia de un lado a otro de los Pirineos (Calvet et al., 2008), siendo ésta más fuerte en el oeste que en el este.

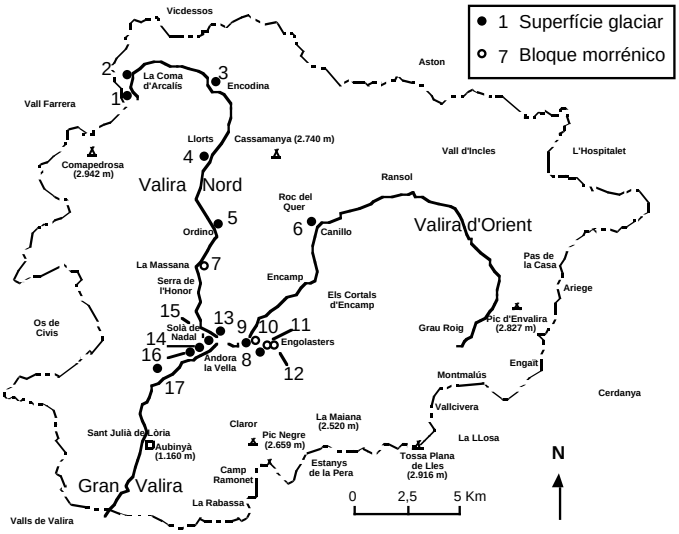


Fig. 1: Situación del muestreo efectuado. Se presentan en esta comunicación la discusión de los resultados de las muestras 1, 3, 5, 6, y 13.

INSTALACIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA

La elevación de los Pirineos ya desde el Eoceno creó fuertes desniveles entre los frentes montañosos y la depresión del Ebro, especialmente entre los 39 y 30 Ma (Gunnell et al. 2009). La red hidrográfica descendiente de la zona emergida creó paleomorfologías de crestas y depresiones que fueron llenadas por material detrítico, anterior a los 37 Ma (Priaboniense) datado en el yacimiento de Sosís (La Pobla de Segur) el cual tiene todavía tres abananicos aluviales por debajo (López et al. 1998), prolongándose hasta entrado el Mioceno (Birot, 1937). Estos primeros relieves y la red fluvial quedaron regularizados por el depósito de conglomerados de más de 2 Km de espesor (Pessonada, Hortoneda, Llerás, Montsor, Comiols, ...), que en combinación con un largo período de estabilidad tectónica (entre 18 y 12 Ma) produjo la peniplanización de la cadena montañosa con independencia de la área litológica, a excepción de

los Pirineos centrales que se encontraba unos 0,5 Km más elevado por el mayor abultamiento de la raíz litosférica en el centro del orógeno (Gunnell *et al*., 2008). Aquí a partir de aproximadamente 12 Ma se produce el adelgazamiento de la litosfera, ya fuere por hundimiento de la raíz litosférica o por su fusión (Pous et al., 1995), lo que comportó una posterior surrección isostática (Gunnell, et al., 2008), afectando de forma desigual la cadena montañosa al existir un decalage de los efectos de la extensión crustal (Pous *et al.* 1995). A partir de este momento las superficies de erosión terciarias (Serrat el al., 1994) del sector axial son levantadas (Puigmal, Calmquerdós, Camp Ramonet, Cap de Marimanya, ...), al igual que las superficies de erosión presentes en el pre-Pirineo (Prada, Carreu, Sant Corneli, Boumort; Peña-Monné, 1983). Esta extensión crustal es especialmente significativa en los Pirineos orientales, con la formación de nuevas cuencas intramontañosas distensivas (graben de la Cerdaña y de La Seo de Urgel) que condicionará una dirección E-W del Segre en su curso alto y al final del cual confluye el Valira, mientras que la falla del Segre, ya entonces formada (Vergés, 2003), marcará la dirección N-S del curso fluvial medio hacia la depresión endorreica del Ebro. La cadena continua elevándose en su conjunto a diferentes ritmos (Calvet y Gunnell, 2008). Entre 12,5 y 8 Ma (García-Castellanos et al., 2003) se produce la obertura de la cuenca del Ebro quedando configurada la actual red fluvial, momento en el cual se acelera la erosión tanto en el ámbito de los Pirineos como de la própia depresión del Ebro que empezará a vaciarse, originando zonas de fuerte sobreexcavación, como la *Plana de Lleida*, debido a la abundáncia de materiales lábiles oligocenos. Posteriormente la desecación del Mediterraneo acontecida en el Messiniano (entre 5,3 y 5,9 Ma) y la formación del delta del Ebro ya desde los últimos 3,5 Ma (Alonso, 2000), marcaran el nivel de base de la cuenca en función de las fluctuaciones climáticas a lo largo del Cuaternario.

LOS VESTIGIOS MÁS ANTIGUOS

Los sedimentos más antiguos reconocidos de la fosa de la Cerdaña-Urgellet corresponden al Vindoboniense (Peña-Monné, 1994), con fauna hominoidea (*Dryopithecus fontani*) reconocida en la Seu d'Urgell (Kordos, 2000) de 13 Ma, edad que se puede asignar para el inicio de la incisión de los valles. Los vestigios sedimentarios más antiguos del Principado afloran al sur del País (Sant Julià de Lòria) y a las puertas de la fosa tectónica de la Seo de Urgel, lejos de los circos glaciares y donde la huella glaciar es menos intensa. También han sido detectados vestigios sedimentarios antiguos en el subsuelo del valle principal (Andorra la Vella y Escaldes-Engordany; Turu y Planas, 2005). Turu et al. (2007) relacionan las últimas generaciones de superficies de erosión con las terrazas fluviales más elevadas del sistema Segre-Valira (SV-T1 y SV-T2), mientras que los niveles fluviales inferiores con el relleno del fondo de valle de Andorra (SV-T3) y el glaciarismo del Pleistoceno superior (SV-T4 y SV-T5). Las dataciones OSL obtenidas por Turu & Peña (2006a) del nivel intermedio sitúan la terraza SV-T3 al principio del Eemiense y final del Riss (125±11,25 Ka), mientras que las dataciones OSL efectuadas en las terrazas superiores (SV-T2 y SV-T1) superan en antigüedad el límite del método de datación utilizado (> 1 Ma). El hallazgo por Turu y Peña (2006b) de medio arco morrénico fronto-lateral adosado a la vertiente del Valira en *Calvinyà* (La Seo de Urgel) relacionado con la terraza SV-T2 permite decir que, el valle principal estaba ya configurado en el Pleistoceno inferior y que actuaba de colector de hielo. Vestigios sedimentarios dispersos en el pueblo de *Aubinyà* (1.160-1.170 m) atestiguan la existencia de antiguos sedimentos fluviales pertenecientes al valle principal (gravas de granito redondeadas, litología alóctona), los cuales se habrían de asociar con el nivel más alto de las terrazas del sistema Segre-Valira (SV-T1), ya que en la misma localidad (pero a una cota inferior, 1.085 m) exitian vestigios de un till subglaciar con gravas de granito antes de la reciente rectificación del trazado de la carretera de Juberri, correlacionable con la terraza SV-T2. Por otro lado en el reconocimiento mediante geofísica del relleno sedimentario de La Massana (Turu et al., 2002), junto con datos de sondeos mecánicos realizados para la ampliación de la carretera general 3 entre la Serra de l'Honor y La Massana, ha sido posible reconocer un paleocauce sinuoso del río Valira del Nord inscrito en el substrato rocoso anterior al relleno sedimentario de fondo de valle del Pleistoceno superior.

METODOLOGÍA Y MUESTREO

La hipótesis de trabajo fue presuponer que un valle glaciar presenta edades más jóvenes en cabecera (circos glaciares) que en los sectores más alejados de la misma, para ello se eligió el valle de la Valira del Nord (Fig. 1) del cual se disponen dataciones absolutas (Turu, 2002). No obstante se muestrearon también complejos morrénicos de especial significación geomorfológica (Engolasters y La Massana) que son difícilmente datables por otros métodos físicos. El método de muestreo ha sido la de escoger siempre filones y venas de silicatos susceptibles de presentar abundantes cristales de cuarzo. La metodología de datación seguida ha sido la misma que la aplicada en Galicia (Fernández-Mosquera, 2002).

DATOS DE LABORATORIO

No se ha obtenido ningún resultado de las muestra datada en litología granítica (9, 10, 11, 12, 17), aunque el cuarzo analizado se ha purificado en la medida de lo posible. Las muestras 16, 14 y 15 situadas en corneanas tampoco han arrojado ningún dato con ^{21}Ne. La muestra 2 se tomó en el interior del túnel del Port del Rat para observar la atenuación de los muones. En la Tabla 1 se exponen las concentraciones obtenidas a partir de diferentes escalones de temperatura (ver Dunai, 2010). La evolución de las composiciones isotópicas de Ne a diferentes temperaturas pueden seguir, en el diagrama ternario de Niedermann (2002), la recta de espalación (neón cosmogénico), una trayectoria de composición crustal o una mantélica (Dunai, 2010) existiendo posibilidad de corrección según los casos.

Muestra	^{20}Ne	Exceso ^{21}Ne	^{22}Ne/^{20}Ne	Cosmogenic ^{21}Ne
AND1 (a)	6,16	4,26	2,25	2,9 ± 0,0287
AND3 (b)	9,86	3,25	3,16	2,68 ± 0,0865
AND5 (b)	9,93	13,5	3,28	6,13 ± 0,0978
AND6 (ab)	1640	0,952	2,05	0,521 ± 0,0456
AND7 (b)	6,63	3,48	2,12	2,16 ± 0,0480
AND13(c)	18,3	2,97	2,06	2,97 ± 0,0633
atoms/g	**x10^{9}**	**x10^{7}**	**x10^{-1}**	**x10^{7}**

Tabla 1: Resultados obtenidos en el laboratorio en 2004 siguiendo la metodología de Fernández-Mosquera (2002). Las concentraciones de las diferentes muestras se han obtenido a partir de diferentes escalones de temperatura entre 400ºC y 600ºC. (a) corrección de Fernández-Mosquera et al. (2003) por presencia de composición crustal. (b) corrección de Fernández-Mosquera et al. (2000, 2003) por adición nucleogenica de ^{21}Ne. (c) corrección de Fernández-Mosquera et al. (2000, 2003) por otros componentes atrapados que el Ne de composición atmosférica.

Hay que destacar que la insuficiente recuperación de neón cosmogénico puede ser debido a que las muestras graníticas del batolito Andorra-Montluis tienen unas condiciones petrogenéticas no favorables; no obstante sí se han obtenido resultados por ^{10}Be cosmogénico.

RESULTADOS Y TASAS DE EROSIÓN

Si el proceso formador de las superficies erosivas fuese lineal y continuo, las edades que arrojan las muestras se situarían entre el Pleistoceno superior (AND 6) hasta el Pleistoceno inferior (AND 5), tal como se puede observar a la Tabla 2. Si se tiene en cuenta que durante las épocas glaciares la exposición a los cosmogénicos es nula (Li *et al.,* 2007), todas ellas (a excepción de la muestra AND 6) podrían relacionarse con un mismo evento formador a principios del Cuaternario. Efectivamente los diferentes contenidos en ^{21}Ne obtenidos de las muestras AND 1, AND 3 y AND 5 están en relación directa respecto a la cabecera del valle (circo glaciar), indicando que el efecto pantalla de los hielos Cuaternarios han sido menos importantes (mayor acumulación de ^{21}Ne) cuanto más lejos se está de la zona de circos glaciares (lo cuál es obvio).

Ref.	Geomorfología	Altura	Edad	2σ
AND 1	Circo Glaciar	2.460	225 Ka	± 2,22 Ka
AND 3	Roca aborregada	1.730	362 Ka	± 11,7 Ka
AND 5	Valle glaciar	1.300	1.180 Ka	± 18,8 Ka
AND 6	Hombrera glaciar	1.930	59,1 Ka	± 5,17 Ka
AND 7	*Push moraine*	1.298	411 Ka	± 9,14 Ka
AND13	Roca aborregada	1.108	660 Ka	± 14,1 Ka

Tabla 2: Dataciones obtenidas siguiendo la metodología de Fernández-Mosquera (2002). A excepción de AND 6 el resto pueden considerarse edades de exposición aparente mínima.

La muestra del bloque morrénico AND 7 tiene una edad de exposición superior a la del sedimento que lo contiene ya que según Turu (2002) éste tendría una edad inferior a los 25 Ka, sugiriendo que el bloque datado ha experimentado un reciclaje. Este hecho para Putkonen & Swanson (2003) no tiene nada que extrañar ya que estos autores han observado que solamente un 20 % de los bloques morrénicos presentan edades sincrónicas con el sedimento que los contiene.

Según Fernández-Mosquera (2002) la atenuación de la tasa de producción al penetrar en la roca varia de forma exponencial según:

$$P = P_0 e^{-M/\Lambda}$$

donde P es la producción a una determinada profundidad y P_0 en la superficie, Λ y M corresponden al coeficiente de atenuación másico (170 g/cm^2) y M el material atravesado (g/cm^2). Conviene entonces hablar mejor de profundidad de atenuación característica (z*) o de su inversa (coeficiente de absorción, μ) y que varia en función del tipo de roca según:

$$Z^* = \Lambda / \rho$$

Siendo ρ la densidad de la roca en (g/cm^3) y Λ el coeficiente de atenuación (Λ = 170 g/cm^2) o longitud de atenuación que es el producto de la densidad por la distancia. Para el agua (ρ = 1,0 g/cm^3), granito (ρ = 2,7 g/cm^3) y basalto (ρ = 3,2 g/cm^3) la profundidad de atenuación característica es respectivamente 170, 63 y 56 cm. A partir de esa profundidad la producción decrece exponencialmente. Una vez datada la superficie y suponiendo un modelo erosivo estacionario, sin cambios bruscos, según Fernández-Mosquera (2002) se puede calcular la tasa de erosión aparente a partir del tiempo de exposición efectivo (Teff) según la expresión:

$$T_{eff} = \frac{N(0)}{P(0)} = \frac{1}{\lambda + \mu\varepsilon}$$

Donde μ = z* $^{-1}$, "ε" la tasa de erosión, "λ" la constante de semidesintegración. Dado que el ^{21}Ne es estable λ = 0, simplificándose la expresión anterior, de forma que la tasa de erosión se obtendría de dividir la profundidad de atenuación característica del material por la edad de la superficie datada, obteniéndose así una tasa de erosión aparente pero también máxima (Tabla 3), dado que el método de datación es de tipo acumulativo y el lapso de tiempo a sido, sin duda, superior al datado.

Muestra	Altura	Edad	Tasa de erosión
AND 1	2.460	225 Ka	2,66 *10^{-5} cm/a
AND 3	1.730	362 Ka	1,66 *10^{-5} cm/a
AND 5	1.300	1.180 Ka	0,51 *10^{-5} cm/a
AND 13	1.108	660 Ka	0,90 *10^{-4} cm/a
AND 6	1.930	59,1 Ka	10,15 *10^{-5} cm/a

Tabla 3: Tasas de erosión aparentes obtenidas a partir de la edad de las superficies datadas por ^{21}Ne. Se observa una correspondencia con la altitud, salvo para la muestra AND 6 que no se sitúa en el fondo del valle (hombrera o artesa glaciar).

DISCUSIÓN

La tasa de erosión para el valle del Valira del Nord en el sector de la muestra AND 5 (Tabla 2, la más antigua, cota altimétrica 1.300 metros en Sornás) suponiendo una tasa de erosión regular desde los 13 Ma a partir del relieve primigenio (2.740 metros, superficies de erosión terciarias del pico de Cassamanya), ésta seria de un orden de magnitud superior (11*10^{-4} cm/año) invalidando que la tasa de erosión haya sido constante durante la acumulación del cosmogénico (modelo estacionario de Lal, 1991). Este hecho junto con la no correspondencia de las tasas de erosión aparentes entre muestras (Tabla 3) implica que haya de considerarse un modelo de erosión no estacionario, en donde se habrían

aumentando entonces la tasa de erosión aparente. El modelo de erosión no estacionario propone sucesivas etapas erosivas separadas por intervalos temporales sin erosión (tc) llegándose a eliminar un cierto espesor de roca (L), la tasa de erosión media es entonces igual a:

$$\bar{\varepsilon}=L/t_c$$

Aquí la concentración del cosmogénico disminuye después de un episodio erosivo y después aumenta gradualmente, no obstante la erosión aparente aumenta drásticamente después de cada episodio y disminuye con el tiempo (Fig. 2). Las tasas de erosión obtenidas (AND 1, AND 3, AND 5, AND 6) presentan prácticamente una correlación directa según la cota altimétrica, hecho que indica de la existencia de episodios erosivos y/o de menor exposición entre las superficies muestreadas hacia la cabecera del valle, ya sea hacia la zona de circo (AND 1) como hacia la hombrera (AND 6). En el fondo del valle se estaría en una condición estacionaria mientras que en cabecera no (Fig. 2), es decir que las superficies de erosión habrían acumulado más ^{21}Ne cosmogénico en el fondo de los valles que en cabecera, aparentando ser más antiguas. La antigüedad de las muestras se corresponde bien con ciertas morfologías conservadas en el fondo de los valles, habiéndose reconocido paleocauces sinuosos (en Bixessarri, en Sant Julià de Lòria; Turu y Peña, 2004; pero también en la La Massana) y que posteriormente han sido poco retocadas o fosilizadas con sedimento, tratándose de auténticas superficies poligénicas. En cambio en las hombreras de las artesas glaciares los procesos erosivos habrían sido más intensos, tal como bien ilustra Goodfellow et al. (2008) en la península escandinava, y las superficies de erosión pueden dejar de ser poligénicas (caso de AND 6, Fig. 2) por una mayor tasa erosiva.

El modelo de erosión no estacionario ha sido también puesto de manifiesto en los Pirineos Orientales por Delmas (2009) y Delmas et al. (2009), entre vertientes y por sectores. Estos autores observan importantes herencias en la vertiente sur (un 60 % de las superficies datadas del Carlit), al contrario de la vertiente norte (un 15% en Ariége). También observan que la mayor tasa de erosión se registra en el sector de los circos glaciares, después de su englaciamiento y por fenómenos paraglaciares.

CONCLUSIONES

A diferencia del ^{10}Be (ver comunicación de los mismos autores en esta publicación), el ^{21}Ne siendo un isótopo estable se acumula en la superficie de erosión de forma indefinida presentando una alta concentración cuando la tasa de erosión es baja, como parece ser el caso de las superficies de pulido glaciar en el fondo del valle. El efecto combinado de la erosión junto con períodos prolongados de no exposición (glaciaciones, enterramiento) ha permitido la conservación del isótopo cosmogénico conservativo (^{21}Ne) y la desaparición hasta el límite de detección del isótopo cosmogénico no conservativo (^{10}Be). Las superficies de erosión datadas presentan una importante herencia, siendo la mayoría poligénicas y no atribuibles a un solo evento formador. Atendiendo al efecto pantalla de hielo en terrenos glaciares (Li, et al. 2008), la huella glaciar en los valles puede remontarse fácilmente al Pleistoceno inferior, pudiéndose correlacionar con la máxima extensión glaciar del Valira a las puertas de la Seo de Urgel (Turu y Peña, 2006b), siendo la formación de los valles incluso anterior y asociarse con la más alta terraza del sistema Segre-Valira (SV-T1, Turu y Peña, 2006a). Las sucesivas fases glaciares del Pleistoceno únicamente habrían retocado las superficies originales, a excepción de los sectores de mayor pendiente en donde la erosión habría sido más intensa (AND 6), ensanchando así los valles.

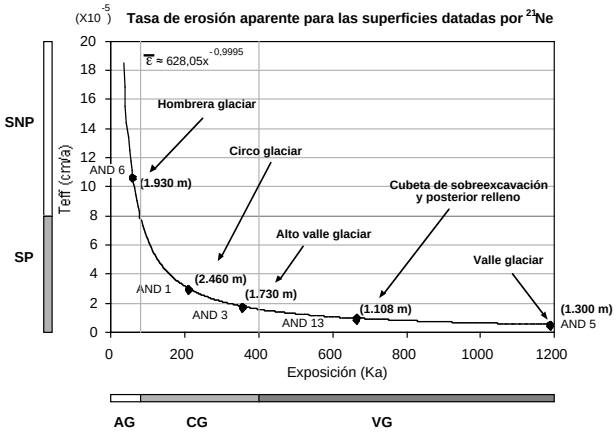


Fig. 2: Tasa de erosión aparente (Teff) para las superficies de erosión datadas con neón cosmogénico de Andorra. El paso de una superficie no poligénica (SNP) a una poligénica (SP) se situaría a partir de una tasa de 10^{-4} cm/a. En un paisaje glaciar de montaña es en las hombreras o artesas glaciares (AG) dónde parece existir una mayor tasa de erosión aparente. Tanto la zona de circos (CG) como el fondo del valle glaciar (VG), las tasas de erosión son inferiores a $4*10^{-5}$ cm/a, y su edad se corresponde con las más antiguas jamás datadas en la Península Ibérica hasta la fecha. Hay que remarcar que las cubetas de sobreexcavación glaciar se caracterizan por ser excelentes cubetas sedimentarias (Bordonau, 1992), pudiendo tapar las superficies que de erosión mostrando una edad aparente menor a la real (caso de la muestra AND 13).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación *CGL2004-06516/BTE y BTE-CGL-2006-08996* del Ministerio de Educación y Ciencia de España. El trabajo de campo fue financiado por la empresa andorrana Igeotest SL1, mientras que el trabajo de interpretación y difusión por la Fundación andorrana Marcel Chevalier. Agradecer también a Guy Jalut sus siempre constructivos comentarios así como a Marc Calvet por sus importantes observaciones.

Referències bibliogràfiques

Alonso, B. (2000). El sistema turbiditico del Ebro. Evolución sedimentaria durante el Plio-cuaternario. En: *Valles submarinos y sistemas turbidíticos modernos* (Belén Alonso y Gemma Ercilla, eds.), CSIC. Barcelona (España). 91 -112.

Birot, P. (1937) *Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles*. Thèse de Doctorat d'Etat, Baillère et fils éd., Paris (France), 311 p.

Calvet, M. & Gunnell, Y. (2008). Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geological Society, London, Special Publication*, v. 296, 147-166.

Calvet, M., Gunnell, Y. & Delmas, M., (2008). Géomorphogenèse des Pyrénées.. En: *Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui* (Canérot, J., Colin, J.-P., Platel, J.-P., Bilotte, M. Eds.), International Year of Planet Earth.

TOTAL, BRGM, AGSO, AIPT, CNRS, editorial Atlantica, Biarritz (France), 129–143.

Delmas, M. (2009). *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thése Laboratoire de géographie physique de la Université de Paris I, (France), 530 pp

Delmas, M.; Calvet, M. & Gunnell, Y. (2009) Variability of Quaternary glacial erosion rates: A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees; *Quaternary Science Reviews*, 28, 484-498

Dunai, T.J. (2010) *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*; Cambridge University Press, (Gran Bretaña), 187 pp

Fernández-Mosquera, D., Marti, K., Vidal Romaní, J.R. & Weigel, A. (2000). Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced 21Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 172. 832-837.

Fernández-Mosquera, D. (2002). *Geocronología de superficies graníticas mediante ^{21}Ne cosmogénico en cuarzo;* Tesis Doctoral, Universidad de A Coruña (España), 261 pp.

Fernández-Mosquera, D., Marti, K. y Vidal-Romani, J.R. (2003). Cosmogenic Ne in terrestrial quartz: How to correct the trapped component. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67/18S.

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J. & Baldwin, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157–170.

García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. & Cloething, S. (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7), 2347.

Gómez-Ortiz, A.. & Salvador, F. (1994). El glaciarismo en el extremo oriental del Pirineo. En: *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones* (Martí-Bono, C y García-Ruiz, J.M. Eds.), Georofma ediciones, Logroño (España), 65-90

Gómez-Ortiz, A. (1996). *El relleu andorrà, morfologia glacial i periglaciar*. (Govern d'Andorra Ed.), Monografies de Geografia, 3, Andorra (Principat d'Andorra), 125 pp

Gunnell, Y., Zeyen, H. & Calvet,M., (2008). Geophysical evidence of amissing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 276 (3-4), 302-313

Gunnell, Y.; Calvet, M.; Brichau, S.; Carter, A.; Aguilar, J.-P. & Zeyen, H. (2009). Low long-term rates in high-energy mountain belts: Insight from thermo and biochronology in the Eatern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 208-218.

Kordos, L. (2000). New results of hominoid research in the Carpathian Basin; *Acta Biologica Szegediensis*, 44 (1-4), 71-74

Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, 424-439.

López, N. y colaboradores (1998) *Geologia y paleontología del Eoceno de la Pobla de Segur (Lleida);* Edicions de l'Universitat de Lleida, (España), 267 pp

Lewis, C.L.; McDonald, E.V.; Sancho-Marcen, C.; Peña-Monné, J.L. & Rhodes, E. J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NW-Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67 (3-4), 141-152.

Niedermann, S. (2002). Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes, *Rev. Mineral. Geochem*. 47, 731-784.

Peña-Monné, J. L. (1983). *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico*. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida (España), 373 pp.

Peña-Monné, J. L. (1994) Cordillera Pirenaica; En: *Geomorfología de España* (Gutierrez-Elorza Ed). Editorial Rueda, Madrid (España), 159-224

Pous, J., Muñoz, J.A., Ledo, J.J. & Liesa, M. (1995). Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 217–220.

Prat, M.C. (1980). *Montagnes et vallées d'andorre, étude géomophologique*. Thése de III cycle, Institut de géographie de la Université de Bordeaux III, Bordeaux (France), 267 pp

Putkonen, J. & Swanson, T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines; *Quaternary Research*, 59, 255-261

Serrat, D; Bordonau, J.; Bru, J.; Furdada, G; Gómez, G.; Martí, J.; Martí, M.; Salvador, F.; Ventura, J. i Vilaplana, J.M. (1994). Síntesi cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental. *En: El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones* (Martí-Bono, C. & García-Ruiz, J.Mª., Eds), Geoforma Ediciones, Logroño (España), 9-16

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M. & Morris, R. (2005). Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305, 369–406.

Small, E. E.; Anderson, R. S.; Repka, J. L. & Finkel, R. (1997). Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ 10Be and 26Al. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 413-425.

Turu, V. (2002). Análisis secuencial del delta de Erts. estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. relación con el último ciclo glaciar. valle de Arinsal, Pirineos Orientales, parte II : aplicación. En: *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*, SEG-Departamento de Geografía UVA Eds., Valladolid (España), 565-574

Turu, V., Pous, J., Bordonau, J. & Palomar, J. (2002). La cubeta de sobreexcavació glacial de la Massana-Ordino, Pirineus Orientals: aplicació de la prospecció geoelèctrica; *Horitzó* (Institut d'Estudis Andorrans), 2, 38-52

Turu, V. & Planas, X. (2005) Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales); IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas inestables, Valencia 21-24 de Junio.

Turu, V. & Peña-Monné, J.L. (2006a) Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orietales): relación con el glaciarismo y la tectónica activa. En: *Geomorfologia y Territorio: IX Reunió Nacional de Geomorfología* (A. Pérez-Alberti i López-Bedoya, J. eds.) USC, Santiago de Compostela (España), 101-112.

Turu, V. & Peña-Monné, J.L. (2006b) Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra - La Seu d'Urgell - Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. En: *Geomorfologia y Territorio: IX Reunió Nacional de Geomorfología* (A. Pérez-Alberti i López-Bedoya, J. eds.) USC, Santiago de Compostela (España), 113-129.

Vergés, J. (2003). Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridonales, fallas del Segre y Pamplona. *Boletín Geológico y Minero*, 114 (1), 87-101

Vilaplana, J.M. (1984). *Estudi del glacialisme en les valls de la Valira d'Ordino i d'Arinsal (Andorra);* Arxius de la Secció de Ciències, XXII, IEC, Barcelona, 84 pp

SESIÓN 5: PROCESOS EDÁFICOS Y DE ALTERACIÓN CLIMÁTICA.

SESSIÓ 5: PROCESSOS EDÀFICS I D'ALTERACIÓ CLIMÀTICA.

CARTOGRAFIA DE SÒLS DE LA VALL DEL MADRIU (PRINCIPAT D'ANDORRA, PIRINEUS ORIENTALS)

J. Palomar (1), X. Ros (2) i V. Turu (3)

(1) Geoterna SL, Consultoria científica i tècnica, C/Juvenal, 36 bxs. local 1, 08206 Sabadell. jordi.palomar.geoterna@gmail.com
(2) Consultoria Geologica de la Jacetania SLU, Afueras 3, 22760 Bailo. Huesca. xros@icog.es
(3) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500 Andorra la Vella, Principat d'Andorra; igeofundacio@andorra.ad

Abstract (Soil cartography of the Madriu valley, Principality of Andorra, Southeastern Pyrenees):
Since 2004 the Madriu valley is on the UNESCO world Heritage list. This cartography was included on the candidature documentation and has been unpublished since now. In essence 31 Km^2 has been mapped following the FAO's soil legend (the 6,5% of Andorra), supported by 38 pits ranging altitudes from 1600 m to 2700 m and collecting an amount of 0,5 Tn in samples for soil analisis. Now is possible to say that regosoils and leptosoils are the most present soils in the mapped area, nevertheless fluvisoils, histosoils and gleysoils are also present but limited to the bottom of the valley and glacial cirques. Is impportant to notify that antrosoils has been observed in places where ancient charcoal pits were made and are useful to know about the anthropization of the valley.

Paraules clau: Cartografia FAO, antrosòls, erosió, acció antròpica
***Key words**: FAO soil mapping, antrosoils, erosion, anthropical influence*

OBJECTIUS

Els objectius principals d'aquest treball fòren el d'obtenir uns coneixements bàsics de la cobertora edàfica de la conca que permetin millorar-ne la gestió, fent compatibles els usos turístics que s'hi duen a terme amb la conservació del medi natural. En aquest sentit es va fer un mapa de sòls a escala 1:10.000, on els pedions descrits s'han classificat mitjançant l'aplicació de la versió en castellà de la llegenda revisada del Mapa Mundial de Sòls de la FAO (1990).

SITUACIÓ I DINÀMICA ACTUAL

Amb una superfície d'uns 42,47 Km^2 les valls del Perafita-Claror i el Madriu representen prop del 9% de la superfície del Principat d'Andorra, se situa al SE del País i la conca hidrogràfica tributa al riu Valira d'Orient (Les Escaldes, 1080 m). Aquestes valls tenen un orígen glacial i presenten abundants dipòsits associats a les fases de deglaciació i del Tardiglacial. El riu Madriu es capta a Ramio (1621 m) i s'utilitza com recurs hidroelèctric portant l'aigua fins a l'Estany d'Engolasters per mitjà d'un túnel d'uns 5 quilòmetres que travessa la Tossa del Braibal. El riu de Perafita-Claror és tributari del riu Madriu i les seves aigües són captades per aigua de boca a la Ctra de La Plana (1240 m). Al peu del Pic de Pessons (2864 m) s'emplaça un dels estanys més grans del Principat, l'estany de l'Illa (2518 m) amb una superfície d'unes 13 Ha i que s'utilitza per regular el cabal del riu Madriu. La cartografia de sòls s'ha centrat en la part de la vall drenada pel riu Madriu, de litologia exclusivament granítica, deixant el sector de Perafita-Claror per una segona fase donada la seva complexitat litològica (granit i metasediments paleozoics).

Pel que fa referència a la dinàmica dels vessants, les allaus tenen una especial incidència a les solanes de Ràmio, Fontverd, La Farga i l'Estall Serrer (Becat, 1983), essent ben visibles els seus efectes destructius a la Canal de la Bova, a la solana entre l'Estall i Fontverd com també la part baixa del vessant contrari. La fosa primaveral del mantell nival i les allaus han desencadenat diverses esllavissades del sector de Gargantillar. En la capçalera (Port de Vall Civera) els processos d'incisió i d'erosió remuntant són producte dels fluxos que resulten de la fosa del mantell nival (Gómez, 1990). Petites esllavissades d'origen incert situades en àrees poc inclinades i al peu de relleus més o menys abruptes han estat observades puntualment a l'est de l'Estany Forcat i al sud de l'Estany de l'Illa. A la Costa Verda i a La Muga s'observa una inestabilitat dels vessants generalitzada, la qual es manifesta en forma d'esllavissades i altres morfologies de detall.



Fig 1: Prats de dall de Ràmio. L'escarpada Obaga del Bony resta a l'ombra.la major part de l'any segons el mape de radiació solar efectuats previament a l'estudi dels sòls.

METODOLOGIA

En una primera fase de treballs de gabinet s'ha efectuat l'estudi de la informació cartogràfica i topogràfica de la zona, així com la interpretació de fotografies aèries. Així s'ha pogut definir diferents unitats de paisatge tenint en compte factors diversos: geomorfologia (tipus de formacions i dinàmica actual), topografia (altitud, pendent, orientació i tipus de vessant), vegetació i geologia. Per realitzar aquesta tasca s'ha utilitzat fotografies aèries que formen part de les bandes 9, 10 i 11 de la sèrie a escala 1/16000 de l'any 1972, així com els fulls nº14,

15 i 19 de la sèrie de mapes topogràfics a escala 1: 10.000 editada l'any 1976. A partir de la interpretació de les fotografies aèries i del reconeixement de camp posterior s'ha distingit a la vall del Madriu quatre grans àrees:

1) Tram comprès entre el pont Sassanat i l'extrem occidental de l'Estall Serrer
2) La zona de l'Estall Serrer, el Pla de l'Ingla i els Orris de Setut
3) Sector septentrional de Gargantillar
4) Sector meridional dels circs de Setut i l'Estall Serrer

Els treballs de camp han consistit en la descripció de 38 pedions representatius i la recollida de 48 mostres corresponents a 19 pedions. En tots els casos la quantitat de mostra recollida ha estat d'uns 2,5 Kg per pedió mostrejat (0,5 Tones), havent de ser transportat amb cavalls fins a l'accès rodat d'Engolasters passant per Coll Jovell. Els treballs de laboratori s'han dut a terme seguint la metodologia fixada pel Ministerio Español de Agricultura, Pesca y Alimentación espanyol i el Departament d'Agricultura dels EUA (USDA).

CARACTERÍSTIQUES I PROCESSOS EDÀFICS

A partir de les dades meteorològiques disponibles (Mateo, 1993) s'estima que als sòls de les parts més baixes de la vall predomina un règim de temperatures mèsic, tot i que no pot descartar-se la presència del règim frígid a l'obaga. A cotes superiors poden donar-se els règims frígid i críic, prenent protagonisme el darrer a les parts més altes. Quant als règims d'humitat s'estima que predomina del règim ústic per sota de la cota dels 1500 metres i la dels règims údic i perúdic per damunt d'aquella altitud. De forma puntual també deu trobar-se el règim àqüic.

Pel fet de derivar d'un substrat format per roques silíciques àcides sotmeses a una forta alteració física, els sòls de la vall del Madriu tenen generalment textures arenoses, dominant el quars des del punt de vista mineralògic, els feldspats i les miques. L'alteració química hi actua moderadament i afecta principalment els feldspats i les miques. En el primer cas s'alliberen bases alcalines i alcalinotèrries que són rentades o il·luvionades amb facilitat, quedant una part retinguda pel complex d'intercanvi, mentre que en el segon es produeix l'alliberament de petites quantitats d'òxids de ferro.

Donat el predomini de la textura arenosa i d'acord amb Johnson (1979) aquests sòls tenen generalment permeabilitats altes i baixa capacitat per retenir l'aigua, poca superfície específica i escassa capacitat d'emmagatzematge de nutrients. Presenten a més una baixa compacitat i ofereixen una dificultat mitjana als treballs agrícoles.

RESULTATS ANALÍTICS

En els 19 pedions analitzats la salinitat és baixa, havent-se constatat un clar predomini de valors inferiors a 0,1 dS/m en les mostres analitzades. Pel que fa a la concentració d'ions hidroni (H_3O^+) o reacció àcido-bàsica, les anàlisis practicades mostren que el pH tendeix a ser baix, predominant els valors del pH en solució aquosa d'entre 5 i 6 i en solució salina d'entre 4 i 4,5. Pel que fa a la concentració d'ions hidroni (H_3O^+) o reacció àcido-bàsica, les anàlisis practicades mostren que el pH tendeix a ser baix, predominant els valors del pH en solució aquosa d'entre 5 i 6 i en solució salina d'entre 4 i 4,5. Els continguts de carbonat de calci equivalent i actiu són baixos, en cap cas els primers han estat superiors al 4%, i gairebé la meitat de les mostres tenen un percentatge inferior al 2%. Pel que fa a la calcària químicament activa en cap cas s'ha assolit valors superiors al 1%. El contingut de matèria orgànica acostuma a disminuir en profunditat perquè la seva font principal és la vegetació. La mitjana dels continguts de matèria orgànica oxidable dels horitzons A analitzats és del 5,8%. Gairebé totes les determinacions de la capacitat d'intercanvi catiònic (CIC) practicades indiquen valors inferiors a 40 meq/100 g, sent nombrosos els valors compresos entre 10 i 20 meq/100g ; la mitjana més elevada de 16,8 meq/100g correspon als horitzons A superficials. Respecte als percentatges SB predominen els valors de saturació de bases inferiors al 50%, sent la mitjana de les mostres analitzades del 23,3% mentre que la dels horitzons A superficials és del 33,4%; cal tenir en compte que les saturacions reals deuen ser inferiors a les estimades donat que en el seu càlcul s'ha emprat els continguts en cations extraïbles, una part dels quals no ocupaven llocs d'intercanvi pel fet de trobar-se a la solució.

Els processos de mineralització o descomposició de la matèria orgànica no són gaire afavorits a la vall, especialment sota els boscos de coníferes i les landes. És per aquesta raó que sobre els sòls d'aquestes comunitats vegetals acostumen a formar-se acumulacions de virosta. Altres acumulacions de matèria orgànica són les que es donen a les àrees mal drenades en les que es formen potamolls o mulleres. Bona part de la capacitat d'intercanvi catiònic (CIC) dels sòls del Madriu ha de ser atribuïda a la matèria orgànica donats els baixos continguts en argiles. Els majors continguts de cations disponibles es troba als horitzons A superficials, destacant el calci i el magnesi, així doncs malgrat correspondre les capacitats d'intercanvi catiònic més elevades als horitzons superficials són aquests els que també presenten majors percentatges de saturació de bases (%SB).

ELS PEDIONS

No s'han dut a terme observacions micromorfològiques per la qual cosa la il·luviació tan sols es pot apuntar com a possible mecanisme responsable del fenomen de mineralització. El règim percolant i l'acidesa de l'humus poden explicar algunes translocacions observades.

El pedió nº2 (Roc de l'Estall, 1820 m) ha estat classificat com un podsòl, on l'horitzó Bhs d'acumulació de matèria orgànica i ferro s'hauria desenvolupat per la translocació de complexos organometàl.lics constituïts per ferro i els compostos de la fracció més àcida de l'humus.



Fig. 2: Roc de l'Estall. El sòcol granític apareix polit i estriat per l'acció de la glacera. Situació del pedió nº2 (1820 m), classificat com un Podsòl (FAO, 1990). A la seva base s'hi ha trobat un dipòsit d'escàs gruix, compacte i de textura franco-llimosa, d'un till subglacial.

En el cas del pedió nº31 (Fontverd, 2000 m) la matèria orgànica associada al ferro podria haver-se descompost parcialment. En els pedions nº8 (Coll de la Canal dels Isards, 2770 m) i nº22 (camí del Port de Setut, 2400 m) podrien haver-se dipositat en zones separades el ferro i la matèria orgànica, havent-se detectat únicament les acumulacions d'aquesta última.

Tan sols en el cas del pedió nº24, situat al Pla de l'Ingla a una altitud de 2210 metres, s'ha constatat un lleuger enriquiment subsuperficial d'argila associat a un cert increment de la matèria orgànica.

LLEGENDA UTILITZADA

L'aplicació de les unitats de sòls definides per aquest organisme internacional a un treball de les característiques del que aquí es presenta compta amb diversos inconvenients i avantatges, als quals tot seguit es fa una breu referència.

En el propi text de la FAO s'indica que la llegenda no està prou desenvolupada com per constituir avui un sistema taxonòmic de classificació de sòls com el *Soil Taxonomy System* de la USDA. En la versió citada es consideren 28 grups principals que agrupen un total de 153 unitats de sòls. Tot i els desavantatges de la llegenda enfront del *Soil Taxonomy System* per a la realització de cartografies de gran escala les unitats de la FAO són d'aplicació molt simple, destacant el fet que no cal tenir en compte criteris climàtics que sovint són d'estimació difícil per tal de poder-la aplicar. Tant la llegenda del mapa de sòls de la FAO com el *Soil Taxonomy System* tenen en compte tot un seguit de propietats, observables i mesurables de forma objectiva, per tal de definir els anomenats horitzons de diagnòstic. Les definicions dels horitzons de diagnòstic que s'exposen a la revisió de la llegenda del mapa mundial de la FAO són versions resumides i/o simplificades de les que conté el *Soil Taxonomy System*. Tot i l'adopció dels horitzons de diagnòstic la llegenda també té en consideració la clàssica designació d'horitzons genètics en les denominacions, distingint els horitzons principals H, O, A, E, i B i les capes C i R.

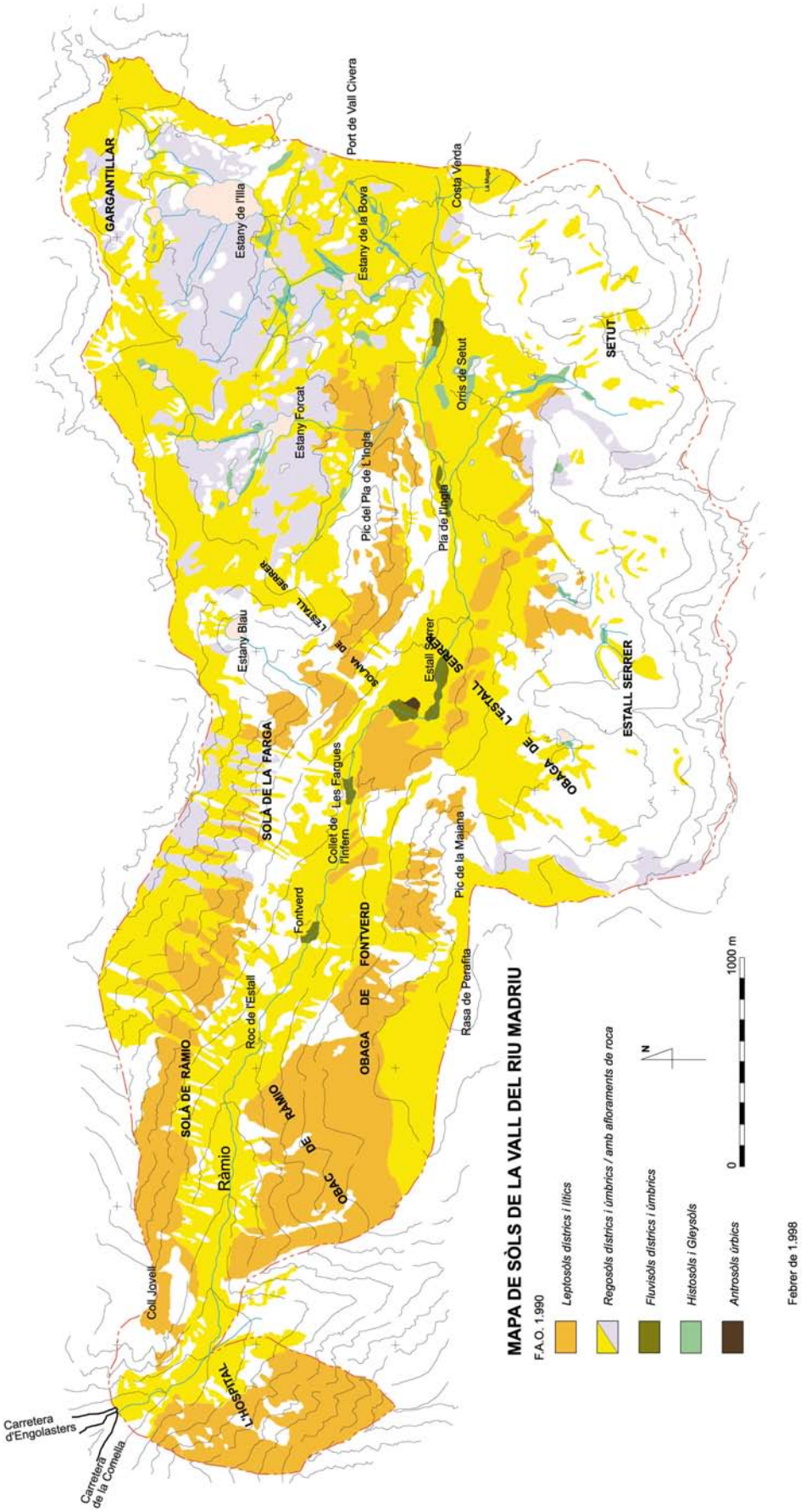
MAPA DE SÒLS

S'ha cregut convenient que en la cartografia adjunta s'hi representi no tan sols els diferents tipus de cobertora edàfica identificats, sinó també els diversos substrats; els primers representats per colors mentre que els segons per trames. Pel que fa als substrats a més del sòcol rocós, format principalment per granitoides, s'ha distingit diverses menes de dipòsits sedimentaris, a saber: dipòsits d'origen glacial, dipòsits d'origen periglacial, dipòsits de vessant i dipòsits al·luvials. Hi ha parts del mapa en que hi apareix una de les trames sense color, volent donar-se a entendre amb això que en aquestes àrees la cobertora edàfica és inexistent o gairebé restant el substrat de forma majoritària al descobert.

D'acord amb les definicions de la llegenda de la versió en castellà del mapa mundial de sòls de la FAO a la vall del Madriu estan majoritàriament representats els grups dels Regosòls i dels Leptosòls. També hi són, encara que ocupant superfícies molt inferiors, els Fluvisòls així com els Histosòls i Gleysòls. Sobre els dipòsits d'origen glacial i periglacial, així com sobre els dipòsits de vessant, es desenvolupen generalment Regosòls dístrics i úmbrics. On el sòcol granític resta al descobert s'hi dóna la presència predominant de Leptosòls dístrics i lítics. Els Fluvisòls dístrics i úmbrics ocupen principalment aquells trams del fons de la vall en que és important la dinàmica al·luvial, produint-se freqüents aportacions de nous sediments durant les crescudes. Histosòls i/o Gleysòls ocupen les planes mal drenades del fons dels circs i de la vall del corrent principal. Cal esmentar finalment la presència puntual d'Antrosòls úrbics a l'Estall Serrer, desenvolupats a partir de restes d'antigues carboneres que podrien haver proveït de combustible la propera Farga d'Andorra situada al Pla de la Farga.



Fig. 3: Pedió nº25 al Pla de l'Ingla (2180 m), classificat com un Fluvisòl dístric.



Pedió	Profunditat	Horitzó	Mostreig
1	0,5 a 25	A	1/A
	25 a 45	AC	1/AC
2	0,25 a 24	A	2/A
	24 a 53	Bhs	2/B
	53 a 75	C	2/C
	75 a 80	2C	2/C (2)
3	0 a 9,5	A	3/A
	9,5 a 39	B	3/B
	> 39	C	3/C
4	0 a 10	A	4/A
	10 a 21	AC	4/AC
6	0 a 25	H	6/H
	> 25	C	6/C
8	0 a 21/25	A	8/A
	21/25 a 39	AC	8/AC
	>39	C	8/C
9	0 a 7	A	9/A
	7 a 43	C	9/C
	>43	2C	9/C (2)
17	0 a 17	A	17/A
	>17	C	17/
21	0 a 19	A	21/A
	>19	C	21/C
22	0 a 42	A	22/A
	42 a 73	B	22/B
	>73	C	22/C
24	4 a 50	A	24/A
	>50	C	24/C
25	0 a 5	A	25/A
	5 a 27	C	25/C
27	4/5/11 00:00	A	27/A
	4/5 a 17	AC	27 / AC
	17 a 60	C	27/C
	>60	2C	27/C(2)
31	2 a 40	A	31/A
	>40	Bs	31/B
32	0 a 4	A	32/A
	4 a 16	AC	32 / AC
	>16	C	32/C
33	0 a 30	H	33/H
	32 a 45	Hb	33/H(2)
34	15 a 26	A	34/A
	>26	C	34/C
35	5 a 15	A	35/A
	15 a 37	CA	35/CA
	>37	C	35/C
37	0 a 9	A	37/A
	>9	C	37/C

Taula 1: Pedions mostrejats i horitzonts

Fig. 4: Cartografia de sòls de la vall del Madriu

CONCLUSIONS

Per les seves característiques topogràfiques i climàtiques la vall del Madriu té una dinàmica natural intensa generadora de processos erosius de caire divers. Les activitats humanes seculars poden haver influït en el seu desenvolupament, a més de desencadenar-ne d'altres. En general els sòls estan ben protegits en front de l'erosió hídrica pel recobriment efectuat per la pròpia vegetació i per les capes de virosta que sovint s'acumulen a la superfície. Són diversos els processos, però, que poden actuar deixant al descobert el mantell edàfic. Si això s'esdevé tan sols els horitzons A superficials tenen certa capacitat de resistir-se a l'erosió hídrica, i si aquests són destruïts la regeneració posterior del sòl és ja molt difícil. En alguns trams el camí principal de la vall (GR7 i 11) discorre per vessants de fort pendent i ha desencadenat certes inestabilitzacions (Collet de l'Infern a una altitud d'uns 1930 metres). En aquest sentit fer esment que les àrees afectades per esllavissades i d'erosió remuntant que es donen a la capçalera (sector de Gargantillar, Costa Verda, La Muga i Port de Vall Civera) comprometen la regeneració del sòl en restar aquest sense cap tipus de protecció en vessants de fort pendent, però també s'ha observat que la circulació ocasional de motocicletes ha originat xaragalls a les parts baixes de Fontverd i del Pla de l'Ingla. És important evitar que en totes aquestes àrees s'hi pasturi i, per descomptat, que s'hi circuli amb cap mena de vehicle; però també caldria revisar els murs de pedra seca d'Entremesaigües, Ràmio i Fontverd (els quals puntualment s'han enfonsat) donat que a través dels seus esvorancs pot canalitzar-se l'escolament superficial tot donant lloc a xaragalls. Per tal d'evitar que les incisions puguin seguir creixent convindria dur a terme el seu reompliment amb materials adients (esglaonaments amb elements naturals, revegetació, afavorir el drenatge). Evitar o controlar si més no la circulació motoritzada a través dels calms culminals (Camp Ramonet, Camp Claror, Tossa Plana de Lles, Estanys de la Pera) és una mesura de prevenció de l'erosió molt efectiva, ja que això té greus conseqüències per a la seva cobertora edàfica tal com ja va posar de manifest Bernard (1987) al sector de la Rabassa.

Pel que fa referència a la cartografia de sòls efectuada d'acord amb les definicions de la llegenda de la versió en castellà del mapa mundial de sòls de la FAO, a la vall del Madriu estan majoritàriament representats els grups dels Regosòls i dels Leptosòls. També hi són, encara que ocupant superfícies molt inferiors, els Fluvisòls així com els Histosòls i Gleysòls. Els Regosòls dístics i úmbrics ocupen els principals dipòsits sedimentaris, tant als vessants com al fons dels circs, mentre que els Fluvisòls dístrics i úmbrics ocupen els fons de la vall on la dinàmica al·luvial és important. Histosòls i/o Gleysòls ocupen les planes mal drenades del fons dels circs i de la vall del corrent principal. Els Leptosòls dístrics i lítics es troben presents de forma generalitzada en els indrets on el sòcol granític resta al descobert. Cal esmentar finalment la presència puntual d'Antrosòls úrbics a l'Estall Serrer, desenvolupats a partir de restes d'antigues carboneres que podrien haver proveït de combustible la propera Farga d'Andorra situada al Pla de la Farga.

Mostra	Textura	Color	Arena	Llims	Argiles	MO	CO	C/N	P
1/A	F-Ar	10YR	68,5	27,8	3,7	0	0	16	15
1/AC	Ar-F	10YR	76,3	21	2,7	0	0	1	20
2/A	F-Ar	7,5YR	63,3	29,9	6,8	6,1	3,6	14,8	8
2/Bhs	Ar-F	10YR	48,3	15,4	6,3	8,4	4,9	30,5	5
2/C	F-Ar	2,5Y	67,3	30	2,7	1,3	0,8	18,9	3
2/2C	F-L	2,5Y	47,6	51	1,4	2	1,2	23,3	3
3/A	F-A-Ar	2,5Y	47,9	24,2	27,9	0	3	10	11
3/B	Ar-F	5Y	82,9	13,5	3,6	0	6	3	16
3/C	Ar	10YR	96,7	2,6	0,7	0	0	6	16
9/A	F-A	2,5Y	39,2	34,2	26,6	0	0	12,2	13
9/C	F	2,5Y	42,3	31,7	26	0	0	13,3	13
9/2C	F-Ar	2,5Y	75,8	14,6	8,9	0	1	10,8	14
17/A	Ar-F	2,5Y	73,8	22,5	3,7	0	0	15,4	2
17/C	F-Ar	2,5Y	66,7	25,6	3,7	0	0	11,6	4
21/A	A-L	10YR	71,8	21,9	6,3	0	<2	14,1	4
21/C	Ar-F	2,5Y	78,8	15	6,2	0	0	9,7	9
22/A	F-Ar	2,5Y	59,2	26,1	14,7	0	1	11,2	8
22/Bh	F-Ar	2,5Y	60,6	32,4	7	0	1	16	6
22/C	Ar-F	10YR	78,8	17,2	4	0	1	16,1	8
			%	%	%	%	%		

Taula 2: Alguns dels paràmetres analitzats de pedions representatius a la vall del Madriu. Pedió 1, 2 i 3 transecte altitudinal pel fons de la vall. Resta de pedions transecte solana-obaga a la part alta de la vall del Madriu. La textura es subdivideix *segons Trudgill (1989)* en Franca (F), Argilosa (Ar), Llimosa (L) i Arenosa (A). Els colors dels horitzonts s'han efectuat segons la guia Munsell (1994). Els continguts granulomètrics s'han diferenciat entre arenes, llims i argiles, aquestes darreres per per sedimentació. Entre els paràmetres químics determinats s'exposen aquí la matèria orgànica (MO), el contingut en monòxid de carboni (CO), la relació carboni/nitrògen (C/N) i el contingut en fòsfor.

Agraïments

Aquest estudi fou efectuat amb el suport del Comú d'Escaldes-Engordany. L'estudi dels sòls de la vall del Madriu es dugué a terme a l'any 1997 i ha romàs inèdit fins avui. Aquest treball fou inclòs en la documentació per la candidatura de la Vall del Madriu com a Patrimoni de la Humanitat per la UNESCO, fet que succeí al 2004.

Referencies bibliogràfiques

Becat, J. & equip d'autors (1983) *Andorra. Zones d'allaus i medi natural. Vall del Madriu*. Institut d'Estudis Andorrans, Centre de Perpinyà. (Inèdit).

Bernard, L. (1987) *Recerques geomorfològiques sobre els plans del sud d'Andorra*. Institut d'Estudis Andorrans, Centre de Perpinyà. Andorra (Principat d'Andorra), 126 pp.

FAO-Unesco (1990) *Mapa mundial de suelos. Leyenda revisada. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos*. 60. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma (Italia), 142 pp.

Gómez, A. (1990). Mapa geomorfològic de la vall del Madriu. Formes glacials i periglacials. *Annals de l'Institut d'Estudis Andorrans, Centre de Barcelona*, 13-34

Johnson, L.J. (1979) *Introductory Soil Science*. MacMillan Publ. Co. Inc., New York: (EEUU), 289 pp.

Mateo-García, M. (1993) Introducció a l'estudi del règim tèrmic de la Vall del Madriu. *Annals Institut d'Estudis Andorrans, Centre de Barcelona*, 29-45.

Munsell (1994) Munsell Soil Color Charts. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation, USA

Trudgill, S. (1989) Soil Types. A Field Identification Guide. Reprinted from Field Studies, Field Studies Council. (Ed.), NY (USA) Vol. 7, No. 2: 337-363 pp.

CARBONATOS EN SUELOS DE LA ZONA ORIENTAL DE GRAN CANARIA

J L Díaz-Hernández (1), J. Yepes Temiño (2), S. Marchesini (3, 4)

(1) IFAPA Camino del Purchil, Junta de Andalucía. josel.diaz@juntadeandalucia.es
(2) Dpto. de Ingeniería Civil. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. jyepes@dic.ulpgc.es
(3) Laboratorio de Hormigones Tierras y Asfaltos. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. sarasclera@gmail.com
(4) Dpto. di Ingegneria Edile, Università Politecnica delle Marche, Ancona

Abstract (Carbonates in soils of eastern area of Gran Canaria): *The study of three soil profiles in the aridic-xeric zone of Las Palmas island showed that: petrocalcic horizons are formed in pyroclastic episodes; these horizons are generally thick; the xeric zone frequently have polycyclic profiles and their carbonates have complex mineralogy; underlain basaltic rocks are scantly altered, and their joints are frequently filled by carbonates. These facts suggest that the development of these profiles is mostly Pleistocene, and the diffuse carbonates accumulation in depth obstructs the assessment of carbonatation processes.*

Palabras clave: Suelos arídico-xéricos, calcretas, Gran Canaria
Key words*: Aridic-xeric soils, petrocalcic horizons, Gran Canaria*

INTRODUCCIÓN

Los carbonatos son un componente importante en los suelos de zonas áridas y semiáridas y representan un almacén significativo del ciclo geoquímico del carbono. La progresiva acumulación de carbonatos secundarios en el suelo origina horizontes cálcicos y petrocálcicos, según el grado de cementación. Los carbonatos pueden ser el resultado de la meteorización de los feldespatos cálcicos. Es conocida la relación entre profundidad de acumulación de carbonatos y evapotranspiración, siendo las lluvias y temperaturas frías más eficientes en el desplazamiento de carbonatos que las producidas en lugares cálidos. Gran Canaria presenta una zonación climática adecuada para el desarrollo de suelos con horizontes cementados a diversas profundidades. En base a datos termopluviométricos, Sánchez (1975) establece una zona costera árida mesotérmica, con precipitaciones medias inferiores a 200mm, que envuelve concentricamente a otra xérica mesotérmica, con precipitaciones entre 200-400mm. Este trabajo presenta algunos perfiles de suelos cuyos carbonatos reflejan estas características. La zona de trabajo se localiza en las inmediaciones de Telde, costa Este de Gran Canaria. Las formaciones superficiales estudiadas se han descrito como suelos holocenos con recubrimiento de arenas eólicas de edad indeterminada. Los suelos se desarrollan sobre coladas del Ciclo Post Roque Nublo, atribuidas al Pleistoceno Inferior-Medio. Las coladas definen alternancias entre niveles de lavas basálticas y piroclastos que procederían de alguno de los diferentes conos de escoria que se encuentra en las inmediaciones.

DATOS

Se seleccionaron tres taludes con suelos carbonatados: uno en el área costera del Burrero, y dos en el área interior de El Goro. Los perfiles se eligieron de modo que alcanzaran la roca madre y presentasen profundidades ≥2m. En cada punto se anotaron en campo sus características generales, estableciendo los principales rasgos de los horizontes. Ambas áreas han experimentado intensa ocupación antrópica.

Perfil de El Burrero (Fig. 1) Es un perfil de tipo (Ap)-Cmk-R. El horizonte (Ap), de tonos ocres, está mal representado (5cm) por varios motivos: el uso intensivo del suelo, que ha terminado por decapitarlo y el progresivo reemplazamiento por acumulación de carbonatos, sin que haya habido un real desarrollo del mismo. Debajo de este horizonte se sitúa un petrocálcico (Cmk) blanco, que alcanza 1.3m de espesor medio, de carácter laminar en la parte superior y masivo en la inferior, y contiene restos de roca muy alterada. En la base del perfil hay basaltos con ocasionales vacuolas que reflejan de visu poca alteración; el contacto h. petrocálcico-roca se realiza mediante una costra laminar que sigue las irregularidades superficiales de la roca y se encuentra surcado por fisuras rellenas de carbonatos.

Perfil del Goro I (Fig. 2). Es un perfil de tipo Ap-B-Cmk-R. El horizonte Ap está mal conservado y el B presenta cierto enpardecimiento; ambos horizontes son arenosos y están sueltos. Entre ambos alcanzan 30cm de espesor. El horizonte petrocálcico tiene una estructura laminar en la parte superior (Cmk1, 55cm de espesor), que se vuelve masiva con la profundidad (Cmk2, 85cm de espesor). Debajo se halla la roca basáltica. Cuando es porosa está alterada, pero si es masiva está rodeada de una capa laminar carbonatada. Sus fisuras se encuentran rellenas de carbonatos.

Perfil Goro II (Fig. 3). Es un perfil complejo, localizado en las inmediaciones del perfil anterior, aunque más profundo (4.0m). Presenta una parte superior bien definida, de 2.0m de espesor, con una horizonación similar al Goro I. Debajo hay un conjunto heterogéneo en el que alternan niveles arcillosos discontinuos, residuales, que presentan cutanes, con otros de carbonatos. Los niveles arcillosos a veces invaden las zonas carbonatadas como golfos de corrosión macroscópicos, y contienen abundante manganeso. En la zona

superior de estos niveles existen otros de naturaleza arcillosa de colores rosáceos. Tanto los carbonatos como las arcillas de este nivel contienen restos de roca muy alterada, probablemente antiguos piroclastos. En la parte inferior del perfil, en la zona de contacto con los basaltos, hay una capa discontinua de carbonatos de tonos rosáceos. Los basaltos son compactos, y los carbonatos rellenan sus fisuras.

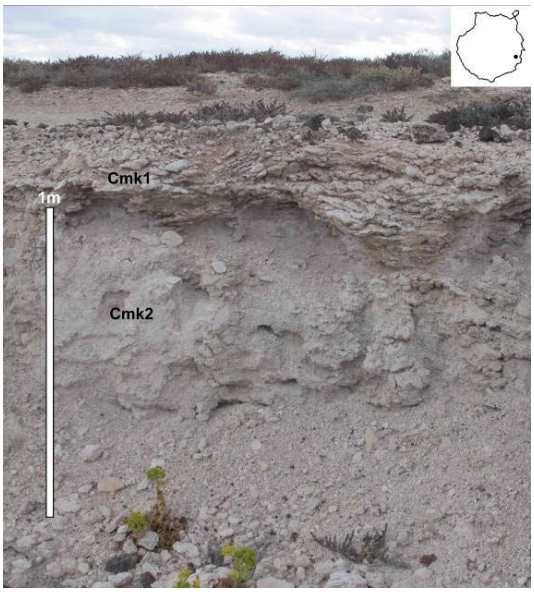


Fig. 1: Perfil Burrero.



Fig. 2: Perfil Goro I.

INTERPRETACIÓN

El material original de los perfiles estudiados presenta una secuencia parecida entre sí: un sustrato basáltico sobre el que se depositaron piroclastos. La edafogénesis posterior originó algunas diferencias: los procesos de carbonatación en el caso del perfil de Burrero y Goro I son similares (igual espesor y subdivisión del petrocálcico), aunque el espesor de AB es más reducido en el primer caso al ser probablemente este proceso más intenso por existir mayor evapotranspiración. Los piroclastos del sustrato facilitan este proceso. La alteración de los basaltos inferiores sigue pautas paralelas en todos los casos, con rellenos idénticos. Sin embargo, el perfil Goro II manifiesta, además de la fase de carbonatación señalada y común a todos, unos procesos de alteración adicionales facilitados por su espesor: es probable que el petrocálcico que tapiza los basaltos sea resultado de un proceso previo de carbonatación profunda, que después sufrió remoción parcial en un clima más húmedo y que dio lugar a un horizonte argílico irregular (Bt). La fase de carbonatación determinada en los perfiles precedentes profundizó en este horizonte argílico, y lo disgregó y alteró en diverso grado. La alteración profunda no aparece en Goro I ni en Burrero probablemente porque su espesor de piroclastos fue menor y por la intensidad de los procesos de carbonatación. El polvo atmosférico aporta carbonatos (Menéndez et al., 2007) pero desconocemos la proporción retenida en el perfil y el momento en que se aportaron. La intensa alteración de los piroclastos suministra un aporte significativo pero lento de bases. Esta alteración es relevante en los procesos edafogenéticos observados, tanto en los períodos húmedos como en los secos.

CONCLUSIONES

La formación de carbonatos en el entorno de la isla de Las Palmas está facilitada por la presencia de minerales calco-magnésicos de las rocas volcánicas, particularmente de los niveles de piroclastos de fábrica muy porosa. La roca compacta (lavas) se presenta habitualmente poco alterada. Sin embargo el hecho de que muchas fisuras de los basaltos estén rellenas de carbonatos, indica su difusión en profundidad, lo que dificulta la evaluación de los carbonatos reales generados en este contexto. La mineralogía de los carbonatos es compleja y los procesos señalados sugieren una antigüedad mayor que la atribuida a esta formación superficial.

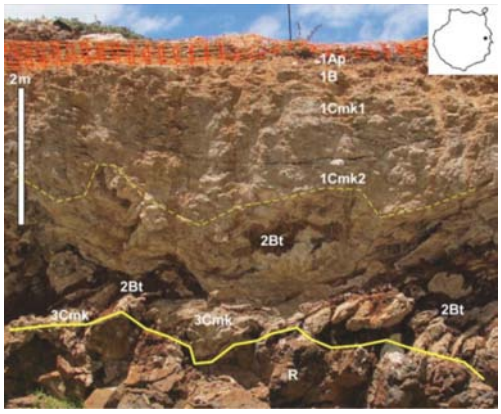


Fig. 3: Perfil Goro II

Referencias bibliográficas

Sánchez, J. (1975). Características y distribución de los suelos en la isla de Gran Canaria. Tesis doctoral, Universidad de La Laguna, 393 pp.

Menéndez, I., Díaz-Hernández, J.L., Mangas, J., Alonso, I., Sánchez-Soto, P.J. (2007). Airborne dust accumulation and soil development in the north-east sector of Gran Canaria. *J. Arid Environ.* 71, 57-81.

SESIÓN S6: AMBIENTES KÁRSTICOS Y PROCESOS DE DISOLUCIÓN, DOLINAS Y SUBSIDENCIA.

SESSIÓ S6: AMBIENTS KÀRSTICS I PROCESSOS DE DISSOLUCIÓ, DOLINES I SUBSIDÈNCIA.

EL VALOR CIENTÍFICO DE LAS TOPOGRAFÍAS ESPELEOLÓGICAS EN LOS ESTUDIOS DE CAVIDADES KÁRSTICAS: UN EJEMPLO EN LOS PICOS DE EUROPA (NORTE DE ESPAÑA)

D. Ballesteros (1), M. Jiménez-Sánchez (1, 2), M. Borreguero (3) y J. García-Sansegundo (1).

(1) Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33015-Oviedo. ballesteros@geol.uniovi.es
(2) Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera, C/ Solé i Sabarís, s/n 08028 Barcelona.
(3) Société Suisse de Spéléologie, section Troglolog, case postale 1332, CH-2301 La Chaux-de-Fonds.

Abstract (The scientific value of the cave surveys in the investigation of karst caves. An example from Picos de Europa massif. North of Spain): *Cave surveys are maps of cavities produces by speleologists. Getting access to cave surveys and their interpretation is frequently difficult and the accuracy of the maps is generally unknown; error margin may exceed 20%. Nevertheless, speleological maps allow the location of the underground features, situate field observations and sampling points, as well as establishing of the geometrical relationships between surficial elements (karst landforms, tectonic structures…) and caves. Additionally, data from cave surveys and their statistical analysis allows characterising the morphometry of the caves and the role played by structural factors on speleogenesis. Maps produced by trained researches may constitute documents with an added scientific value.*

Palabras clave: karst, cueva, espeleología, topografía.
Key words*: karst, cave, speleology, survey.*

INTRODUCCIÓN

La topografía espeleológica es la proyección en planta de los límites de una cueva subterránea mediante el método topográfico de poligonización (Butcher, 1950). Estas topografías son generalmente elaboradas de forma altruista por los espeleólogos durante la fase de exploración de una cueva o con posterioridad a la misma. Generalmente, estas representaciones gráficas no son fáciles de consultar e interpretar por personas ajenas al mundo espeleológico y su precisión pocas veces se conoce. En la actualidad existen métodos modernos que ofrecen mejores resultados (Hajri et al., 2009). No obstante, las topografías espeleológicas son los únicos planos disponibles para la mayoría de las cuevas y, a día de hoy, sigue siendo la única herramienta que permite llegar a todos los rincones de las cuevas (Kambesis, 2007). Existen numerosos trabajos de carácter científico que emplean las topografías espeleológicas como base de su investigación (Mariani et al., 2007 y Wagner et al., 2010), pero apenas hay publicaciones acerca de su valor científico intrínseco. El objetivo de este trabajo es poner de manifiesto el valor científico de las topografías espeleológicas a través de los estudios geomorfológicos y geológicos realizados en Torca Teyera, una sima kárstica de difícil acceso con 4,4 km de desarrollo y 738 m de profundidad.

SITUACIÓN

Torca del Teyera se situa en el Norte de los Picos de Europa, un macizo montañoso perteneciente a la Cordillera Cantábrica (Norte de España), caracterizado por un relieve agreste y calcáreo en el cual se ha encajado la red hidrográfica, desarrollando cañones fluviales de más de 2.000 m de profundidad (Fig. 1). El relieve está controlado por la combinación de procesos kársticos, glaciares, periglaciares, nivales y fluvio-torrenciales (Moreno et al., 2010). En los Picos de Europa se sitúan más de 5.000 cuevas y más de 150 km de conductos subterráneos, entre los que destacan 12 simas con más de 1 km de desnivel y cuya génesis está condicionada por el encajamiento de la red fluvial. Desde el punto de vista geológico, los Picos de Europa están formados fundamentalmente por calizas carboníferas afectadas por cabalgamientos y una red de fallas y fracturas de dirección NO-SE, SO-NE y N-S (Merino-Tomé et al., 2009).

Torca Teyera fue explorada y toporafiada entre 1979 y 1982 por la Société Suisse de Spéléologie, el Groupe Spéléologique du Doubs y otros grupos, y entre 2007 y 2009 por la Asociación Deportiva GEMA.

METODOLOGÍA

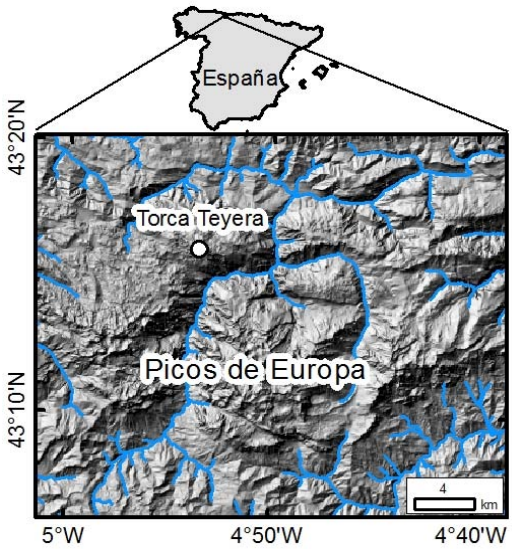


Fig. 1: Mapa de situación de Torca Teyera.

La metodología desarrollada para este trabajo (Ballesteros et al., 2011) consiste en: (1) el levantamiento de la topografía de la cueva a escala 1:500, (2) análisis morfométrico de la cavidad, (3) cartografía geomorfológica de la sima, (4) cartografía geomorfológica y geológica del entorno de la cueva y (5) comparación en proyección estereográfica de las orientaciones y direcciones de las topografías espeleológicas y de las discontinuidades del macizo.

Algunas partes de la cueva a las cuales no se ha accedido han sido tomadas de la topografía elaborada por el *Groupe Spéléologique du Doubs* y la *Société Suisse de Spéléo* (Borreguero, 1986). El levantamiento topográfico de la cavidad se ha realizado a escala 1:500 según el método de poligonización (Butcher, 1950). Este método consiste en definir una serie de estaciones sucesivas en donde la cueva presenta cambios significativos de orientación e inclinación o en las bifurcaciones (Fig. 2). Entre las estaciones se han medido el rumbo, inclinación y distancia y en cada estación se han tomado la anchura, altura y distancia al suelo. La topografía se ha realizado tomando las anchuras entre los 30 cm y 1,5 m de altura sobre el suelo. La dirección e inclinación se ha medido con la brújula y el clinómetro, mientras que las distancias se han medido con una cinta métrica. No obstante, las anchuras y alturas de las galerías frecuentemente se han estimado de forma visual. Simultáneamente a la toma de datos se ha realizado un croquis de la cavidad donde se indican las estaciones topográficas, los contornos de las galerías, escarpes, algunos bloques, ríos y lagos. También se ha elaborado algunas secciones transversales a las galerías. El grado de precisión y detalle de las topografías está clasificado en una escala elaborada por el *Survey and Mapping Working Group* de la *Union Internationale de Spéléologie* (Häuselmann, 2010). De acuerdo con esta clasificación, la topografía levantada en Torca Teyera es del tipo *UISv1 4-4-BC*. Los datos topográficos se introducen en el *software* específico *VisualTopo.503* (David, 2009) que confecciona la poligonal (línea imaginaria que une las distintas estaciones) y sobre la cual se ha dibujado la topografía a partir del croquis realizado durante la toma de datos. El *software* empleado ha permitido obtener la proyección de la cueva según diferentes puntos de vista y elaborar un modelo 3D de la cavidad. Además, la aplicación informática permite exportar la poligonal tridimensional y georeferenciada mediante un archivo de intercambio de CAD (formato *.dxf*) que se introduce en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Los datos topográficos (distancia, dirección e inclinación) con los que se elaboran la topografía se han analizado estadísticamente para caracterizar la morfometría de la cueva. Estos valores se han representado en proyección estereográfica con el fin de establecer grupos de conductos kársticos en función de su dirección e inclinación.

Con posterioridad a los trabajos descritos se ha confeccionado el mapa geomorfológico detallado de la cavidad a escala 1:500, tomando como base la topografía de la cueva. El mapa geomorfológico se ha digitalizado e introducido en un SIG para su tratamiento posterior. En el SIG se han incorporado también otros datos de interés, como la situación de las muestras recogidas para datación y análisis petrológicos y mineralógicos, así como la posición de observaciones de carácter estructural, estratigráfico, hidrológico, petrológico, mineralógico y geomorfológico. En el exterior de Torca Teyera se ha levantado la cartografía geomorfológica y geológica del entorno de la cavidad a escala 1:5.000, las cuales han sido incorporadas en un GIS. Además, se ha medido la orientación de diaclasas (124 diaclasas en el exterior de la cueva y 33 en su interior) y se han representado en proyección estereográfica. A partir de un análisis de densidades se han definido las familias de diaclasas. Estas familias y la estratificación se han comparado en proyección estereográfica con las direcciones e inclinaciones topográficas para definir el control estructural de forma cuantitativa.

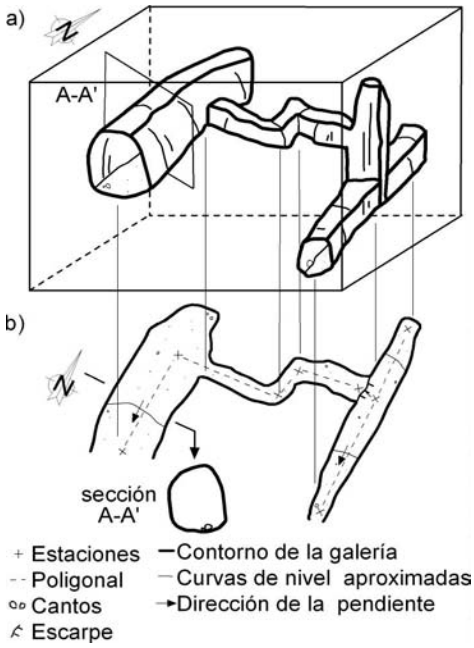


Fig. 2: (a) Modelo de una cueva tipo y (b) su proyección en planta (topografía).

RESULTADOS

En la Fig. 3a se muestra la topografía de Torca Teyera referenciada en un sistema de coordenadas UTM. La sima ocupa una superficie de 15.000 m^2 y está formada por un 74% de galerías (conductos con una inclinación inferior a 40º) y un 26% de pozos (conductos inclinados más de 40º), que en total suman 4.438 m. La proyección de la sima según la dirección SO-NE (Fig. 3b) muestra la componente vertical (738 m) y se evidencia que existen tres niveles de galerías situadas a 1.200 (nivel superior), 900-800 (nivel intermedio) y 615 m snm (nivel inferior) y que podrían representar antiguas posiciones del nivel freático. El nivel freático actual se encuentra a 602 msnm. Representando en proyección estereográfica los valores de rumbo e inclinación con los que se ha confeccionado la topografía (Fig. 3c) se establecen cuantitativamente 4 grupos de conductos en función de su dirección e inclinación. Estos grupos, representados por su línea media, son: (1) subvertical, (2) N10ºW/20ºNW, (3) N45ºE/20ºNE y (4) N125ºE/0º.

Un extracto del mapa geomorfológico de la cueva y su leyenda se ilustra en la Fig. 3d y 3e, respectivamente. El 22% de la superficie de la cavidad está ocupada por depósitos, de los cuales un 65% son de gravedad (derrubios), un 33% son espeleotemas (formas de goteo, de flujo, mixtas y otras) y un 2 % son fluviokársticos (depósitos de canal activo, de terrazas y *slackwater*). Además, se han reconocido formas fluviokársticas erosivas como marcas de corriente (*scallops*), canales relictos, *roof pendants*, tubos freáticos, cúpulas de disolución, trazas de conductos colgados, meandros encajados, muescas de disolución y marmitas de gigante. Los depósitos de terraza están frecuentemente cubiertos por derrubios y éstos a su vez por depósitos de *slackwater*. Las coladas se disponen sobre las formas fluviokársticas y de gravedad, y sobre las primeras crecen estalagmitas y masas estalagmíticas.

En la Fig. 3f se muestra una sección transversal de una galería (Fig. 3d) perteneciente al nivel intermedio (900-800 msnm). Esta galería presenta forma de cañón meandriforme con una sinuosidad de 1,12. La parte superior de la sección presenta 6,1 m, mientras que la inferior apenas alcanza los 0,4 m. Esta morfología evidencia el carácter encajado del río que circula por el fondo de la galería en condiciones vadosas. Por otro lado, sobre esta sección transversal se han representado las formas erosivas

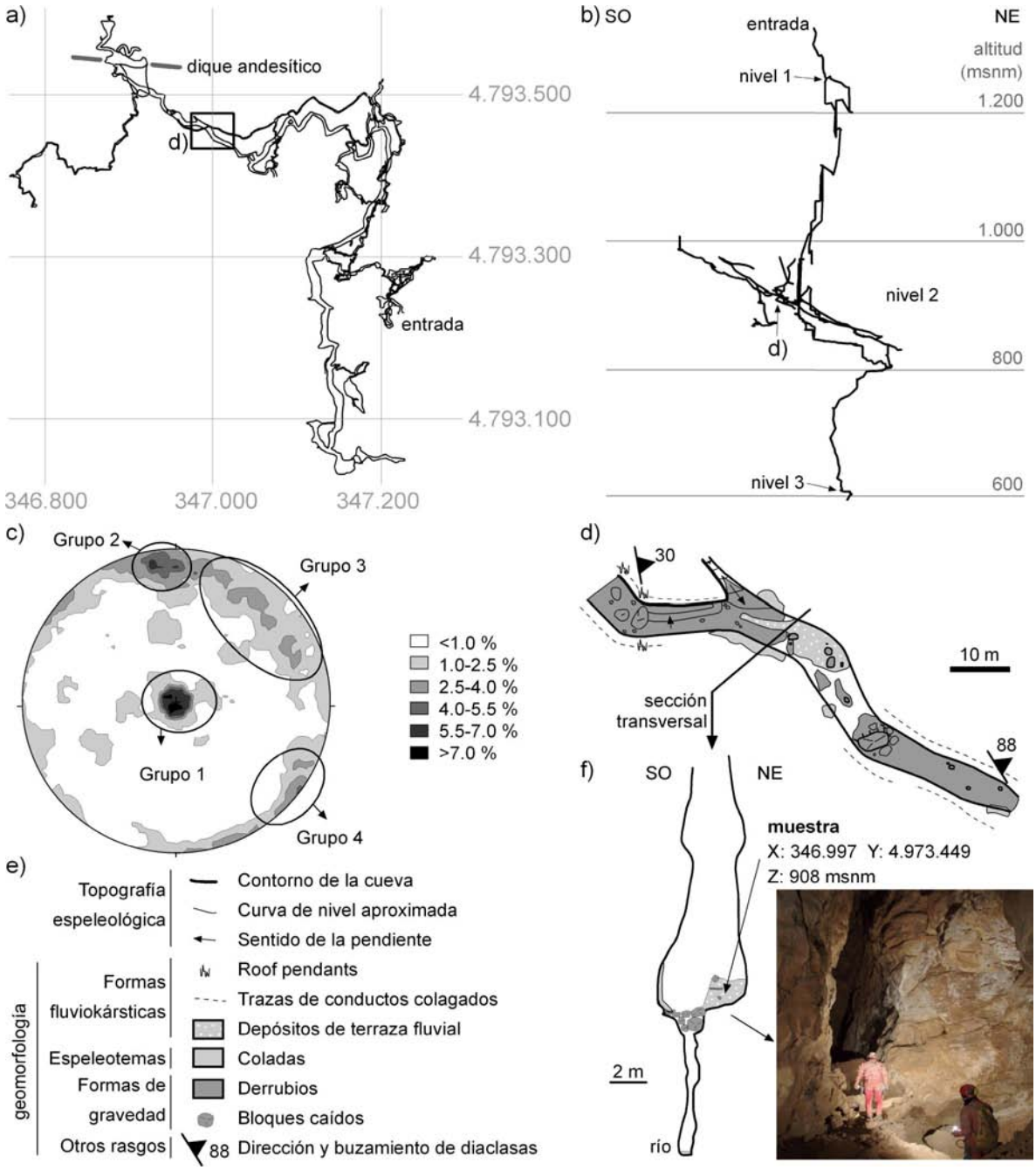


Fig. 3: (a) Topografía espeleológica y (b) proyección SO-NE de Torca. (c) Orientaciones e inclinaciones topográficos en proyección estereográfica. (d) Zoom del mapa geomorfológico de la cueva donde se detalla la situación y coordenadas de una muestra recogida. Su situación se muestra en a) y b). (e) Leyenda del mapa geomorfológico. (f) Sección transversal a la galería representada en d) y vista desde el NE.

y sedimentarias existentes, entre las que destaca un depósito de terraza fluvial cuya base se sitúa a 7,8 m sobre el cauce actual.

En la Fig. 4 se muestra la proyección de Torca Teyera sobre el mapa geomorfológico y geológico con el fin de relacionar la cueva con su entorno, con los procesos externos, con las litologías y unidades y estructuras geológicas. Torca Teyera se ubica en un macizo dominado por procesos kársticos, glaciares, de gravedad, nivales y periglaciares que han interactuado entre sí a lo largo del tiempo. Concretamente la sima se localiza bajo un área de 0,5 km^2 que incluye dos depresiones cerradas de origen nivoglaciokárstico, algunas dolinas principalmente de colapso y un lapiaz desnudo con escasos depósitos de gravedad tipo canchales (Fig. 4a). Por tanto, Torca Teyera se ha desarrollado en un área fuertemente karstificada, dominada por la erosión y periódicamente cubierta por los hielos.

La cavidad objeto de estudio se localiza en las calizas de las Formaciones Valdeteja y Picos de Europa. En la parte NO de Torca Teyera, (X: 346.881 Y: 4.793.529 Z: 932 msnm) aflora un dique andesítico de disposición N135ºE/50ºNE (Fig. 3a), que ha sido cartografiado en superficie (Fig. 4b). En el interior de la cueva también se han reconocido mineralizaciones de galena (X: 347.207 Y: 4.793.357 Z: 613 m snm) y de malaquita (X: 347.153 4.793.415 764 m snm), entre otros, que se relacionan espacialmente con el dique ígneo. La galena se encuentra a 487 m del dique y la malaquita a 339 m.
La estructura geológica del entorno de Torca Teyera está constituida por un sistema imbricado de cabalgamientos dirigidos al SO y por otras fallas y fracturas de dirección NO-SE, NE-SO y N-S (Fig. 4b). Las galerías de la cueva y las formas cartografiadas en la Fig. 4a tienden a orientarse paralelamente a las fallas, fracturas y planos de estratificación. Las diaclasas analizadas en proyección estereográfica permiten definir siete familias. Al comparar en proyección estereográfica estas familias con los grupos de galerías definidos con anterioridad, se deduce que los pozos y las galerías están fuertemente controlados por las intersecciones entre fracturas, a excepción de las galerías de orientación N125ºE, que están condicionadas principalmente por la estratificación.

DISCUSIÓN

La topografía espeleológica y los datos científicos recogidos en campo han permitido establecer: (1) las dimensiones de la cueva, (2) las relaciones espaciales y temporales entre las diferentes formas y (3) las coordenadas XYZ absolutas de los elementos observados en campo. Así, a pesar de que el objetivo principal de las topografías espeleológicas

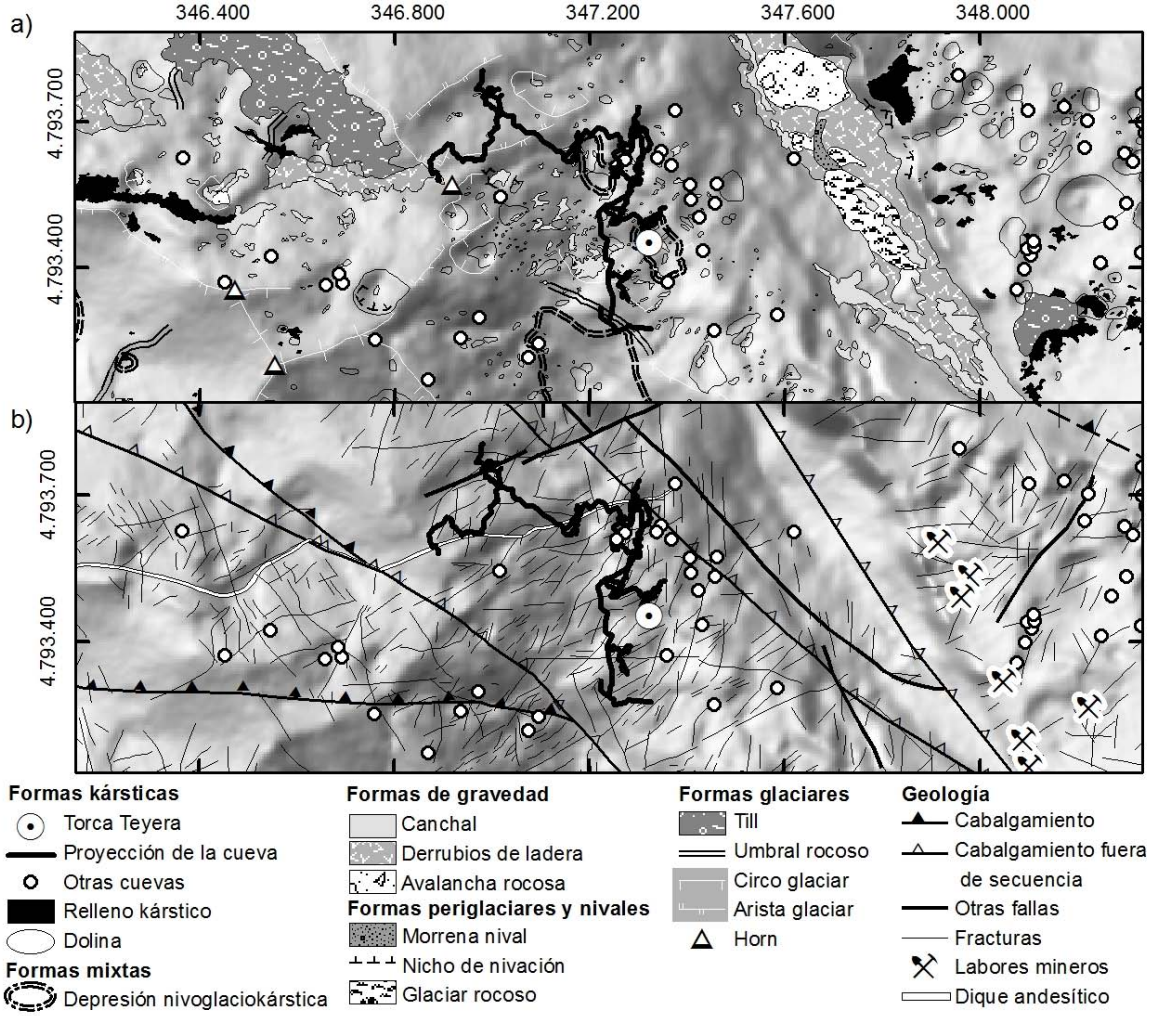


Fig. 4: (a) Mapa geomorfológico y (b) estructural del entorno de Torca Teyera. La situación de otras cuevas está tomada de Borreguero (1986), Groupe Spéléologique du Doubs (1988), Carbajal y Sainz (2003), Carbajal et al. (2008) y Ballesteros et al. (2009).

es mostrar la configuración de las cavidades subterráneas, la utilidad de estos documentos en los estudios científicos es mucho más amplia. Tanto la poligonal topográfica (en las tres dimensiones) como los datos, muestras y fotografías tomadas en campo se pueden introducir en un sistema de información geográfica para crear una base de datos que dé soporte a las investigaciones. Por tanto, las posibilidades de investigar en cuevas sin disponer de topografías se reducen considerablemente, sobre todo cuando es necesario trabajar con datos referenciados en el espacio. No obstante, las topografías espeleológicas tienen sus limitaciones ya que su elaboración implica cierta subjetividad y su precisión es variable (2-5 %), pudiendo superar el 20% (Domínguez-Cuesta et al., 2010). En este sentido, es importante que el levantamiento topográfico se realice conjuntamente con las labores de investigación geomorfológica, ya que así ambos aspectos pueden ser coordinados con mayor eficacia. Por ejemplo, establecer estaciones topográficas en los puntos de interés científico o referenciar la información recogida con respecto a la poligonal topográfica permite tener perfectamente situadas las observaciones de campo en coordenadas absolutas. De este modo, se reducen los márgenes de error en la ubicación de los datos científicos tomados con posterioridad.

CONCLUSIONES

Las conclusiones de este trabajo se pueden sintetizar en cuatro puntos:

1.- Las topografías espeleológicas informan sobre la geometría de las cuevas y permiten ubicar espacialmente información científica de índole geomorfológica, geológica e hidrogeológica (desde muestreos y observaciones de campo a cartografías).

2.- La utilidad de estos documentos y su rentabilidad científica aumenta cuando son los propios investigadores los encargados del levantamiento topográfico.

3.- Los datos (distancia, dirección e inclinación) con los que se elaboran las topografías pueden ser analizados estadísticamente con el fin de caracterizar cuantitativamente la morfología de las cuevas, especialmente si se combinan con otras técnicas clásicamente utilizadas en geología estructural, como es la proyección estereográfica.

4.- Las topografías espeleológicas puede ser proyectadas sobre mapas topográficos, geomorfológicos y geológicos con el fin de mostrar la relación espacial de la cavidad con elementos de su entorno, contribuyendo a establecer los factores que controlan su origen y morfometría, fundamentalmente, litología y discontinuidades.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos CN-06-177 del Principado de Asturias y Universidad de Oviedo, CALIBRE (CAVECAL) (CGL2006-13327-C04/CLI) del Ministerio de Educación y Cultura, y GRACCIE (CONSOLIDER PROGRAM) (CSD2007-00067) del Centro de Investigación Científica y Tecnológica. M. Jiménez-Sánchez ha realizado parte de su contribución dentro del Grupo de Geología Sedimentaria y Georiesgos del ITCJA, durante un permiso sabático otorgado por la Universidad de Oviedo. D. Ballesteros disfruta de una beca predoctoral de la Fundación para el Fomento en Asturias de la Investigación Científica Aplicada y la Tecnología. Los autores agradecen los comentarios de Francisco Gutiérrez Santolalla.

Referencias bibliográficas

Ballesteros, D., Caldueño García, M.A., Cañón Salgado, G., Estrada González, S., de Felipe Pitcairn, J., Fernández González, R., Fernández Valencia, R., Martínez Muñiz, R. & Puerta Elorza, E.A. (2009) *Semuñón 2009, Exploración espeleológica en Peña Jascal, Picos de Europa, NO de España*. Oviedo. Inédito. 41p.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J. & Giralt, S. (2011). Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain) *Carbonates and Evaporites*, 26, 29-40.

Borreguero, M. (1986). *Special Picos: Puertos de Ondón*. Neuchâtel (Suiza). 118p. Inédito.

Butcher, A.L. (1950). Cave survey. *Publication of the Cave Resarch group of Great Britain* 3, 40 p.

Carbajal, J.A. & Saiz Barreda, J.R. (2003). Campaña Espeleológica Puertos de Ondón 2003. Asociación Deportiva GEMA. Gijón. Inédito.16 p.

Carbajal, J.A., Saiz, J.R. & Ballesteros, D. (2008). Campaña Espeleológica Puertos de Ondón 2004-2007. Asociación Deportiva GEMA. Gijón. Inédito. 28 p.

David, E. (2009). *Visual Topo*. http://vtopo.Free.fr

Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., Ballesteros, D. & González-Pumariega, P. (2010). Precisión de las topografías espeleológicas: dos ejemplos en cuevas de Asturias (N de España). En: *Cuevas: Patrimonio, Naturaleza, Cultura y Turismo* (J.J. Durán y F. Carrasco, eds.). Asociación de Cuevas Turísticas Españolas. Madrid (España), 419-434.

Groupe Spéléologique du Doubs (1988). *Camps d'été dans les Picos de Europa (1987-1988)*. Inédito. 47 p.
http://edytem.univ-savoie.fr/spip/IMG/pdf/karstologia-53-couv.pdf

Hajri, S., Sadier, B., Jaillet, S., Ployon, E., Boche, E., Chakroun, A., Saulnier, G.M. & Delannoy, J.J. (2009). Analyse spatiale et morphologique d'une forêt de stalagmites par modélisation 3D dans le réseau d'Orgnac (Ardèche, France). *Karstologia,* 53, 1-14.

Häuselmann, P. (2010). UIS Mapping Grades version 1. *Survey and Mapping Working Group,* Union Internationale de Spéléologie.

Kambesis, P. (2007). The importance of cave exploration to scientific research. *Journal of Cave and Karst Studies,* 69, 46–58

Mariani, S., Mainiero, M., Barchi, M., van der Borg, K., Vonhof, H. & Montanari, A. (2007). Use of speleologic data to evaluate Holocene uplifting and tilting: An example from the Frasassi anticline (northeastern Apennines, Italy). *Earth and Planteray Science Letters*, 257, 313-328.

Merino-Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N., Farias, P. & Villa, E. (2009). Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbrícate system at the core of Iberian-Armorican arc (Cantabrian zona, north Spain): New precisions concerning the timing of the arc clousure. *Geological Society of America,* 121, 5-6, 729-751.

Moreno, A., Valero-Gracés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. & Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal Quaternary Science,* 25, 7, 1076-1091.

Wagner, T., Gabel D., Fiebig M., Häuselmann P. & Sahy, D. (2010). Young uplift in the non-glaciated part of the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letters,* 295 (1-2) 159-169.

LA CUEVA DE SESO (BOLTAÑA, HUESCA): ESPELEOGÉNESIS Y ESTALAGMITAS HOLOCENAS

M. Bartolomé (1,2), C. Sancho (1), A. Moreno (2), Á. Belmonte (1), A. Muñoz (1) y Mª.C. Osácar (1)

(1) Dpto de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.
mbartolomeucar@hotmail.com
(2) Dpto. de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Avda Montañana 1005, 50059 Zaragoza

Abstract (Seso Cave (Boltaña, Huesca): speleogenesis and Holocene stalagmites): *The speleogenesis of the Seso Cave (Boltaña, Huesca) in the Central Pyrenees is reconstructed. We have recognized four main morphogenetic phases subsequent to the excavation of this small cave,, including two stages of stalagmite formation. The dates obtained by U/Th techniques in stalagmites of the younger phase indicate several short-lasting growing Holocene periods. In addition, first isotope ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) results are presented.*

Palabras clave: Estalagmitas, Holoceno, Pirineo Central, isótopos estables
Key words*: Stalagmites, Holocene, Central Pyrenees, stable isotopes*

INTRODUCCIÓN

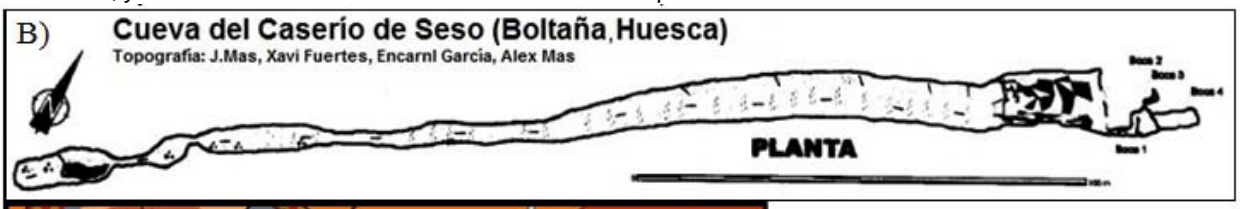
El estudio de espeleotemas presenta en la actualidad un auge renovado debido al desarrollo de nuevos métodos de análisis y a su potencial paleoclimático (p.e Moreno et al., 2010). Aunque en la Cordillera Pirenaica son numerosas las cavidades kársticas, todavía es escasa la información paleoambiental disponible derivada de los archivos espeleotémicos. En este trabajo se aportan los primeros datos sobre la espeleogénesis de la cueva de Espluca Seso, una pequeña cavidad localizada en el Pirineo central, junto con datos cronológicos e isotópicos de estalagmitas holocenas.

SITUACIÓN

La cueva estudiada se sitúa en las proximidades del Caserío de Seso, perteneciente al municipio de Boltaña (provincia de Huesca). Las coordenadas UTM de la entrada de la cavidad son 31T 256674 E 4704903 N, y la altura alcanza los 825 m. La cavidad presenta un desarrollo longitudinal de 326 m y un desnivel de 46 m (Mas y Fuertes, 2007) (Fig. 1). El clima es de transición Mediterráneo-Oceánico, caracterizado por tener precipitaciones en torno a 1000 mm/año y temperaturas medias anuales de 13°C. La cueva de Espluca Seso se sitúa en el flanco Este del anticlinal de Boltaña y se abre en los materiales calcáreos del Alogrupo Castigaleu (Cuisiense) correspondiente con la Fm. Boltaña (Soto y Casas, 2001) (Fig. 1). Se trata de calizas bioclásticas compuestas principalmente por foraminíferos con intercalaciones margosas.

METODOLOGÍA

La cavidad de Seso se encuentra escasamente documentada. Tras una exploración previa, se realizó un reconocimiento geomorfológico de la misma. Por otro lado, se muestrearon diferentes estalagmitas de cara a valorar su significado paleoclimático.



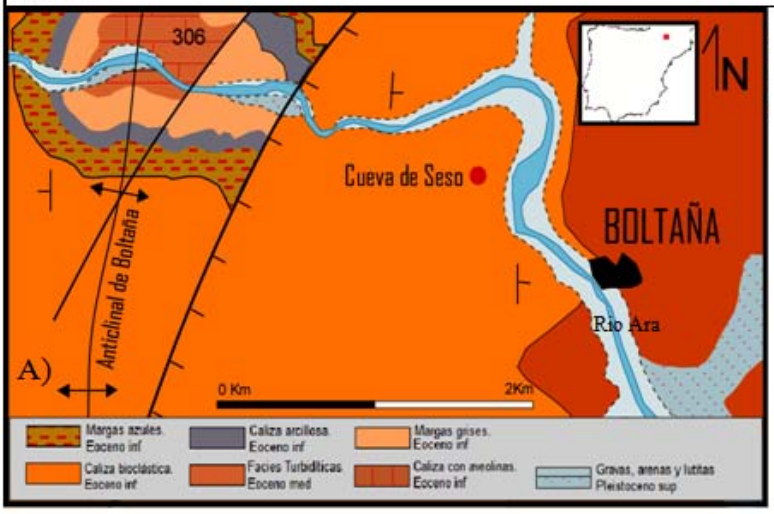


Fig.1: A) Situación geográfica y geológica. B) Topografía de la cavidad (Modificada de Mas y Fuentes, 2007). C) Entrada de la cavidad, formada a partir de un colapso



Muestra	$[^{230}Th/^{238}U]^a$	$[^{234}U/^{238}U]^a$	$[^{232}Th/^{238}U]$	$[^{230}Th/^{232}Th]$	Age±ka[b]	$[^{234}U/^{238}U]_i^c$
Cm desde la base	actividad	actividad	actividad	actividad	corregida	Inicial
SE-09-1 2cm	0,0384±05	1,4330±33	0,000243±00	157,9	2,946±0,041	1,4366±33
SE-09-1 11cm	0,0353±06	1,3994±28	0,000130±00	271,0	2,777±0,049	1,4026±29
SE-09-1 12cm	0,0339±06	1,3771±28	0,000255±00	132,6	2,701±0,050	1,3800±28
SE-09-1 23cm	0,0326±05	1,3995±25	0,000125±00	260,6	2,562±0,040	1,4024±25
SE-09-2 0cm	0,0886±05	1,5560±29	0,000176±00	504,6	6,369±0,039	1,5661±29
SE-09-2 6.5cm	0,0860±06	1,5479±35	0,000163±00	529,5	6,211±0,047	1,5576±35
SE-09-2 7cm	0,0861±06	1,5414±28	0,000099±00	869,8	6,250±0,046	1,5510±29
SE-09-2 13cm	0,0018±03	1,4296±27	0,000129±00	13,7	0,129±0,023	1,4298±27
SE-09-3 0cm	0,0227±04	1,3412±27	0,000291±00	78,2	1,842±0,035	1,3430±27
SE-09-3 5cm	0,0186±05	1,3588±26	0,000290±00	64,2	1,483±0,043	1,3603±26
SE-09-3 5.5cm	0,0058±10	1,3569±28	0,000270±01	21,6	0,448±0,08	1,3573±28
SE-09-3 10.5cm	0,0060±04	1,3547±27	0,002668±08	2,3	0,290±0,092	1,3550±27
SE-09-3 11.5cm	0,0057±04	1,3540±27	0,002791±08	2,0	0,258±0,096	1,3543±27
SE-09-3 14-14.5cm	0,0050±03	1,3579±27	0,002861±07	1,7	0,196±0,095	1,3581±27

Muestra	$[^{230}Th/^{238}U]^a$	$[^{234}U/^{238}U]^a$	$[^{232}Th/^{238}U]$	$[^{230}Th/^{232}Th]$	Age±ka[b]	$[^{234}U/^{238}U]_i^c$
Cm desde la base	actividad	actividad	actividad	actividad	corregida	Inicial
SE-09-4 0cm	0,0090±04	1,3601±26	0,000613±02	14,7	0,681±0,037	1,3608±26
SE-09-4 5cm	0,0062±03	1,3551±28	0,000114±00	53,9	0,493±0,024	1,3556±28
SE-09-4 6cm	0,0087±04	1,3585±24	0,002067±07	4,2	0,551±0,074	1,3591±24
SE-09-4 11cm	0,0055±01	1,3574±25	0,000215±00	25,4	0,428±0,011	1,3578±25
SE-09-5 1cm	0,1170±09	1,4508±25	0,001189±05	98,4	9,064±0,082	1,4625±26
SE-09-5 25cm	0,1121±06	1,4663±29	0,000667±02	168,2	8,605±0,055	1,4778±29
SE-09-5 26cm	0,1150±06	1,5008±27	0,000633±02	181,5	8,627±0,053	1,5132±28
SE-09-5 30cm	0,1123±09	1,4973±34	0,001356±04	82,8	8,390±0,083	1,5093±34
SE-09-6 1cm	0,1649±17	1,4566±32	0,000939±02	175,6	12,977±0,150	1,4737±33
SE-09-6 15cm	0,1454±13	1,4253±28	0,001537±08	94,6	11,583±0,123	1,4395±28

Tabla 1: Dataciones de U/Th de las estalagmitas recogidas de la cueva de Seso. a, Relaciones de actividad determinadas de acuerdo con Hellstrom (2003) y usando las constantes de desintegración medidas por Cheng et al (2000). b, Edad en miles de años antes del presente corregida por el ^{230}Th inicial usando la eq. 1 de Hellstrom (2006) y $[^{230}Th/^{232}Th]i$ de 0.9 ± 0.4. c, Relación $[^{234}U/^{238}U]$ inicial calculada usando la edad corregida

Las dataciones mediante series de desintegración de U/Th se han efectuado en la Universidad de Melbouren (Australia) y las determinaciones de isótopos estables ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) en la Universidad de Barcelona.

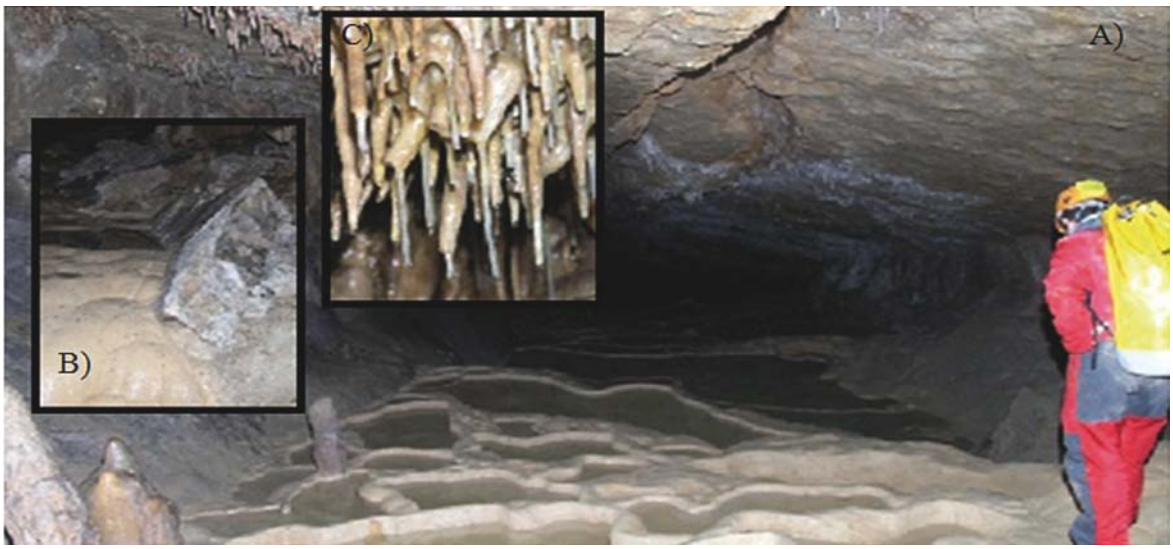


Fig.2: Galería principal. (A) Se observan las pareces margosas, el techo calizo y la fractura principal. (B) Estalagmitas y bloques embebidos por los gours y (C) cambios de dirección en el crecimiento de las estalactitas

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CAVIDAD

La cueva de Seso presenta una geometría rectilínea controlada por una fractura principal vertical con orientación 060 N que afecta a una serie monoclinal de margocalizas con dirección y buzamiento de 020/23º E. Concretamente la cavidad se desarrolla en un paquete margoso entre dos capas competentes de caliza. Las calcimetrías de los materiales margosos indican un contenido medio del 30% en carbonato. Como hipótesis preliminar se plantea la posible exportación mecánica subterránea del material margoso en el sentido del buzamiento hacia el este de la serie estratigráfica. El nivel de base estaría representado por el río Ara. La sección transversal de la cavidad presenta una geometría trapezoidal con paredes laterales conformadas por taludes margosos. Se distinguen acumulaciones gravitacionales de grandes bloques procedentes del techo de la cavidad, estalactitas con orientaciones variables, banderas, estalagmitas, coladas estalagmíticas sobre los taludes margosos y gours, siendo éstos los elementos más destacables. La ordenación y relación espacial de estas acumulaciones, clásticas y carbonatadas, permite establecer una sucesión cronológica relativa conformada por diferentes fases genéticas (Fig. 2). En la actualidad la cueva presenta una notable dinámica hidrológica estacional, con goteos activos y circulación de agua entre los gours.

CRONOLOGÍA DE LOS ESPELEOTEMAS E ISÓTOPOS ESTABLES

De las dos generaciones de estalagmitas se extrajeron muestras (10 a 20 cm de longitud) correspondientes a la fase más moderna. Las dataciones de U/Th realizadas en 6 estalagmitas indican una edad Holocena (Tabla 1). El crecimiento se ha producido durante periodos cortos de tiempo interrumpidos por hiatos importantes. Los tests de Hendy (Fig. 3) realizados para la muestra Se-09-1 a lo largo de varias láminas indican que el fraccionamiento isotópico tuvo lugar en equilibrio o próximo a él (escasa correlación del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ y valores constantes del $\delta^{18}O$ a lo largo de una lámina). Por otro lado, en la Fig. 3 se muestra la

variación a lo largo de la muestra Se-09-1 de las curvas del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ (1.5‰).

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Las relaciones espaciales de los registros endokársticos y las dataciones efectuadas sobre estalagmitas permiten establecer diferentes fases de evolución de la cueva Espluca Seso de Boltaña. Así, distinguimos 4 fases evolutivas principales: (1) formación de la cavidad por la exportación mecánica subterránea del material margoso a partir de la fractura principal. No se han detectado indicios de disolución previa en las calizas del techo de la cavidad, aunque sí aparecen pequeños desplazamientos a lo largo de la fractura principal que favorecerían el inicio de erosión, (2) primera fase de desarrollo de estalagmitas que alcanzan casi 1 m de longitud (3) formación de gours a lo largo de toda la cavidad superponiéndose a las estalagmitas anteriores (Fig. 2) y (4) desarrollo de una nueva fase de crecimiento estalagmítico (a esta fase pertenecen las seis muestras recuperadas). La caída aleatoria de bloques se produciría a lo largo de todas las fases, no pudiendo diferenciar períodos concretos de mayor actividad gravitacional. Las dataciones obtenidas en la segunda generación de estalagmitas permite acotar esta fase de crecimiento entre 12.9±0.15ka (base de la muestra SE-09-6) y 129±23 años BP (techo de la muestra SE-09-2). En algunas muestras (SE-09-2 y SE-09-3) se observan importantes hiatos (Tabla 1). Además la muestra SE-09-4 presenta un momento simultáneo de crecimiento con la muestra SE-09-3 entre 700 y 400 años. Como consecuencia, el desarrollo estalagmítico durante el Holoceno se produciría durante fases relativamente cálidas y/o húmedas y parece estar controlado por cambios climáticos rápidos, de difícil reconocimiento en cualquier otro tipo de registro continental de menor resolución.

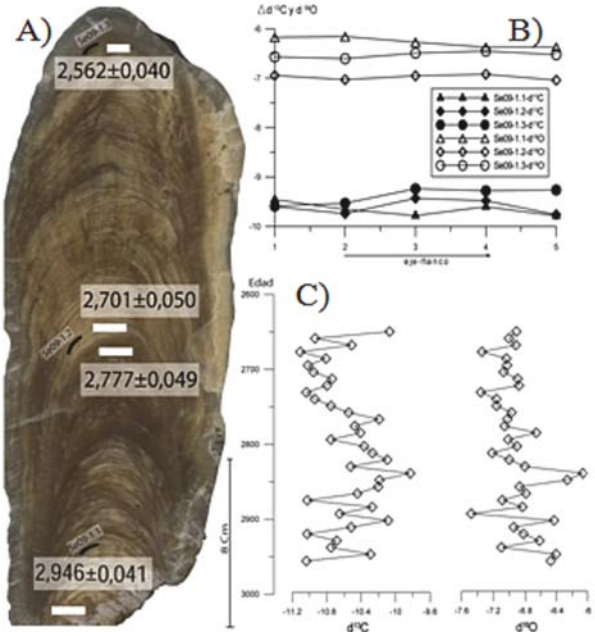


Fig. 3: (A) Estalagmita Se-09-1 donde se indican los lugares de muestreo para las dataciones (rectángulos blancos) y los test de Hendy (líneas negras). (B) Gráfica de variación del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ a lo largo de cada lámina. (C) Curvas de variación del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos GA-LC-021/2008 (Gobierno de Aragón-La Caixa) y CGL2009-10455/BTE (Ministerio de Ciencia e Innovación) y una Ayuda de Investigación del Geoparque del Sobrarbe Agradecemos a Joaquín Perona e Isabel Cacho de la Universidad de Barcelona su colaboración en los análisis isotópicos.

Referencias bibliográficas

Cheng, H., Edwards, L.R., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A. & Asmerom, Y. (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169, 17-33.

Hellstrom, J. (2003). Rapid and accurate U/Th dating using parallel ion-counting multicollector ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry,* 18, 1346-1351.

Hellstrom, J. (2006). U-Th dating of speleothems with high initial 230Th using stratigraphical constraint. *Quaternary Geochronology*, 1(4), 289-295.

Mas, J & Fuertes, X. (2007). Cueva del caserío de Seso (Huesca). *CIJA de Teruel*, 2, 30-32

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, V., Ito, E & Edwards, L.R. (2010). A speleothem record of glacial (25-11.6 kyr) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change doi:10.1016/j.gloplacha.2009.10.002*

Soto, R. & Casas, A.M. (2001). Geometría y cinemática de las estructuras norte-sur de la cuenca de Aínsa. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 14 (3-4), 199-2.

SESIÓN S7: EVENTOS EXTREMOS Y CATASTROFICOS (PALEOAVENIDAS, DESLIZAMIENTOS, TSUNAMIS, TEMPORALES): IMPACTOS Y CLIMA.

SESSIÓ S7: ESDEVENIMENTS EXTREMS I CATASCTRÒFICS (PALEOAVINGUDES, LLISCAMENTS, TSUNAMIS, TEMPORALS): IMPACTES I CLIMA.

LOS DESPRENDIMIENTOS DE ROCAS EN LA MONTAÑA DE MONTSERRAT (CATALUÑA, ESPAÑA)

Royán, M.J. (1) y Vilaplana, J.M. (1)

(1) Grup RISKNAT, Dpt. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès S/N. 08028-Barcelona. manuvalver@gmail.com

Abstract (Rockfalls in the Montserrat Mountain (Catalonia, Spain)): *Montserrat Mountain is a spot with a great geological value. This value derivates from its peculiar morphology, which receives the name of montserratí. In this paper we analyse the importance of rockfalls in the evolution of this relief and also we want to know the most active zones in the mountain nowadays. The analysis has been carried out through the search of rockfall geomorphic indicators (rockfall trajectories and fallen blocks) in aerial photographs taken in different years (1978, 1992 and 2009). Also, we have identified the scars of detachment areas in important walls of the mountain. Our results show that rockfalls currently are a common phenomenon in certain zones of the mountain and that the quantify of material moved by these rockfalls is high. Therefore, we can conclude that rockfalls are a fundamental process in the evolution of this relief.*

Palabras clave: desprendimientos de rocas, indicadores geomorfológicos, actividad reciente, Montaña de Montserrat
Key words*: rockfalls, geomorphic indicators, recent activity, Montserrat Mountain*

La montaña de Montserrat se encuentra situada en la parte noreste de España, en Cataluña y aproximadamente a 52 km al noroeste de Barcelona. En ella se localiza uno de los lugares de peregrinación cristiana más importantes del territorio español, el Monasterio de Montserrat, que solo en 2009 recibió más de 2 millones de visitantes.

Esta montaña posee también un gran valor como patrimonio geológico debido a lo peculiar de su modelado. Este recibe el nombre de *montserratí* y se caracteriza por la existencia de canales, agujas y paredes verticales (Vilaplana y Busquets-Buezo, 2000) condicionados por cinco sistemas de diaclasas (Alsaker et al., 1996). Estas paredes y agujas verticales se encuentran afectadas por fenómenos de caídas de rocas que con cierta facilidad alcanzan los 1.000 m^3 de material movilizado, y que conforman un peligro importante para los elementos antrópicos expuestos como el monasterio y las vías de comunicación (Vilajosana et al., 2008).

Geológicamente está constituida por facies de abanico aluvial (principalmente conglomerados con intercalaciones de lutitas) y se sitúa en el margen sureste de la cuenca del Ebro (Vilaplana y Busquets-Buezo, 2000). Según Marquès (2001) la dinámica del macizo de Montserrat se puede interpretar como una evolución a "*dos velocidades*". Una evolución a "*cámara lenta*" constituida por procesos de baja magnitud y alta frecuencia como los desprendimientos de rocas; y otra evolución a "cámara rápida" constituida por procesos de alta magnitud pero baja frecuencia como los flujos que transcurren por los canales y torrentes cuando se producen lluvias torrenciales. La mayoría de desprendimientos en los conglomerados son vuelcos y desplomes condicionados por las diaclasas y los niveles de lutitas.

Los principales objetivos del presente estudio son: 1) determinar la importancia de los desprendimientos de rocas en la evolución del relieve de la montaña (modelado *montserratí*), 2) caracterizar las zonas de salida de los desprendimientos y 3) localizar las zonas más activas actualmente en la montaña.
La principal tarea de obtención de datos para este trabajo ha sido la fotointerpretación sobre fotos aéreas y ortofotos de diferentes años de indicadores geomorfológicos de caídas de rocas. Se identificaron trayectorias, que se observan como cicatrices en el terreno y sobre la vegetación producidas durante la caída de las rocas; y bloques caídos individuales de más de 3 m^3. Este método permite obtener de forma sencilla un gran número de datos en toda la montaña. Datos que sería casi imposible obtener *in-situ* debido a lo extenso y abrupto del terreno. Dificultades encontradas han sido la insuficiencia de las escalas de las fotos aéreas y la tendencia de la vegetación al enmascaramiento de las trayectorias de los desprendimientos.

La labor fotointerpretativa ha sido realizada sobre 3 series fotográficas de la montaña de Montserrat. La primera del año 1978 compuesta por 13 fotos aéreas a escala 1:18.000; la segunda del año 1992 compuesta por 12 fotos aéreas a escala 1:22.000; y la tercera del año 2009 compuesta por 9 ortofotos a escala 1:5.000 de la herramienta "ortoXpress" del Institut Cartogràfic de Catalunya (http://www.ortoxpres.cat/client/icc/).

Una vez identificados los distintos indicadores en las distintas series fotográficas fueron digitalizados a través del programa ArcGIS 9.2 de ESRI. Y por último se realizó una discriminación de los indicadores que se repetían en distintas fotos para escoger solo aquel que aparecía en la foto más antigua.

Para caracterizar las zonas de salida de los desprendimientos es necesario el trabajo de campo. Se realizaron dos tareas: 1) búsqueda de cicatrices, las cuales se identifican por una característica pátina color salmón producto de la precipitación en la grieta que separa la masa movilizada y la pared (Vendrell-Saz, 2001); y 2) búsqueda de morfologías de zonas de salida comunes en las paredes.

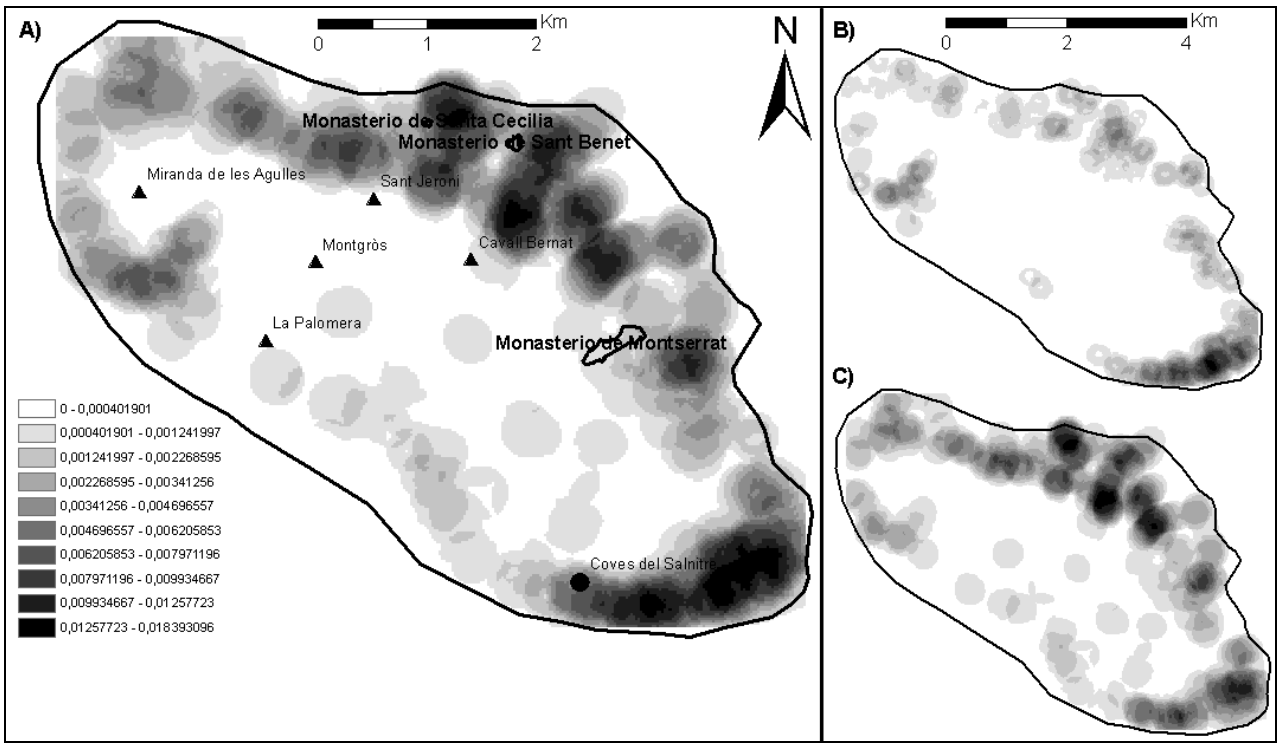


Fig. 1: Mapas de densidades: A) Suma de la densidad de bloques y de trayectorias; B) Densidad de bloques; C) Densidad de trayectorias

Se han identificado cicatrices de zonas de salida (pátinas color salmón) en dos paredes importantes de la ladera NE de la montaña de Montserrat (pared de "Sant Jeroni" y pared "Dels Diables"). En total en un área de 96 km^2 se han identificado 155 cicatrices de desprendimientos lo que demuestra la importancia que llegan a tener estos en la denudación de las paredes y por tanto en la evolución de éste relieve. En cuanto a la morfología de zonas de salida se han diferenciado 3 tipos que se repetían en toda la montaña caracterizados por la existencia de al menos un nivel de lutítas. Además la posición de estos condiciona el mecanismo de salida (deslizamiento, vuelco o caída libre).

Para analizar los resultados de la fotointerpretación se han realizado tres mapas de densidad de indicadores con la ayuda del programa ArcGIS 9.2. Los mapas son: 1) densidad de bloques (Fig. 1B), 2) densidad de trayectorias (Fig. 1C) y 3) suma de los dos anteriores (Fig. 1A). El de densidad de bloques representa las zonas con más desprendimientos a lo largo del tiempo, pero sin dar información de actividad reciente. Se observa como los bloques caídos se concentran en las laderas NW, NE y sobre todo SE, mientras que apenas se han identificado bloques en la ladera SW y la parte central interna de la montaña. El mapa de densidad de trayectorias da información de actividad reciente, por lo que se deduce que las zonas más activas actualmente son nuevamente las laderas NW, NE y SE, mientras que con apenas actividad reciente se observan la ladera SW y la parte central interna de la montaña. Por último, a partir del mapa de la suma de las densidades se observa que las zonas que están siendo más erosionadas y por tanto que pierden más material son las mismas laderas nombradas anteriormente ya que coinciden tanto en actividad reciente como en actividad a lo largo del tiempo.

Superponiendo las infraestructuras de la montaña al mapa de densidades se pueden observar las más expuestas a las caídas de rocas. Como resultado se observa como las más expuestas son las carreteras B-112, la BP-1121 y la BP-1103, y las vías del tren cremallera que llega al monasterio. Mención especial requiere el Monasterio de Montserrat, ya que el hecho de que no se observe en zonas con alta densidad de indicadores no quiere decir que no esté expuesto. Esto es debido a que al estar el suelo urbanizado no se han podido identificar indicadores de zonas de trayectoria y de llegada, ya que son limpiados y arreglados los desperfectos que se ocasionan.

A partir del número de cicatrices de zonas de salida encontradas y de los indicadores cartografiados se puede concluir que los desprendimientos de rocas son un factor importante en la movilización del material erosionado.

A partir de la fotointerpretación se concluye que las zonas más activas de la montaña son las laderas NW, NE y SE. Los indicadores geomorfológicos identificados (bloques caídos y trayectorias) proporcionan información valiosa y fácil de conseguir para un análisis de este tipo. Pero de cara a poder caracterizar mejor zonas como la del monasterio de Montserrat haría falta en el futuro una completa detección de las cicatrices de zonas de salida en todas las paredes de la montaña.

Del análisis de exposición al peligro se puede concluir el alto nivel de exposición de determinados tramos de las carreteras B-112, la BP-1121 y la BP-1103, y las vías del tren cremallera que llega al monasterio. Además se da la coincidencia de que estas zonas son también las más transitadas por los visitantes lo que da más importancia a la realización de futuros estudios de riesgo en ellas.

Referencias bibliográficas

Alsaker, E., Gabrielsen, R.H., Roca, E. (1996). The significance of the fracture pattern of the Late-Eocene Montserrat fan-delta, Catalan Coastal Ranges (NE Spain). Tectonophysics, 266, 465-491.

Marquès, M. A. (2001). Impacto en el medio físico de unas lluvias extremas en el macizo de Montserrat. Tecnología del agua, 213, 42-50.

Vendrell-Saz, M., García-Vallès, M., Salvadó, N., Megias, L. (2001). Interacció entre les roques i l'atmosfera: desemvolupament i evolució de les pàtines a la conca mediterrània. Revista de la societat Catalana de Química.

Vilajosana, I., Suriñach, E., Abellán, A., Khazaradze, G., García, D., Llosa, J. (2008) Rockfall induced seismic signals: case study in Montserrat, Catalonia. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, 805-812.

Vilaplana, M., Busquets-Buezo, P. (2000). Geozona 224 Montserrat. Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya. Consultable en: (http://mediambient.gencat.cat/cat/el_medi/natura/sistema_informacio/inventari_interes_geologic/descriptiva/224_descrip.pdf), última consulta: 08/12/2010.

AMPLIFICACIÓN DEL EFECTO DESTRUCTIVO DE LOS DESPRENDIMIENTOS ROCOSOS POR DESLIZAMIENTO SOBRE SUELOS VOLCÁNICOS (TENERIFE Y MADEIRA)

J. Yepes Temiño (1), M.J. Rodríguez-Peces (2), S. Marchesini (3, 4), S. Leyva (5) y J.L. Díaz-Hernández (6)

(1) Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. jyepes@dic.ulpgc.es
(2) Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. martinjr@geo.ucm.es
(3) Laboratorio de Hormigones Tierras y Asfaltos. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. sarasclera@gmail.com
(4) Dipartimento di Ingegneria Edile, Università Politecnica delle Marche, Ancona
(5) Servicio de Conservación de Carreteras, Cabildo Insular de Tenerife. sergiolc@tenerife.es
(6) IFAPA Camino del Purchil, Junta de Andalucía. josel.diaz@juntadeandalucia.es

Abstract (Amplification of the destructive effect of rock-falls by sliding on volcanic soils, Tenerife and Madeira): *This work provides geomorphological and geotechnical observations on the amplification of the destructive behaviour of rock falls developed in rocky slopes with a soil rich in organic matter, which are both exposed to high rainfall regimes. The determinant factor of this process would be related to the low geotechnical quality that the organic matter gives to the soil, which experience a sudden change in its fabric related to the dynamic load, similar to those observed in the quick clays in the fjords of Norway.*

Palabras clave: *desprendimiento rocoso, Tenerife, arcillas rápidas, Islas Canarias*
Key words*: Canary Islands, quick clays, rock fall, Tenerife.*

INTRODUCCIÓN

Tenerife es una isla volcánica con más de 7 Ma desarrollada a lo largo de cuatro grandes ciclos (Ancochea et al., 2004). En ella se reconocen vestigios de tres edificios volcánicos antiguos (Anaga, Teno y Roque del Conde) desconectados entre sí y recubiertos parcialmente por los materiales de los ciclos recientes. Estos macizos antiguos están formados por potentes series de coladas basálticas, en las que se alternan lavas y piroclastos. La ausencia de actividad volcánica reciente en estos sectores de la isla ha permitido que la erosión progresara con eficacia y se desarrollase un relieve abrupto con escarpes subverticales. En este marco geográfico se observa la existencia de frecuentes desprendimientos rocosos que se acumulan en las vertientes de forma aislada o en extensos canchales. El rastro de estos procesos suele permanecer visible durante varios años, ya que los bloques abren un corredor a su paso por la foresta.

La peligrosidad de este proceso está acentuada por varios factores: a) la existencia de numerosos tramos de carretera que recorren los macizos basálticos antiguos; b) las fuertes rachas de viento que azotan la zona, casi siempre en dirección NO y que alcanzan los 147 km/h en la estación de lluvias (cf. www.aemet.es); c) la existencia de un extenso horizonte edáfico que tapiza la vertiente norte de Tenerife y que es rico en materia orgánica.

SITUACIÓN

El estudio realizado se localiza en el macizo de Anaga, en el flanco NE de Tenerife. En este sector de la isla la pluviosidad alcanza los 550 mm/año, habiéndose registrado precipitaciones mensuales de 448 l/m^2, según datos de la Agencia Estatal de Meteorología. También en este sector, entre las cotas 1.000 y 1.500 m, la acción de los vientos alisios produce un incremento de la humedad relativa del ambiente, al chocar contra la isla grandes masas de vapor de agua que son retenidas por el abrupto relieve. Ambos fenómenos han favorecido los procesos de meteorización del sustrato rocoso, la colonización de una cobertera vegetal de porte arbóreo y el consiguiente desarrollo de un horizonte edáfico rico en materia orgánica.

METODOLOGÍA

Se consultaron los partes de incidencias registrados en el Servicio de Mantenimiento de Carreteras del Cabildo Insular, se realizaron encuestas a los vecinos de la zona y se reconocieron las ortofotos de los últimos 40 años, con el objeto de evaluar la frecuencia de las caídas de bloques. Así mismo, se analizaron las propiedades geotécnicas del horizonte edáfico para evaluar los posibles factores amplificadores de la peligrosidad.

DATOS

El episodio más reciente del que se tiene noticia data del 16 de Noviembre de 2009. Después de una semana de lluvias intensas y persistentes, un bloque rocoso de basalto se desprendió del escarpe de El Bailadero (Anaga) y terminó impactando en la carretera regional TF-134, a la altura del PK 1+500 m. La colisión rompió el bloque en varios fragmentos y desencadenó la rotura y deslizamiento de un tramo de unos 15 m del terraplén sobre el que se apoyaba el vial. El bloque rocoso tenía unos 150 m^3 de volumen y un peso específico estimado entre 25 y 30 kN/m^3. La diferencia de cota entre la carretera y el punto del que se desprendió el bloque es de 110 m, de los cuales, 25 m corresponden a escarpe vertical y 85 m a una ladera natural recubierta por una densa masa forestal.

La distancia recorrida por el bloque antes de impactar fue de 110 m, medidos en planta, y otros tantos después del impacto. Durante el primer recorrido, el bloque desprendido experimentó un deslizamiento traslacional a lo largo de la ladera, arrastrando consigo toda la vegetación existente en una franja de unos 20 m de ancho y una capa de unos 50 cm de un suelo. El efecto visual que produjo la traza del bloque era fue similar al de un cortafuegos abierto por el ser humano (Fig. 1).

El reconocimiento fotográfico del terreno muestra que este tipo de fenómeno es muy frecuente en las laderas de Tenerife más expuestas a la lluvia y, en concreto, en los macizos basálticos antiguos.

Además, se han reconocido procesos similares en otras islas volcánicas como Madeira, siempre en las zonas con mayores precipitaciones. En todos los casos, la foresta constituye una laurisilva de fayal-brezal (*Myrico fayae* y *Ericetum arboreae*) con un porte arbóreo entre 10 y 15 m de altura, mientras que el suelo se puede considerar como un manto de alteración rico en materia orgánica.



Fig. 1: Corredor abierto en la foresta por el deslizamiento traslacional de un bloque caído desde el escarpe rocoso de El Bailadero (Tenerife) el 16 de Noviembre de 2009.

INTERPRETACIÓN

Los ensayos geotécnicos de las muestras seleccionadas indican que el horizonte edáfico está formado por una arena limosa con arcillas, según la clasificación USCS, con unos valores de ángulo de fricción (27-34º) y cohesión (0-58 kPa) razonables para la granulometría obtenida. Sin embargo, la presencia de cierta cantidad de material arcilloso puede reducir la calidad geotécnica del conjunto. De hecho, la fracción fina se puede considerar como una arcilla de alta plasticidad (CH), según la carta de Casagrande. Además, el material presenta un índice de plasticidad significativo (24-37 %), una actividad alta (1,6-9), un índice de hinchamiento entre marginal y crítico (0,12-0,17 MPa), y un índice de compresión obtenido en el edómetro (0,11-0,34) propio de un material con una compresibilidad media a baja. Estos valores son indicativos de un cierto grado de plasticidad e hinchamiento que parece presentar el suelo. Este comportamiento no se ha podido atribuir a la presencia de minerales de la arcilla de origen volcánico potencialmente expansivos, ya que los análisis de rayos X practicados confirman la ausencia total de minerales de la arcilla. Sin embargo, la baja resistencia y la compresibilidad de este material se podrían justificar por la presencia de una abundante proporción de ácidos húmicos en la fracción arcillosa del suelo, lo cual es congruente con la existencia de una cobertera vegetal frondosa. Además, permite suponer procesos de hinchamiento del horizonte edáfico durante la estación de lluvias, dando lugar a una fábrica isótropa y muy abierta, equiparable a la estructura floculada de los minerales de la arcilla.

El bloque rocoso se habría deslizado, ladera abajo, como consecuencia de una brusca reducción de la resistencia al esfuerzo de cizalla del suelo (19 a 66 kPa). Esta pérdida de resistencia se ha evaluado con el ensayo de resistencia al corte directo. La capa de alteración habría experimentado una pérdida de resistencia al superar el límite líquido. Este factor sería determinante para que el suelo adquiriese una consistencia semifluida y permitiese que el bloque rocoso permaneciera intacto y se deslizara con mayor facilidad a lo largo de la ladera, amplificando así el efecto destructivo del desprendimiento. La capa de suelo afectada por este proceso sería bastante limitada (<0,5 m), pero suficiente para que se deslizara el bloque entero a lo largo de la ladera. El resto del terreno mantuvo una consistencia entre plástica y semirrígida.

Otro posible factor determinante de la pérdida de resistencia sería el colapso estructural de la fracción fina del suelo. Este factor está pendiente de un estudio más detallado. El mecanismo sería similar al que se ha descrito recientemente para explicar los deslizamientos en los suelos arcillosos de Noruega (Khaldoun et al., 2009). Debido a la carga dinámica producida por el desprendimiento, se habría desencadenado el colapso brusco de la fábrica mineral isótropa y abierta (estructura floculada) y habría dado paso a una estructura densa y anisótropa (estructura dispersa) con las partículas del suelo orientadas en planos paralelos a la topografía. Esta fábrica habría favorecido el deslizamiento del bloque rocoso a favor de la ladera.

CONCLUSIONES

La peligrosidad de este tipo de procesos y la existencia de numerosos tramos de carretera que recorren los macizos basálticos antiguos, aconsejan una caracterización mineralógica y geotécnica más completa de los suelos de alteración de origen volcánico. Estos estudios más detallados permitirán comprender mejor el mecanismo de generación del proceso descrito en este trabajo, así como elaborar una cartografía de riesgos que sirva para mejorar la planificación territorial de los terrenos volcánicos.

Referencias bibliográficas

Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello, J., Cubas, C.R., De La Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López-Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M., Sagredo, J. (2004). Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). IGME-SGE, Madrid, 637-671.

Khaldoun, A., Moller, P., Fall, A., Wegdam, G., De Leeuw, B., Méheust, Y., Fossum, J. O. & Bonn, D. (2009). Quick Clay and Landslides of Clayey Soils. *Phys. Rev. Lett.*, 103.

NOVES APORTACIONS AL CONEIXEMENT DEL GRAN MOVIMENT DEL FORN DE CANILLO. PRINCIPAT D'ANDORRA

X. Planas (1), Corominas, J. (2), Vilaplana J.M. (3), Altimir, J. (4), Torrebadella, J. (4) i Amigó J. (5).

(1) Ministeri d'Ordenament Territorial. Govern d'Andorra. Edif Prat del Rull, AD500-Andorra la Vella. xplanas@andorra.ad
(2) Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). 08034 Barcelona. jordi.corominas@upc.edu
(3) Universitat de Barcelona. Risknat (UB), C/ Martí Franqués s/n., 08028- Barcelona. nue.vilaplana@ub.edu
(4) Euroconsult. C/Na Maria Pla 33, bloc C, 3r-2a. AD500-Andorra la Vella. jaltimir@euroconsult.ad; torrebadella@euroconsult.ad
(5) Eurogeotècnica. Av. Corts Catalanes 5-7, 2a planta,08173-Sant Cugat del Vallès. jordi.amigo@eurogeotecnica.com

Abstract (New contributions to the knowledge of the large landslide of el Forn de Canillo.Glacial evolution of the East Valley Valira in the Canillo zone): *This paper presents a new interpretation of the geological and structural evolution of the large landslide of "el Forn de Canillo" from the detailed analysis of the deep cores of soundings made over the years 2007-2009, laboratory analysis, fieldwork and background analysis of previous studies. It also presents the results of radiocarbon dating carried out of three samples. This datings, together with the published by Turu & Planas (2005), have helped to determine the age of the three major landslides that have affected the slope from the Upper Pleistocene, and define the relationship of the landslides with the glaciation of the area of Canillo.*

Palabras clave: gran moviment, sondatge, auscultació, glacera.
Key words*: large landslide, sounding, auscultation, glacier.*

INTRODUCCIÓ

Arran de l'anàlisi acurada dels testimonis de sondatges, assaigs de laboratori, reconeixement de camp i estudis antecedents es presenta en aquest article una nova interpretació de l'evolució geològica del gran moviment del Forn de Canillo. En aquest sentit, fins al moment es postulava per l'existència de tres grans moviments sobreposats en el temps, que ja foren descrits per Santacana (1994) i que s'atribuïen a una fase postglacial. Actualment, i gràcies als treballs realitzats els darrers anys, s'ha posat en evidència que existeixen criteris per pensar que el gran esllavissament del Forn és complex ja que probablement hi ha episodis que han estat retocats per una o més avançades de la glacera de la Valira d'Orient a partir del Darrer Màxim Glacial, mentre que d'altres es van donar en el postglacial. Així mateix, en aquest article es posen a la llum tres noves datacions radiocarbòniques (Fig.1) realitzades sobre els materials perforats en uns sondatges realitzats pel MI Govern entre els anys 2007-2009.

Indret	Datació	Fraccionament
S3 (-7 m)	34250+/-320 BP	-23.0 o/oo
S3 (-25 m)	30770+/-230 BP	-19.3 o/oo
S8 (-33.5 m)	21250+/-120 BP	-21.5 o/oo

Fig 1: En les datacions radiocarbòniques no s'ha pogut avaluar l'efecte d'un possible envelliment relacionat amb el grafit existent en la zona del Forn heretat de les pissarres carbonoses d'edat siluriana. Tot i que el valor del fraccionament isotòpic (valor de Delta 13) de la datació S3 (-25m) podria reflectir un cert rejoveniment de la mostra.

SITUACIÓ I ANTECEDENTS

El Forn de Canillo, situat al vessant orientat a ponent d'aquesta població del Principat d'Andorra (Fig. 4), ha presentat des del Pleistocè superior diverses inestabilitzacions que han donat peu a l'acumulació de dipòsits esllavissats de grans dimensions, que ocupen una extensió aproximada de 2,7 Km^2. El gran moviment del Forn fou descrit per primera vegada per Corominas i Alonso (1984), posteriorment Soutadé (1988) també estudià l'esllavissada apuntant que els materials del Forn van lliscar cap al fons de vall al retirar-se la glacera de la vall de la Valira d'Orient entre 20.000 i 10.000 anys. Més endavant Corominas (1990) descriu la influència de les glaceres en l'estabilitat dels vessants del Forn i Encampadana. Santacana (1994) realitzà també un treball molt aprofundit del gran esllavissament del Forn i l'expansió lateral d'Encampadana els quals situa després de la retirada de la glacera de la Valira d'Orient de la vall principal (entre 16.000 i 13.000 anys BP o inferior); Santacana (1994) distingeix pel Forn de Canillo tres grans episodis o moviments diferents separats en el temps: primer moviment de tipus rotació/translació amb flux al peu produït a l'extrem occidental de la zona del Forn i que podria haver obturat la vall principal, segon moviment de tipus complex, com el primer, que va obturar la vall principal formant un estany, i tercer moviment de tipus rotacional que fossilitzà part de les plataformes del segon, finalment també assenyala moviments molt més recents associats al peu de la massa esllavissada. Euroconsult (2002) va realitzar per encàrrec del MI Govern d'Andorra una zonificació de detall de la perillositat geològica del gran moviment del Forn, així com unes anàlisis d'estabilitat del vessant. Clariana (2004) va portar a terme un estudi estratigràfic i estructural del sinclinal de Tor-Casamanya que comprenia la zona del Forn de Canillo. Turu i Planas (2005) publiquen les primeres datacions realitzades sobre el Forn de Canillo; en aquest sentit aquestes datacions van permetre estimar que es va produir un obturació de la vall de la Valira d'Orient amb anterioritat als 11.250 +/- 90 BP, i que el moviment recent (d'acord amb la terminologia de Santacana) esdevingut en la zona de la urbanització Riba Grossa (Fig. 2) està limitat per l'edat de 8770 +/- 60 BP. Torrebadella et al. (2009) recomprovaren les anàlisis d'estabilitat realitzades

l'any 2002 mitjançant la informació geològica i geotècnica obtinguda a partir de la campanya de prospecció realitzada per encàrrec del Govern d'Andorra entre els anys 2007-2009, aquesta campanya constà en la perforació de 12 sondejos de profunditats compreses entre els 43-201 metres. Finalment, des de l'any 2005 les Forces Elèctriques d'Andorra (FEDA) i 2007 el Govern d'Andorra realitzen una auscultació periòdica mitjançant inclinòmetres, extensòmetres de barnilles i piezòmetres de corda vibrant del gran moviment del Forn de Canillo.

VESTIGIS D'UN ANTIC ENGLAÇAMENT

La geomorfologia i els sediments glacials posen en evidència que el primer glacialisme quaternari que s'hauria desenvolupat a Andorra hauria estat de tipus plató o camp de gel (casquet). És sobre el relleu preglacial, envellit amb peneplanes i interfluvis, on s'hi encaixen les primeres glaciacions pleistocenes. L'acumulació de gel es degué produir en aquestes antigues i bastes superfícies (calms), de forma similar als casquets actuals d'Islàndia o Groenlàndia (o potser encara de forma més semblant als *Campos de Hielo* dels Andes), ja que els circs glacials estaven poc desenvolupats. Durant aquest antic glacialisme pleistocè la glacera de la Valira d'Orient arribà a traspassar el coll d'Ordino (cota 1980 metres) deixant blocs erràtics de litologia al·lòctona (granodiorites i quarsfil·lites) en el vessant ordinenc del Forat Fosc (Planas i Ponsa, 1998), així mateix aquesta glacera va deixar una morfologia d'erosió glacial en la zona de la part alta del vessant sud-est del Bony de les Neres (cotes 2200-1900 metres) (Fig. 2). En aquest moment en el flanc esquerre de la Valira d'Orient la glacera assolia la zona del Comptador (aprop del Cap de Rep, per sobre la cota 2100 m), associat a aquesta fase hom localitzà abans de la construcció de les pistes d'esquí del Forn de Canillo un bloc erràtic de granodiorita situat en la zona dels Emprius de la Llosada (cota 2260 metres). La morfologia del vessant del Forn en aquest moment no propiciava que es poguessin desencadenar grans inestabilitzacions.

Posteriorment el nivell de base de la vall principal baixa, a causa de l'erosió remuntant de les glaceres propiciada pels darrers ajustaments tectònics derivats de les últimes pulsacions alpines (Calvet, 1999), a conseqüència d'aquesta baixada del nivell de base la glacera inicia un escalonat, però gradual encaixonament, que s'accentuarà més durant les fases associades al Darrer Cicle Glacial, propiciant inicialment la formació dels cordons morrènics en la zona dels Planells de les Basses (sota el coll d'Ordino), la continuació i l'ampliació de la plataforma glacial del Roc del Quer (datada per Turu, (2009) en 59+/-1.18 Ka (^{21}Ne)), l'escarpament glacial en la zona del Comptador-Pla del Socarrat (damunt del poble de Meritxell, entre les cotes 1800-2100 metres), l'esculpiment de l'espadat rocós del Roc del Quer i la gorja subglacial de la Bor (sota Meritxell).

PRIMER EPISODI DEL FORN

És en aquest moment, després d'una forta erosió per la glacera del peu del vessant, quan el sector del Forn esdevé inestable, descomprimint-se, per les noves condicions i s'hi desencadenà un primer gran moviment de tipus rotació/translació amb flux al peu. D'acord amb Santacana (1994) altres factors que van donar lloc a aquest primer gran moviment foren també el paper de l'aigua i la litologia. En aquest sentit, els materials argilo-carbonosos del Silurià van ser els responsables, per la seva incompetència, del trencament, arrossegant amb ells materials devonians; segurament, aquest moviment va ser ajudat per un increment de la pressió intersticial en els materials al retirar-se la glacera. L'estructura tectònica en sinforme amb apilament d'encavalcaments i zones de desenganxament constituïdes per materials carbonosos silurians amb trams molt milonititzats propicià també que el vessant presentés unes condicions favorables a la inestabilització. Els materials remobilitzats en aquest episodi, tal i com ja apuntà Santacana (1994), provenien de la zona compresa entre el Pla del Géspit-Roca de Carmenús-Costa de les Gerqueres, i no es descarta que arribessin a obturar la vall principal. La morfologia generada en aquest primer episodi fou posteriorment retocada pels efectes d'esllavissades més recents provinents del sector Costa dels Maians-Roca del Forn, una possible avançada de la glacera de la Valira d'Orient, així com la mobilització d'aquests col·luvions en forma de glacera rocallosa vessant avall. Les morfologies de glacera rocallosa en aquest lòbul ja foren cartografiades per Soutadé (1988) en la zona de Cap de Rep-Pla del Géspit-Serrat dels Miquelets; tanmateix, hom pot localitzar associat a aquests materials blocs decimètrics d'aplita (litologia local) amb estries glacials en superfície en la zona propera a l'antic abocador situat sobre el serrat dels Miquelets (cota 1750 metres) i graves i còdols amb morfologies glacials en la zona de la pista Rossinyol del domini Grandvalira entre les cotes 2020-2070 metres (Turu, com. pers.).

SEGON EPISODI DEL FORN



Santacana (1994) descrigué una segona gran esllavissada en el vessant del Forn de Canillo. Aquesta presentava la zona de sortida entre la Roca del Forn-Pic del Maià-Fangots dels Maians i es col·locava per damunt del primer episodi del Forn fins obturar la vall principal.

A través dels treballs efectuats recentment en el vessant del Forn s'ha observat notables diferències en les característiques composicionals d'aquest tram. El en sector de la Peracaus, tram que Santacana (1994) cartografià com a relicte en el marge dret del Valira d'Orient del segon lòbul s'hi ha observat una terrassa (kame o glacio-al·luvial) a uns 1540 metres d'alçada, fossilitzada per uns grans blocs possiblement despresos del sector del Roc del Quer, i un till subglacial que deforma unes graves glàcio-al·luvials. En la zona de Sella, aprop del riu Valira d'Orient hom ha observat un arc morrènic fronto-lateral (cota 1530-1540 m). En la zona del Cultiar i sota Riba Grossa (per sota de la cota 1620 m) hom observa en superfície, i de forma dispersa, blocs i graves al·lòctones amb morfologia arrodonida (granodiorites, esquistos i quarsfil·lites) (Fig. 3), algun tram amb sediment glacial (till) i clasts de litologia local (calcoesquists devonians) que en la zona de Cal Jaumina-Borda del Jarca sembla que es disposen seguint una forma arquejada (cotes 1600-1630 m).



Fig. 3: Bloc granodiorític en la zona de cal Jarca.

En els primers 29 metres del sondeig S3 (cota 1608,46 m) es perforaren uns nivells argilo-llimosos intercalats amb uns altres més gravosos que foren datats ràdiocarbònicament obtenint-se (per la mostra situada a -7 metres una edat de 34.280+/-320 BP, Beta-245215 i per la mostra situada a -25 metres una edat de 30.770+/-320 BP, Beta 245217); tanmateix per sota dels 30 metres i fins als 85-110 metres es perforà un nivell constituït per blocs Aquest nivell probablement es pot correlacionar amb l'observat en el flanc dret del trencament rotacional que es troba entre Prats-Sella i en una antiga excavació situada abans de la cruïlla de Prats. En aquest mateix sondeig per sota dels 121 metres es perforà un nivell de farina de falla carbonosa d'aspecte negre

Entre els 19-44,5 metres del sondeig S8 (cota 1749,78 m) possiblement es perforaren uns sediments amb unes característiques similars als dels 29 primers metres del S3. Aquí, a més a més, s'hi trobaren uns nivells llitats de sorres fines i llims entre els 33-37 m datats als 33,5 metres amb 21.310+/-120 BP (Beta-245216). Els primers 19 metres d'aquest sondeig corresponien a un col·luvió amb blocs graves i gravetes angulosos-subangulosos de composició carbonatada, fil·lítica i pissarrosa, amb matriu lutítica (llims i sorres molt fines). Aquests mateixos materials són els observats en la zona de l'obaga del Cultiar per damunt de la cota 1640 m i al llarg del serrat de la Palanqueta en el sector proper al S8. En aquest mateix sondeig per sota dels 45 metres es perforà una franja de composició carbonosa negre amb aspecte de farina de falla.

TERCER EPISODI DEL FORN

Santacana (1994) descrigué un tercer moviment en el vessant del Forn de Canillo de tipus rotacional que fossilitzà part de les plataformes del segon. Aquest presentava la zona de sortida en el sector de la Roca del Forn. Mitjançant els darrers treballs efectuats en el vessant del Forn hom ha observat que el lòbul generat en la tercera gran esllavissada s'hauria acomodat contra els col·luvions del segon moviment. Aquest lòbul es caracteritza per englobar grans blocs que es detecten aproximadament entre els 15-70 metres en el S9 i S9' i que geomorfològicament aparenten un front d'aturada màxim vers la cota 1700 m (per sota cal Call).

MOVIMENTS RECENTS

Santacana (1994) assenyala l'existència sobre la massa esllavissada de moviments molt més recents. Fins abans de la instrumentació del gran moviment hi havia evidències indirectes de moviments residuals sobre la massa esllavissada (fissures en el canal hidràulic de FEDA, esquerdes en edificis i infraestructures viàries situades sobre el gran moviment, etc.). Actualment, i gràcies a la instrumentació col·locada per FEDA i el Govern d'Andorra hom ha pogut caracteritzar més els submoviments de cal Ponet-cal Borronet, Prats, etc., podent quantificar-se i ajustar millor les velocitats i els límits (Torredadella et al., 2009).

INTERPRETACIÓ

Es fa difícil resseguir les morfologies dels grans moviments que s'han donat en el vessant del Forn ja que es troben bastant desdibuixades atès que algunes d'elles són molt antigues, que la glacera de la Valira d'Orient les ha esborrades o retocades i d'altres han estat modificades antròpicament (pistes d'esquí, urbanitzacions, etc.). No obstant això, i gràcies a les darreres campanyes de sondeigs, auscultació, assaigs de laboratori i realització de datacions radiocarbòniques, hom interpreta, en la línia del treball de Santacana (1994), que en el vessant del Forn s'han esdevingut en el passat com a mínim tres grans moviments separats en el temps; tot i que actualment es creu plausible que no totes elles s'esdevingueren en el postglacial (Fig. 5).

El primer d'aquests moviments arrencà de la zona compresa entre el Pla del Géspit-Roca de Carmenús-Costa de les Gerqueres i no es descarta que arribés a obturar la vall principal. Gràcies a les datacions realitzades en el S3 s'obren diverses interpretacions. La primera és que aquesta esllavissada s'hagi produït abans dels 30.000 BP.

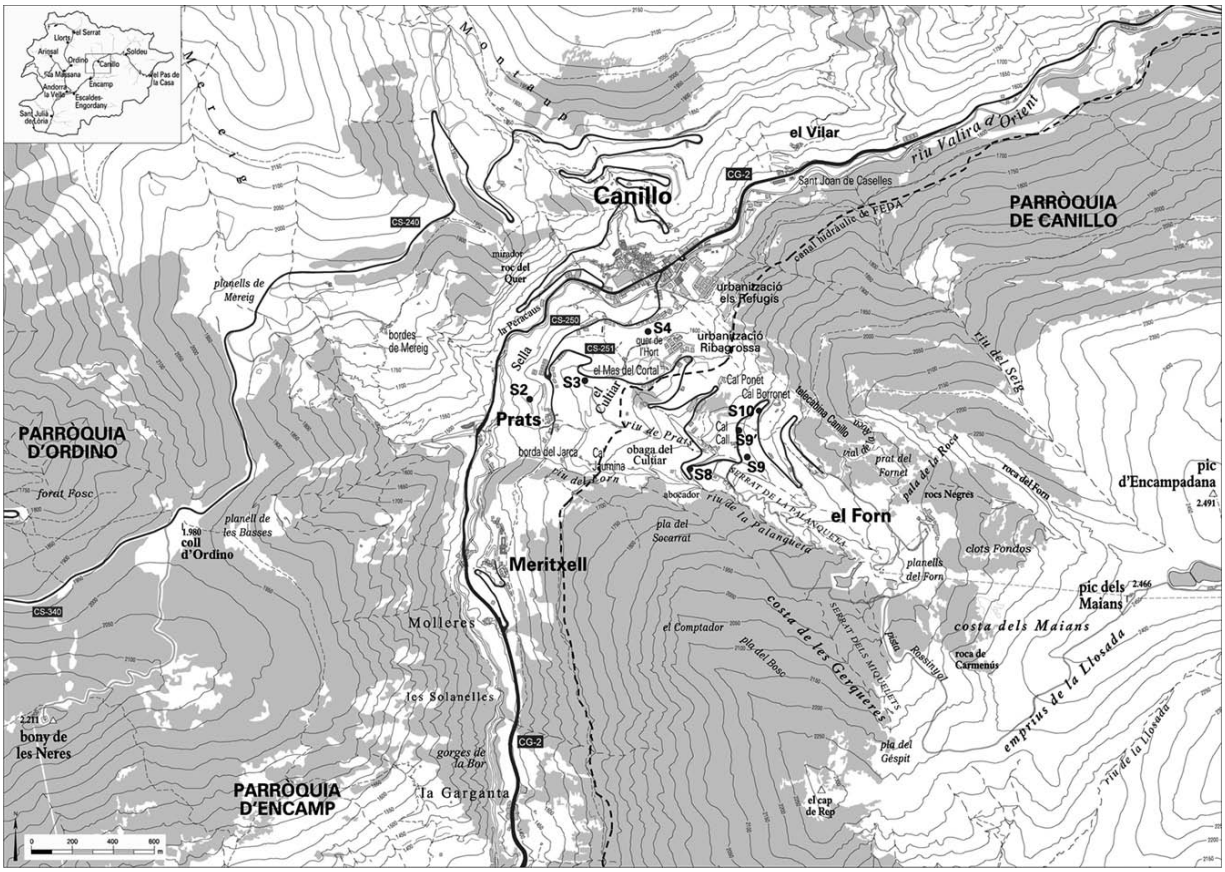


Fig. 4: Mapa del Forn de Canillo i sectors propers.

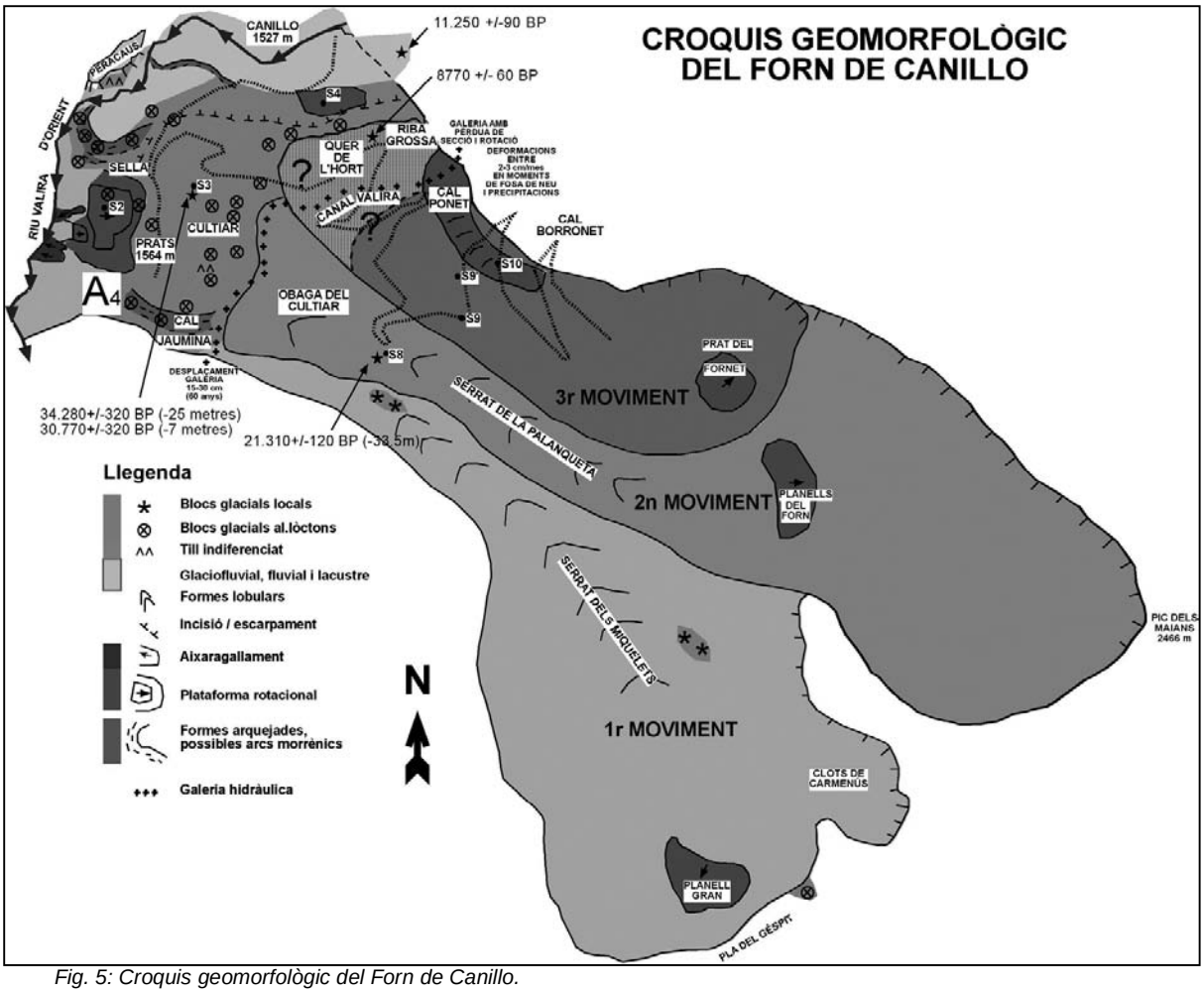


Fig. 5: Croquis geomorfològic del Forn de Canillo.

Aquesta possibilitat cal prendre-la amb precaució perquè es pot tractar de materials relacionats amb la glacera, mobilitzats per la pròpia esllavissada. Les edats obtingudes es troben invertides (la mostra més profunda dóna una edat més recent que la més superficial) i aquesta inversió podria explicar-se per remobilitzacions dins del gran moviment. D'altra banda, no es pot descartar la contaminació de les mostres i un envelliment forçat degut a la presència de les pissarres carbonoses del Silurià. En relació al possible origen dels materials perforats en els primers 29 metres en aquest sondeigs, hom apunta dues possibilitats com a més versemblants: a) podrien correspondre a nivells glacials que un avanç de la glacera de la Valira d'Orient hauria sedimentat sobre els materials de la primera esllavissada; b) podrien correspondre a nivells glacials esllavissats en un episodi posterior situats anteriorment a cota més elevada. La primera d'aquestes dues hipòtesis implicaria que després de la primera esllavissada del Forn hi hagué una fase freda que propicià un avanç de la glacera de la Valira d'Orient en el sector de Canillo que hauria retocat del lòbul d'aquest primer moviment. Aquesta fase freda també hauria afectat els col·luvions d'aquesta primera esllavissada situats per damunt de la cota 1720 m.

El segon gran moviment presenta una zona de sortida compresa entre la Roca del Forn-Pic del Maià-Fangots dels Maians i es col·loca, en part, per damunt de la primera esllavissada. D'acord amb la datació realitzada en el S8 sobre uns nivells llitats de sorres fines i llims trobats entre els 33-37 m, datats als 33,5 metres, amb 21.310+/-120 BP (Beta-245216) que van ser tapats pels col·luvions d'aquesta segona esllavissada semblaria plausible que aquest segon episodi és posterior a aquesta edat, no poguent-se descartar del tot que fins i tot fos més recent i es pogués correlacionar amb la datació obtinguda en un tronc incorporat en col·luvions en la zona de Riba Grossa (Turu i Planas, 2005) de 8770+/-60 BP. L'abast d'aquesta esllavissada és complex de seguir, hom planteja dues possibilitats: a) s'hauria aturat aproximadament per damunt de la cota 1640 en la zona del Cultiar i a uns 1600 metres en el sector de Riba Grossa, atès que els materials observats per damunt d'aquestes cotes són col·luvions de litologia local, mentre que per sota d'aquesta cota hom troba en superfície blocs glacials de litologia al·lòctona (granodiorites); b) que l'abast hagués estat major ja que hagués arrossegat frontalment i vessant avall els materials glacials situats anteriorment a més cota.

La tercera gran esllavissada presenta com a zona de sortida l'espadat de la Roca del Forn situat per damunt del Prat del Fornet. Aquest gran moviment es va acomodar contra la segona gran esllavissada, cosa que hauria generat un *push* que hauria recrescut el serrat de la Palanqueta i possibilitat l'establiment d'un sistema de drenatge central en la zona (canal de Bartreta-riu de Prats). L'abast d'aquesta esllavissada se segueix en superfície fins a les proximitats de cal Call i també ha estat detectat en profunditat en el S9 i S9'; no obstant, no s'ha de descartar que hagués pogut arribar fins a la zona de Riba Grossa, i se li pogués atribuir la datació de Turu i Planas (2005) de 8770+/-60 BP.

Finalment, hom posa en evidència l'existència de retocs glacials en la massa esllavissada. A partir de les datacions en el S3 i S8 es pot estimar que entre els 34.280+/-320 BP i els 21.310+/-120 BP la glacera de la Valira d'Orient passà per la zona de Canillo; tanmateix, un antic englaçament també havia ocupat la zona, però d'entrada no sembla plausible que hagués causat inestabilitzacions al vessant del Forn. Amb posterioritat als 21.310+/-120 BP la glacera de la Valira d'Orient va tornar a avançar en la zona de Canillo, erosionant i retreballant el peu del gran moviment del Forn. En relació amb aquest últim avanç hom pot resseguir l'escarpament ocasionat als col·luvions i dipòsits glacials previs en la zona compresa entre la cruïlla de Prats i la zona baixa de Riba Grossa, que pot correlacionar-se amb un arc fronto-lateral (cota 1530-1540 m) en la zona de Sella i un till subglacial i una terrassa (kame o glacio-al·luvial, cota 1540) a zona alta del talús d'eixample de la CG núm. 2 en el sector de la Peracaus. Aquest arc morrènic hauria ocasionat un barratge i una sedimentació lacustre aigües amunt que possiblement correspondria a la datada per Turu i Planas (2005) amb 11.250 +/-90 BP.

Referències bibliogràfiques

Calvet, M. (1999). Rythmes et vitesses d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Geomorph. N.F.* Suppl. Bd.118, p. 91-105.

Clariana, P. (2004). El sinclinori de Tor-Casamanya. Estudi estratigràfic i estructural. Nova cartografia geològica a escala 1:25.000. A *Horitzó* núm. 6, http://www.iea.ad/images/stories/Documents/CENMA/Hortizo/Horitzo6/H6clariana.pdf

Corominas, J. & Alonso, E. (1984). Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán: tipología y causas- A *Jornadas Inest. Laderas en el Pirineo*. C1-C53. Barcelona.

Corominas, J. (1990). Influencia del glaciarismo cuaternario en la estabilidad de las laderas del valle del Valira d'Orient (Andorra).A *I Reunión Nacional de Geomorfología*. 521-532. Teruel.

Euroconsult (2002). Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica. Gran moviment del Forn. Parròquia de Canillo. Govern d'Andorra.

Planas, X. & Ponsa, A. (1998). Noves dades sobre l'abast de la glacera del Valira d'Orient a la zona del coll d'Ordino, Principat d'Andorra. Informe intern IEA (inèdit).

Santacana, N. (1994). Estudi dels grans esllavissaments d'Andorra: Els casos del Forn i del vessant d'Encampadana. Tesina del Departament de Geologia Dinàmica i Paleontologia de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona.

Soutadé, G. (1988). Le glissement d'el Forn (Andorra). II Simposio Inest. A *Taludes y Laderas Naturales*:643-655. Andorra la Vella.

Torrebadella, J., Villaró, I., Altimir, J., Amigó, J., Vilaplana, J.M., Corominas, J., Planas, X. (2009). El deslizamineto del Forn de Canillo en Andorra. Un ejemplo de gestión del riesgo geológico en zonas habitadas en grandes deslizamientos. A *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. Barcelona.

Turu, V. & Planas, X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales). A *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. València.

Turu, V. (2009). Les vallées glaciaires latérales et crise paraglaciaire Montaup-Encampadana et El Forn de Canillo, 2º Arrêt (VTM). A *Le Glaciaire des Pyrénées orientales: Ariège et Andorre. Excursion annuelle de l'AFEQ, 5- Juin 2009*. Libret coord. M. Delmas et V. Turu. www.afeq.cnrs-bellevue.fr/excursions_precedentes.html

PALEOFLOOD RECORDS FROM SINKHOLE FILLS. AN EXAMPLE FROM THE EBRO RIVER FLOODPLAIN (NE SPAIN)

F. Gutiérrez (1), J. Guerrero (2), J.P. Galve (3), G. Pérez-Dolset (4)

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. fgutier@unizar.es
(2) Department of Geology and Geophysics, University of Utah, USA
(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Regio Emilia, Italia
(4) Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza

Resumen: Se presenta un registro de paleoinundaciones obtenido del relleno de una dolina de colapso situada en la llanura de inundación del Río Ebro, la cual hasta hace unas décadas albergaba un pequeño lago. Se atribuyen dos niveles de gravas intercalados en la secuencia lacustre arcillosa a una inundación prehistórica de edad 417-640 DC y a la crecida de 1961, la mayor registrada instrumentalmente (Qp 4130 m^3/s). Inundaciones con una menor competencia quedan registradas mediante capas de gravas de escaso espesor y limos con grava fina. La integración de los registros de paleoinundaciones obtenidos a partir de diversas dolinas en el futuro podría ayudar a mejorar los análisis de frecuencia de inundaciones. Según nuestro conocimiento, este es el primer trabajo en el que se documenta un registro de paleocrecidas inferido a partir del relleno de una dolina.

Palabras clave: paleoinundaciones, dolinas, Río Ebro
Key words*: paleofloods, sinkholes, Ebro River*

INTRODUCTION

Alluvial channels and broad floodplains are commonly unsuitable geomorphologic settings for finding long and complete geological records of paleofloods (Baker et al., 2002; Benito et al., 2004). However, in valley reaches underlain by soluble bedrock, the infill of sinkhole lakes developed within the floodplain might include valuable archives of past floods. The working hypothesis is that flooding events may be recorded as recognizable detrital units intervening the lacustrine facies of sinkhole lake fills. Flow energy dissipation at these depressions due to sharp increase in water depth may lead to rapid deposition of bed load and/or suspended load transported during floods. Subsidence in these sediment traps, if higher than the average aggradation rate, may propitiate the preservation of continuous records of lacustrine and flood deposition covering wide time spans. In order to test this conceptual model, the infill of a sinkhole lake located in the Ebro River floodplain has be investigated.

GEOMORPHOLOGIC SETTING

The studied sinkhole is located in the Ebro River floodplain, 7 km to the NW of Zaragoza city and 1 km SW of Monzalbarba village (Fig. 1). The bedrock corresponds to horizontally lying evaporites of the Oligo-Miocene Zaragoza Gypsum. In this sector of the Ebro Basin this formation displays secondary gypsum in outcrop that grades into anhydrite, halite and glauberite in the subsurface (Salvany, 2009). In this reach of the valley, the Ebro River channel, with a mean discharge of 230 m^3/s, has a sinuous pattern and numerous cross-cut abandoned channels in the floodplain provide evidence of historical cut-off and avulsion processes (Ollero, 1995; Gutiérrez et al., 2007). The alluvial plain and the lower terraces show different types of subsidence sinkholes, affecting approximately 8% of the surface. Around 70% of the sinkholes identifiable in the 1957 aerial photographs have been filled by man-made deposits (Galve et al., 2009).

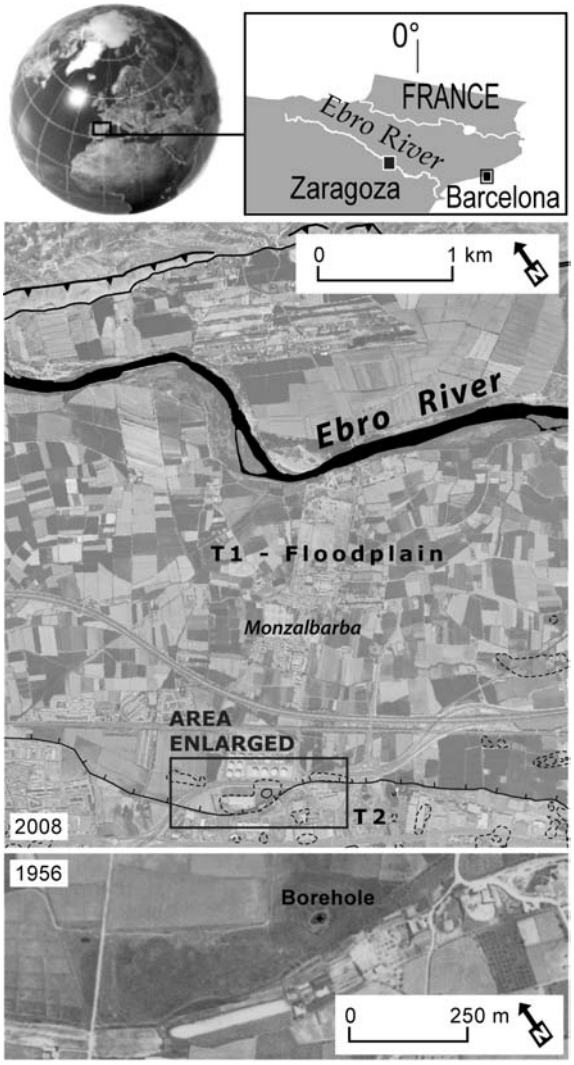


Fig 1: Geographical and geomorphologic location of the borehole drilled in the artificially filled sinkhole lake, situated at the SW edge of the Ebro River floodplain next to a terrace riser.

The investigated sinkhole, with a WNW-ESE orientation and 475 m in length, is situated in the SW edge of the floodplain at the foot of the 10 m high scarp of the lowest terrace (Fig. 1). It is an active sinkhole that affects a large industrial warehouse and the tanks of Compañía Logística de Hidrocarburos, where subsidence rates up to 2.5 and 5 mm/yr have been measured by DInSAR, respectively. The SE sector of the depression used to host a permanent lake ca. 50 m in diameter, which was filled artificially some time between 1971 and 1989, as reveal the available aerial photographs and detailed topographical maps. This pond corresponds to a collapse sinkhole nested in a larger subsidence depression formed mainly by sagging (Gutiérrez et al., 2008).

METHODS AND RESULTS

A 20 m long borehole was drilled in the area where the sinkhole lake used to be located (Fig. 1). Some deposits of the core underwent significant compaction, mainly the clay lacustrine units. To construct the stratigraphic log, the original thickness of the different units was estimated by applying a "backstripping" factor for each section of the core (length of the borehole section / length of the retrieved compacted core). A total of 35 stratigraphic units were differentiated (U1-U35) (Fig. 2). The uppermost unit (U1) corresponds to recent anthropogenic deposits 3.9 m thick that were dump to fill the sinkhole and level the ground surface. The lowest drilled unit (U35), more than 8.25 m in thickness, is rounded and well-sorted channel gravels with sandy matrix. The 8.25 m thick succession composed of units U2 to U34 represents the natural sinkhole fill. The depth of the base of the natural sinkhole fill (contact between units U34 and U35) provides a rough estimate of the cumulative subsidence magnitude in the sinkhole (ca. 12 m).

Detrital charcoal from units U34, U16 and U10 has been dated at Poznan Radiocarbon by the AMS method. Samples from unit U34 and U16, situated at 0-11 cm and 412-424 cm above the base of the lacustrine fill in the corrected log, yielded ages at 2 sigma of 2759-2493 cal BP and 1533-1310 cal BP, respectively (calibrated with CALIB 6.0.1). The sample from unit U10, obtained at 635-652 cm above of the base of the lake sequence, provided a 14C concentration (131.8±039 pMC) indicative of an age younger than 1953 AD. These numerical dates allow inferring the following information about the evolution of the sinkhole:

(1) The development of the collapse sinkhole started at ca. 2.6 ka.

(2) An average long-term subsidence rate of around 4.6 mm/yr can be computed with the age of the sinkhole and the cumulative subsidence. Although most likely the sinkhole is characterised by episodic kinematics, this value is consistent with the rates estimated and measured by various methods in other active sinkholes in the area (i.e. Galve et al., 2009; Castañeda et al., 2009).

(3) Average aggradation rates between deposition of units U34-U16 and U16-U10 were 3.4 and 1.6 mm/yr, respectively. Vertical accretion rate has decreased more than 50% in the last 1.4 ka.

Four lithofacies have been differentiated in the 8.5 m thick natural sinkhole deposit (Fig. 2):

(I) Massive dark grey clay, typically with bioturbation, snails, plant remains and charcoal. Some beds show rough lamination. It forms beds 2-59 cm thick and has a cumulative thickness of 5.5 m (66.7% of the natural sinkhole fill). This facies represents autochthonous lacustrine sedimentation in a fresh water lake with relatively high production of organic matter.

(II) Thick beds of rounded gravels with silt and sand matrix. This facies is represented by units U15 and U9, 76 and 67 cm thick, and with clasts up to 4 and 8 cm long, respectively. Facies II constitutes 17.3% of the natural sinkhole fill. These beds corresponds to two major Ebro River flood events, during which the flood waters reached flow competence conditions high enough to transport gravels across the low gradient floodplain. Water depth increase and energy dissipation at the sinkhole prompted rapid sediment load accumulation.

(III) Thin beds (2-8 cm) of rounded pebble gravel with clayey silt matrix (units U3 and U7).

(IV) Silt beds 6-69 cm thick with rounded pebble-sized clasts up to 4 cm long.

Facies III and IV correspond to detrital deposition attributable to Ebro River floods (our preferred interpretation), storm-derived water flows coming from the adjacent terrace scarp or accumulation of alluvium transported by subaqueous mass movements from the margins of the collapse sinkhole. Unit U14 may be also attributed to the waning stage of the flood event that produced the underlying unit U15.

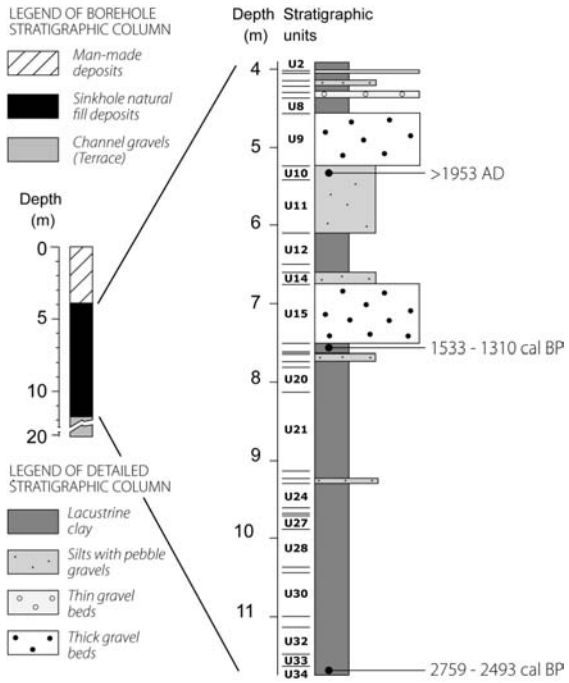


Fig 2: Simplified stratigraphic log of the core and more detailed column of the natural sinkhole fill including chronological data at 2 sigma obtained by AMS.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The thick gravel units U9 and U15 record two major Ebro River flood events. The numerical age obtained from unit U10 (>1953 AD), situated just below the youngest thick gravel bed (U9), strongly suggests that the latter was deposited during the January 1961 flood, with an estimated peak discharge and return period of 4130 m^3/s and 100 years at Zaragoza city (CHE, pers. comm.). This flood was produced by a long rainfall episode in the headwaters of the basin accompanied by snow melting. This is the largest and most damaging flood event within the instrumental record, starting in 1913. The flood waters caused damage estimated at 615 million pesetas in Zaragoza Province and had a major morpho-sedimentary impact, including significant changes in the channel trajectory and the formation of Juslibol ox-bow lake (Comisión Nacional de Proteccion Civil, 1983; Ollero, 1995). The age range obtained for unit U16, 1533-1310 cal BP (2 sigma error margin), should include the date of the flood recorded by the overlying gravel unit U15. This flood, occurred between 417 and 640 AD in Visigothic times, is older than the oldest flood documented in the historical record, dating back to 827 AD (Comisión Nacional de Proteccion Civil, 1983). These data might indicate that the last two “great” floods recorded as thick gravel units in the analysed sinkhole have had an inter-event recurrence of 1300-1550 yr. To our knowledge this is the only paleoflood record from a sinkhole fill documented in the literature.

The results of this preliminary investigation suggest that the deposits of sinkhole lakes in floodplains may constitute valuable geological records of paleofloods. In these geomorphic settings, long-sustained subsidence favours continuous aggradation and high preservation potential of lacustrine facies with intervening coarser-grained flood deposits. Consequently, stratigraphic successions accumulated in sinkhole lakes may include long and complete records of large paleofloods. The chronology of flood deposits identified in borehole cores may be accurately constrained thanks to the high dating potential of these sedimentary sequences rich in organic remains. By extending the temporal length of the flood catalogues with this information, more reliable frequency estimates for high magnitude floods could be calculated. Moreover, paleoflood temporal clusters may be identified attributable climatic forcing. Unfortunately, no quantitative information on flood magnitude can be obtained from these stratigraphic records since they do not allow inferring paleostage data. The thickness and calibre of the flood detrital units may be related to multiple factors in addition to peak flood discharge, including distance to the channel, presence of riparian and palustrine vegetation, flood duration, variable geometry and size of the sinkholes, etc. Nonetheless, paleohydrologic equations may be applied to estimate flow velocity and competence (i.e. Williams, 1984)

The main limitations encountered in the investigated core include: (1) Deformation of the soft sinkhole fill deposits during the perforation of the borehole and the extraction of the core. (2) Identification of the boundaries of thin silt and sand beds in the core. (3) Inconclusive sedimentological interpretation of facies III and IV, ascribable to different sedimentary processes in addition to floods produced by the Ebro River. These limitations could be partially overcome by applying less aggressive drilling methods and additional sedimentological techniques (i.e. mineralogy, geochemistry, grain size analysis), as well as by selecting larger lakes situated far away from any potential source of local detrital input. Further investigations integrating the information from better cores obtained in several sinkhole lakes with variable characteristics and situated in different sectors of the floodplain will help to get deeper insight on the potential of these landforms for paleoflood studies and flood hazard analysis.

The cores derived from sinkhole lakes situated in the floodplain and the lower terraces may also provide practical information on the subsidence phenomenon and may have a great potential for paleoenvironmental investigations. As illustrates this study, quantitative data of interest for sinkhole hazard analysis that may be inferred from numerically dated successions include: (1) Cumulative subsidence magnitude. (2) Age of the sinkhole. (3) Long-term average subsidence rate. (4) Changes in aggradation and subsidence rates trough time. A great part of the Holocene paleoenvironmental investigations carried out in the central sector of the Ebro Depressions has been focused on the deposits saline lakes. These stratigraphic records pose important problems, including the presence of significant hiati and the scarcity of datable material (González-Sampériz et al., 2008). However, the infill of sinkhole lakes offers continuous and easily datable records, whose temporal length can be optimised by integrating information from sinkholes of different ages (i.e. floodplain and lowest terrace).

Acknowledgement: This investigation has been founded by the research project CGL2010-16775 (Ministerio de Ciencia e Innovación and FEDER). Authors are very thankful to Dr. José Ortega for his highly valuable comments.

References

Baker, V.R., Webb, R.H., House, P.K. (2002). The scientific and societal value of paleoflood hydrology. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.H., Levish, D.R. (Eds.). Ancient floods, modern hazards: Principles and applications of paleoflood hydrology. Water Science and Application Series, Vol. 5, 127-146.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., Enzel, Y., Sheffer, N.A., Rico, M., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y. (2004). Paleoflood data collection and analysis. En: Benito, G., Thorndycraft, V.R. (eds.). Systematic, paleofloof and historical data for the improvement of flood risk estimation. Methodological guidelines. CSIC. Madrid, 15-27.

Castañeda, C., Gutiérrez, F., Manunta, M., Galve, J.P. (2009). DInSAR measurements of ground deformation by sinkholes, mining subsidence, and landslides, Ebro River, Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 34, 1562-1574.

Comisión Nacional de Protección Civil (1983). Estudio de inundaciones históricas, mapa de riesgos potenciales, Cuenca del Ebro. Juicio del Senado de 1983. 2 Tomos.

Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Cendrero, A., Gimeno, M.J., Gutiérrez, M., Pardo, G., Remondo, J., Sánchez, J.A. (2009). Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain). Geomorphological mapping and analysis as a basis for risk management. Geomorphology, 108, 145-158.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, A. (2008). Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 259, 157-181.

Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., Lucha, P., Cendrero, A., Remondo, J., Bonachea, J., Gutiérrez, M., Sánchez, J.A. (2007). The origin, typology, spatial distribution, and detrimental effects of the sinkholes developed in the alluvial evaporite karst of the Ebro River valley downstream Zaragoza city (NE Spain). Earth Surface Processes and Landforms, 32, 912-928.

Gutiérrez, F., Guerrero, J., Lucha, P. (2008). A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. Environmental Geology, 53, 993-1006.

Ollero, A. (1995). Dinámica reciente del cauce del Ebro en la Reserva Natural de los Galachos (Zaragoza). Cuaternario y Geomorfología 9, 85-93.

Salvany, J.M. (2009). Geología del yacimiento glauberítico de Montes de Torrero (Zaragoza). Prensas Universitarias de Zaragoza. Zaragoza, 80 p.

Williams, G.P. (1984). Paleohydrological equations for rivers. In: Costa, J.E. & Fleisher, P.J. (eds.). Developments and applications of Geomorphology. Springer-Verlag. Berlin, 343-367 pp.

¿PUDO EL DESLIZAMIENTO DE DÚDAR (GRANADA, SUR DE ESPAÑA) HABER SIDO CAUSADO POR UN TERREMOTO RECIENTE?

M.J. Rodríguez-Peces (1), J.V. Pérez-Peña (2) y J.M. Azañón (2,3)

(1) Dpto. de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria, s/n. 28040-Madrid. martinjr@geo.ucm.es
(2) Dpto. de Geodinámica. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18071 Granada. vperez@ugr.es
(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC). Campus de Fuentenueva s/n. 18071-Granada. jazanon@ugr.es

Abstract (Could the Dúdar landslide (Granada, southern Spain) be triggered by a recent earthquake?): *In this work, a slope stability back-analysis in dynamic conditions of the Dúdar landslide (Granada, southern Spain) have been performed in order to identify the failure mechanism and the main triggering factors, particularly the seismicity. This analysis confirms that the presence of water in the slide did not affect its stability significantly. However, it has been found that the landslide could be triggered by an earthquake of moderate to high magnitude (M_w=5.5-6.5) located close to the slide (<10 km), in relation to the rupture of one of the active faults located at the eastern border of the Granada Basin.*

Palabras clave: Cordillera Bética, deslizamiento, Dúdar, sismicidad
Key words*: Betic Cordillera, Dúdar, landslide, seismicity*

El deslizamiento de Dúdar es una de las mayores inestabilidades de ladera (~380 ha) que se desarrollado en el borde oriental de la Cuenca de Granada (sur de España). Esta cuenca representa una depresión intramontañosa de edad Neógeno-Cuaternario localizada en el sector central de la Cordillera Bética. Como en otros grandes deslizamientos ocurridos en la zona, como el deslizamiento de Güevéjar (Rodríguez-Peces et al., 2011), el principal factor desencadenante parece ser un gran terremoto. Sin embargo, no existen registros históricos de este evento ya que los primeros textos históricos en el datan del año 1400 en la población de Dúdar, localizada al pie del deslizamiento. Por tanto, es probable que el terremoto fuera anterior a esta fecha, pudiendo estar asociado a la rotura de alguna de las fallas activas presentes en el borde noreste de la Cuenca de Granada. Estas fallas son potencialmente capaces de generar terremotos con magnitudes mayores a M_W=6.0 (Sanz de Galdeano et al., 2003), pudiendo considerarse como una de las zonas con mayor actividad sísmica de España.

La masa deslizada comprende materiales pertenecientes al relleno sedimentario de la Cuenca de Granada, que de abajo hacia arriba son: a) calcarenitas, areniscas y margas (Tortoniense inferior); b) conglomerados grises, areniscas y margas (Tortoniense superior); c) conglomerados rojos (Tortoniense superior). El contacto entre estas unidades sedimentarias es discordante, pero puede ser considerado sub-horizontal o ligeramente inclinado hacia el interior de la cuenca. Además, las calcarenitas, areniscas y margas, y los conglomerados grises, areniscas y margas se encuentran ligeramente plegados por un sinclinal abierto de dirección NE-SO.

Los parámetros resistentes de los materiales implicados en el deslizamiento han sido obtenidos a partir de algunos ensayos geotécnicos desarrollados en estudios previos en materiales neógenos de la Cuenca de Granada, similares a los del deslizamiento (El Amrani Paaza et al., 1998 y 2000; Oteo, 2001; Azañón et al., 2010; Rodríguez-Peces, 2010; Rodríguez-Peces et al., 2011). Tanto los valores medios como la variabilidad (desviación estándar) de estos parámetros (Tabla 1) se han empleado en el análisis de estabilidad retrospectivo del deslizamiento de Dúdar.

Litología	γ (kN/m^3)	γ_{sat} (kN/m^3)	c (kPa)	Φ (°)
Conglomerados rojos	21.5 (±0.5)	23.2 (±0.5)	81.9 (±21.1)	38 (±3)
Conglomerados grises, areniscas y margas	21.9 (±0.8)	15.4 (±0.8)	15.4 (±10.7)	20 (±8)
Calcarenitas, areniscas y margas	23.8 (±1.7)	24.5 (±1.7)	30.4	29 (±1)

Tabla 1: Resumen de las propiedades geotécnicas de los materiales involucrados en el deslizamiento de Dúdar. γ, Peso específico aparente; γ_{sat}, Peso específico saturado; c, Cohesión residual; ϕ, Ángulo de fricción residual.

En el análisis de la estabilidad del deslizamiento, la topografía previa al deslizamiento se ha reconstruido mediante el uso de un modelo digital de elevaciones de alta resolución (tamaño de píxel de 3 x 3 m) obtenido mediante una campaña LIDAR, restituyendo la masa deslizada a su posición original. La superficie de rotura más probable se ha seleccionado a partir de las observaciones de campo, en particular fijando la localización del escarpe principal y el pie del deslizamiento. Esta superficie crítica puede ser relacionada con un movimiento traslacional desarrollado a través de los conglomerados grises, areniscas y margas (Fig. 1). Se han considerado dos factores que pudieron ser los desencadenantes del deslizamiento: la presencia de agua y la sismicidad. La saturación de los suelos con agua es uno de los principales factores desencadenantes de deslizamientos en España, donde el régimen de precipitaciones mediterráneo favorece esta situación. Por ello, en nuestro modelo hemos considerado una saturación completa del deslizamiento mediante un nivel freático muy somero. Para el estudio en condiciones dinámicas, se ha considerado el valor máximo de aceleración sísmica (*Peak Ground Acceleration*, PGA) como parámetro representativo del movimiento del terreno relacionado con la ocurrencia de un terremoto. La aceleración sísmica mínima requerida para sobrepasar la resistencia a la cizalla e iniciar el

deslizamiento, es decir la aceleración crítica, se ha estimado por iteración considerando diferentes valores de PGA hasta el factor de seguridad obtenido fuera igual a uno (condición de estabilidad). Se ha estimado además varios valores de magnitud-distancia epicentral desde el deslizamiento de posibles terremotos cuya PGA podría haber sido capaz de superar el valor de aceleración crítica y, por tanto, provocar el deslizamiento. Para ello se ha empleado una selección de diferentes ecuaciones de predicción del movimiento del terreno correspondientes al área mediterránea (Skarlatoudis et al., 2003; Ambraseys et al., 2005; Akkar y Bommer, 2007; Bindi et al., 2010).

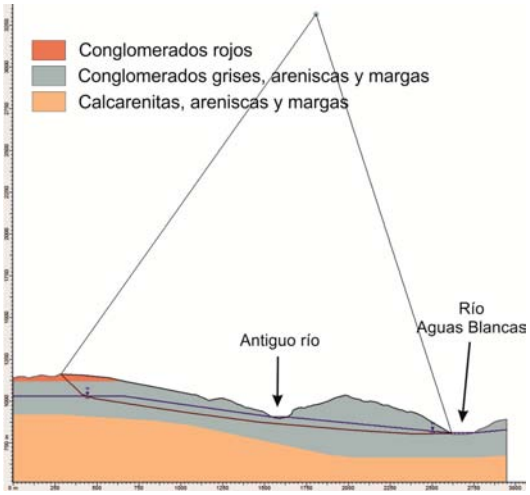


Fig. 1: Perfil geológico-geotécnico longitudinal del deslizamiento de Dúdar considerando un nivel freático simero (línea azul). La superficie de rotura se muestra mediante una línea roja.

El análisis de estabilidad, incluyendo la variabilidad de los parámetros geotécnicos, indica que la ladera era estable antes del deslizamiento. Hemos obtenido un factor de seguridad muy alto (FS=2.53 ± 0.56) y una probabilidad de rotura nula, considerando un nivel freático somero. La ladera permanece estable a pesar de que se considere la saturación completa de la misma. En este caso el FS sigue siendo alto (FS=1.71 ± 0.38) y la probabilidad de rotura nula.

Considerando el análisis en condiciones dinámicas, el valor de aceleración crítica para el deslizamiento de Dúdar es de 0.19g (1g=9.81 m/s^2), con una probabilidad de rotura del 51 %. Los valores más probables de magnitud-distancia de los potenciales terremotos que han podido superar la aceleración crítica indican que el deslizamiento de Dúdar pudo ser provocado por un terremoto de M_w=5.0-6.5, localizado en un perímetro en torno a 16 km del deslizamiento (Tabla 2). Las magnitudes obtenidas deben ser consideradas como magnitudes mínimas puesto que un terremoto que presente una magnitud superior a la estimada, para cada par de valores de magnitud-distancia, también podría provocar el deslizamiento. Por otra parte, las distancias epicentrales obtenidas representan las distancias máximas a las que se deben de localizar los terremotos para llegar a influir en el deslizamiento.

M_w	5.0	5.5	6.0	6.5
R_{ep}	≤ 1	≤ 7	≤ 11	≤ 16

Tabla 2: Valores de magnitud y distancia más probables de los terremotos que pudieron haber provocado el deslizamiento de Dúdar. M_w: magnitud momento; R_{ep}: distancia epicentral desde el deslizamiento (km).

Los terremotos estimados pueden ser asociados muy probablemente con la rotura de alguna de las fallas activas presentes en la Cuenca de Granada, las cuales pueden generar terremotos con magnitudes superiores a M_w=6.0 (Sanz de Galdeano et al., 2003) y se localizan en las proximidades del deslizamiento de Dúdar.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO2010 CSD2006-00041 y CGL2008-03249/BTE.

Referencias bibliográficas

Akkar, S. y Bommer, J.J. (2007). Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong-motion records from Europe and the Middle East. *B Seismol Soc Am*, 97, 511-530.

Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K., Smit, P.M. (2005). Equations for the Estimation of Strong Ground Motions from Shallow Crustal Earthquakes Using Data from Europe and the Middle East: Horizontal Peak Ground Acceleration and Spectral Acceleration. *B Earthq Eng*, 37, 1-53.

Azañón, J.M., Azor, A., Yesares, J., Tsige, M., Mateos, R.M., Nieto, F., Delgado, J., López-Chicano, M., Martín, W., Rodríguez-Fernández, J. (2010). Regional-scale high-plasticity clay-bearing formation as controlling factor on landslides in Southeast Spain. *Geomorphology*, 120 (1-2): 26-37.

Bindi, D., Luzi, L., Massa, M., Pacor, F. (2010). Horizontal and vertical ground motion prediction equations derived from the Italian Accelerometric Archive (ITACA). *B Earthq Eng*, 8, 1209-1230.

El Amrani Paaza, N., Lamas, F., Irigaray, C., Chacón, J. (1998). Engineering geological characterization of Neogene marls in the Southeastern Granada Basin, Spain. *Eng Geol*, 50: 165-175.

El Amrani Paaza, N., Lamas, F., Irigaray, C., Chacón, J., Oteo, C. (2000). The residual shear strength of Neogene marly soils in the Granada and Guadix basins, southeastern Spain. *B Eng Geol Environ*, 58, 99-105.

Oteo Mazo, C. (2001). Informe sobre el deslizamiento de Diezma (A-92) y las soluciones para estabilizarlo. Consejería de Obras Públicas y Urbanismo de la Junta de Andalucía, 60 pp.

Rodríguez-Peces, M.J. (2010). Analysis of earthquake-triggered landslides in the South of Iberia: Testing the use of the Newmark's method at different scales. Tesis doctoral. Universidad de Granada, España, 254 pp.

Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M., Insua, J.M., Jiménez Pintor, J. (2011). Constraining pre-instrumental earthquake parameters from slope stability back-analysis: Palaeoseismic reconstruction of the Güevéjar landslide during the 1st November 1755 Lisbon and 25th December 1884 Arenas del Rey earthquakes. *Quater Int* doi:10.1016/j.quaint.2010.11.027

Sanz de Galdeano, C., Peláez Montilla, J.A., López Casado, C. (2003). Seismic Potential of the Main Active Faults in the Granada Basin (Southern Spain). *Pure Appl Geophys*, 160, 1537-1556.

Skarlatoudis, A.A., Papazachos, B.N., Margaris, N., Theodulidis, C., Papaioannou, I., Kalogeras, E.M., Scordilis, E.M., Karakostas, V. (2003). Empirical peak ground-motion predictive relations for shallow earthquakes in Greece. *B Seismol Soc Am*, 93, 2591-2603.

PROCESOS DE LADERA ACTIVOS EN EL DESLIZAMIENTO DE BÀLITX (MALLORCA) DESDE EL PLEISTOCENO SUPERIOR

R.M. Mateos (1), J.M. Azañón (2), M.J. Rodríguez-Peces (3), J. Rodríguez- Fernández (2), F.J. Roldán (4), I. García- Moreno (1) y J. García-Mayordomo (5)

(1) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Baleares. Avda. Ciudad Querétaro s/n. 07007-Palma de Mallorca. rm.mateos@igme.es; inmaculada.garcia@igme.es
(2) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC). Campus de Fuentenueva s/n. 18071-Granada. jazanon@ugr.es; jrodrig@ugr.es
(3) Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040-Madrid. martinjr@geo.ucm.es
(4) Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Granada. Urbanización Alcázar del Genil, 4. Edificio Zulema, bajos. 18006-Granada. fj.roldan@igme.es
(5) Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid). julian.garcia@igme.es

Abstract (Active slope processes in the Bàlitx slide (Majorca) since the Later Pleistocene): *The Bàlitx slide, located on the steep coastline of the Sierra de Tramuntana in Majorca, is a large wedge-type rock slide which failure surfaces are related to the reactivation of two normal faults and a basal thrust. The volume of the slide material is estimated at 200 hm^3, occupying a triangular area of 1.3 km^2, and with a displacement of about 165 m. The dating with U/Th shows an age exceeding 400 ky. However, lateral expansion processes and collapse of large blocks of rock from the main scarp of the slide have been identified, as well as opening of decametric fissures in the slide mass. These processes are active from the Later Pleistocene (83 ky), which highlights the recent activity of the slide.*

Palabras clave: deslizamiento, expansión lateral, Mallorca, Pleistoceno
Key words*: Block-spread, Majorca, Pleistocene, slide*

La costa norte de la Sierra de Tramuntana de Mallorca se caracteriza por la impronta que grandes deslizamientos han dejado en el relieve (Mateos, 2006). Estos movimientos de ladera se pueden relacionar con la existencia de un gradiente inestable, resultado de que la tasa de acomodación en la plataforma marina es superior a la tasa de sedimentación (Gelabert et al., 2003). Las fluctuaciones del nivel del mar y los importantes cambios climáticos que han afectado al Mediterráneo occidental durante los últimos 100 ka (Vesica et al., 2000; Tuccimei et al., 2006) también han colaborado a la inestabilidad de estas laderas. El deslizamiento de Bàlitx, localizado a 1,5 km al NE del Puerto de Sóller en el sector central de la franja costera de la Sierra de Tramuntana, constituye un ejemplo excepcional de lo mencionado anteriormente. Representa un gran deslizamiento rocoso en cuña desencadenado, según la datación con U/Th de las calizas con estrías del plano de deslizamiento, hace más de 400 ka. En este trabajo se realiza una caracterización de los procesos activos que afectan al deslizamiento. Para ello se ha realizado una cartografía de grietas a escala 1:10.000, así como la identificación de los elementos geomorfológicos que indican estos procesos. Además se ha estimado la edad del deslizamiento y de los procesos activos mediante dataciones de muestras de calcita pura con U/Th. Estas dataciones se han correlacionado con posibles eventos climáticos y/o eustáticos pleistocenos analizados en la Cuenca mediterránea.

EXPANSIÓN LATERAL DE BLOQUES

El escarpe de rotura del deslizamiento presenta unas paredes prácticamente verticales de casi 300 m de altura y está constituido por calizas masivas del Jurásico inferior (Lías). Apenas se encuentran conos de derrubios asociados a este escarpe. Lo que sí se observa son numerosos bloques paralepipédicos de roca caliza despegados del escarpe principal y que se han desplazado hasta 200 m a lo largo de la ladera. Estos bloques pueden tener alturas de hasta 100 m y volúmenes superiores a 100.000 m^3 (Fig. 1). Este proceso se asocia a expansiones laterales de bloques que se generan cuando una formación competente descansa sobre un material blando, produciéndose una extensión lateral lenta, sin que se identifiquen claramente superficies de cizalla o flujo plástico en la base.



Fig. 1. Proceso de expansión lateral de bloques afectando al escarpe del deslizamiento.

En el caso de Bàlitx, la formación rocosa liásica descansa sobre los materiales blandos del Keuper (arcillas versicolores con yesos y rocas volcánicas), buzando la serie ligeramente hacia el mar. De esta forma, las calizas liásicas del escarpe se van fracturando, configurándose grandes bloques de roca que se desplazan lentamente a través de los

sedimentos del Keuper, hasta su desplome en la ladera. A lo largo del escarpe se observan los diferentes estadios de individualización, despegue y desplazamiento de estos grandes bloques de roca. Al pie del escarpe se observa una amplia zona más llana constituida por la acumulación de los numerosos bloques desplomados del frente rocoso, dando lugar a unos depósitos caóticos de brechas heterométricas. Estos depósitos, cementados por calcita, pueden tener un espesor superior a los 100 m y los bloques que contienen pueden sobrepasar los 1.000 m^3. Estas brechas carbonatadas están muy karstificadas, con una gran variedad de espeleotemas que presentan diferentes direcciones de crecimiento. Este hecho viene a avalar su origen en los bloques "expandidos" y su vuelco caótico en diferentes posiciones a lo largo del tiempo. En la base de estos depósitos, se ha tomado una muestra del cemento de las brechas, constituido por calcita pura, y se ha procedido a su datación con U/Th. Se ha obtenido una edad de 82.5 (±5.6) ka, que corresponde al Pleistoceno superior. Estudios de las fluctuaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en el Mediterráneo occidental (Ginés, 2000), revelan un máximo transgresivo hace 83 ka, correspondiente al estado isotópico 5a, que constituye la última pulsación transgresiva del interglaciar Riss-Würm. La asociación faunística de diferentes playas fósiles de Mallorca correspondientes a esta edad presenta especies características de aguas cálidas (Cuerda, 1981). Adicionalmente, numerosos estudios paleo-palinológicos, de espeleotemas en cavidades y de secuencias fluviales relativos al OIS 5a (Leroy et al., 1996; Vesica et al., 2000; Macklin et al., 2002), indican una pulsación cálida y húmeda durante este periodo. Ambas características unidas debieron incrementar el grado de karstificación del macizo carbonatado de Bàlitx, ensanchado y abriendo fracturas, saturando el nivel basal de Keuper y generando el inicio de la expansión lateral de bloques.

APERTURA DE GRANDES GRIETAS

El bloque hundido del deslizamiento está afectado por infinidad de grietas recientes, de tamaños decamétricos, y en numerosos casos con aperturas superiores a los 50 m. Estas grietas son visibles en los materiales que afloran en el techo de la masa deslizada, especialmente en las brechas cementadas cuaternarias, y en los afloramientos in situ de las calizas liásicas. Muchas de estas grietas están en proceso de apertura y fragmentan el suelo y los muros de aterrazamiento tradicionales de la zona (Fig. 2). La cartografía detallada de las grietas realizada en la superficie accesible del bloque deslizado muestra un rango de direcciones entre N10ºE y N80ºE, siendo gran número de ellas paralelas a los dos planos de deslizamiento y otras a la línea de costa (N55ºE). Estas grietas indican un proceso lento y continuo de inestabilidad de la masa deslizada, probablemente relacionado con el movimiento de la superficie basal del deslizamiento, aún activa. Otro indicador de la continuidad del movimiento es el hundimiento de una franja de unos 10.000 m^2 en la zona de cabecera del deslizamiento, donde predomina una vegetación de helechos comunes (muy poco frecuentes en esta zona mediterránea), que indica mayor humedad y presencia de agua.



Fig. 2. Apertura de grietas activas en los materiales deslizados.

CONCLUSIONES

En relación a los procesos activos de expansión lateral de bloques parece que existe una relación estrecha del inicio de estos procesos con eventos climáticos más húmedos y cálidos durante el Pleistoceno. La datación obtenida de 82.5 ka en las brechas carbonatadas, coincide con un máximo transgresivo que corresponde al estado isotópico OIS-5a, que representa la última pulsación transgresiva del interglaciar Riss-Würm. Este periodo parece coincidir con un ambiente climático cálido y húmedo, favoreciendo el desarrollo del karst y el inicio del despegue de grandes bloques de roca del escarpe principal.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO2010 CSD2006-00041, CGL2008-03249/BTE y FASE-GEO CGL2009-09726.

Referencias bibliográficas

Cuerda, J. (1981). Dos especies de interés paleontológico halladas en el Eutyrrheniense de Mallorca. *B Soc Hist Nat Balears*, 25, 169-174.

Gelabert, B., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. (2003). Geomorphological characteristics and slope proceses associated with different basins: Majorca (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 52 (3-4), 253-267.

Ginés, J. (2000). El karst litoral en el Levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología. Tesis Doctoral. Universitat de Les Illes Balears, Palma de Mallorca (España), 595 pp.

Leroy, S.A.G., Giralt, S., Francus, P., Seret, G. (1996). The high sensitivity of the palynological record in the Vico maar lacustrine sequence (Latium, Italy) highlights the climatic gradient through Europe for the last 90 ka. *Quaternary Sci Rev*, 15 (2-3), 189-201.

Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S, Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S. (2002). Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Sci Rev*, 21 (14-15), 1633-1641

Mateos, R.M., (2006). Los movimientos de ladera en la Serra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de peligrosidad. Tesis doctoral. Colección Digital de Tesis de la Universidad

Complutense de Madrid. 565 p. *ISBN: 978-84-669-1783-4.*

Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gracia, F., Fornós, J.J., Taddeucci, A. (2006). Last interglaciar sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. *Z Geomorphol*, 50 (1), 1-21.

Vesica, P., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J. (2000). Late Pleistocene paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Sci Rev*, 19 (9), 865-879.

EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1 DE NOVIEMBRE DE 1755) EN LA CATEDRAL DE CORIA (CÁCERES, OESTE DE ESPAÑA)

M.A. Rodríguez-Pascua (1); P.G. Silva (2); Perucha Atienza, M.A. (1); J.L. Giner-Robles (3) y R. Pérez-López (1)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. SPAIN. E-mail: ma.rodriguez@igme.es, ma.perucha@igme.es; r.perez@igme.es
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila. Pgsilva@usal.es
(3) Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid. SPAIN. E-mail: jlginer@gmail.es

Abstract (Earthquake Archaeological Effects generated by the Lisbon Earthquake (first of November 1755) in the Coria´s Cathedral (Cáceres, western Spain): *The Lisbon Earthquake was the most destructive earthquake in the European history. This earthquake affected the entire Iberian Peninsula. The maximum intensity of this earthquake was X (EMS) recorded in the SW Portuguese coastal areas, but intensities in SW Spain were also relevant (VIII – VI EMS), damaging the most of the Spanish historical heritage. These effects are currently present in buildings, like the Coria´s Cathedral. The damages in this cathedral are classified in this paper using the new classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE), in order to study the strain structures and the seismic wave orientation.*

Palabras clave: Terremoto de Lisboa de 1755, Catedral de Coria, efectos arqueológicos de terremotos (*EAE*).
Key words*: Lisbon Earthquake (1755), Coria´s Cathedral, Earthquake Archaeological Effects (EAE).*

INTRODUCCIÓN

El terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755) ha sido el mayor terremoto que ha afectado a Europa en tiempos históricos. Este terremoto no solo afectó a la población en un sentido físico, sino que cambió la forma de pensar con respecto al origen de los terremotos y provocó que se cimentasen las bases de la sismología moderna. El terremoto de Lisboa afectó a gran parte de la Península Ibérica y el norte de África, llegándose a sentir en países centro europeos como Alemania (Martínez Solares, 2001). El epicentro del terremoto aun es objeto de debate científico (Gutscher, 2004), aunque la posición aproximada parece claro que está al SW del Cabo de San Vicente, independientemente de la falla exacta que lo generó. La intensidad máxima de este terremoto es X (EMS-1998) (Martínez Solares & Mezcua, 2002) localizándose en el sur de Portugal y entorno de Lisboa, pero con efectos importantes en el resto de la Península Ibérica. Algunos de estos efectos aun son visibles en nuestro patrimonio histórico, como son iglesias y grandes catedrales. Este es el caso de la Catedral de Coria (Cáceres) que sufrió grabes daños en su estructura, llegando incluso a colapsar la cúpula de su torre. Algunos de esos efectos aun son visibles en la actualidad, lo que ayuda a comprender su comportamiento ante un terremoto y la direccionalidad de la onda que le afectó.

SITUACIÓN

La localidad de Coria se sitúa al NW de Cáceres en el W de España, próxima a la frontera con Portugal. Según los mapas de isosistas del terremoto de Lisboa de Martínez Solares (2001), Coria fue afectada por una intensidad VI (Fig. 1). Los principales daños en la ciudad fueron producidos en la Catedral, en el que el desplome de la cúpula de la torre mató a trece personas.

METODOLOGÍA

Algunos de los efectos del terremoto de Lisboa que aun se conservan en la catedral de Coria fueron documentados por el Dean de la Catedral (Martínez Vázquez, 1999) y se pueden consultar en el archivo catedralicio. Se ha realizado una clasificación de los efectos utilizando la escala de Efectos Arqueológicos de Terremotos **EAE** (*Earquake Archaeological Effects*, Rodríguez-Pascua et al., 2011). La Catedral de Coria También está afectada por problemas geotécnicos que podrían enmascarar los efectos del Terremoto de Lisboa, por lo que se han discriminado utilizando la documentación existente, tanto del terremoto como de los estudios geotécnicos previos (Martínez Vázquez, 1999).

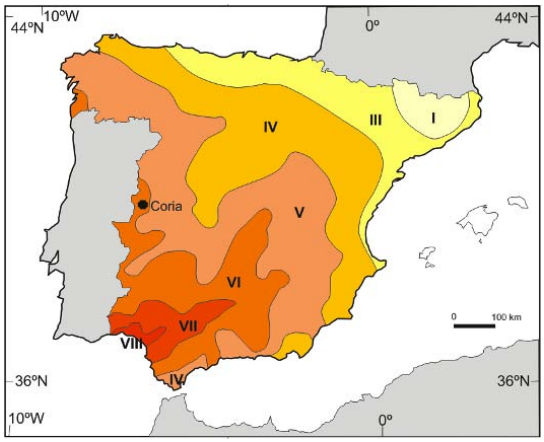


Fig. 1: Situación de la localidad de Coria (Cáceres) sobre el mapa de isosistas del terremoto de Lisboa de 1755 (intensidades en EMS-1998) (modificada de Martínez Solares, 2001).

DATOS

Según la clasificación de los daños ajustados a la escala EAE, los efectos del Terremoto de Lisboa que se pueden observar en la Catedral de Coria son los siguientes:

Fracturas penetrativas en bloques de sillería:

1- Grietas en la fachada E. Ya existentes con anterioridad al terremoto y potenciadas por este.

2- Grietas en la entrada N de la Catedral y en la fachada.

3- Grietas en la fachada W, separadas por la columna central que separa los dos arcos de entrada de la puerta.

4- Grietas en los techos y bóvedas de la nave central del edificio (dirección media NE-SW).

Caída de claves de arco:

5- Arcos de la torre del campanario con las dovelas desplazadas en la horizontal para los arcos de la cara N de la torre.

6- Arco de la entrada N de la catedral con la clave caída.

Colapso de muros:

7-Caída de la balaustrada y remates superiores del Balcón de las Reliquias.

Caída de pináculos (y columnas):

8- Caída de los pináculos de la balaustrada de la terraza S de la Catedral

9- Caída de pináculos en la fachada N de la Catedral.

10- Caída de las balaustradas de los balcones de las ventanas de la fachada S de la catedral, posteriormente reparadas con ladrillo.

11- Caída de pináculos en la torre.

Giro de tambores en pináculos (y columnas):

12-Giros en sentido horario de los pináculos piramidales de base exagonal de la fachada N de la Catedral (Fig. 2)

Colapso de bóvedas:

13- Colapso de la "media naranja" de la torre del campanario.

Desplazamiento de bloques de sillería:

14- cizalla con desplazamiento de bloques en las nervaduras de los arcos de las bóvedas que hay junto al emplazamiento del órgano.

15- desplazamiento de bloques en las balconadas de la torre.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Los intensos daños sufridos por la Catedral de Coria, siendo la edificación de la localidad con más daños, fueron potenciados por su localización al borde del acantilado que da a la llanura de inundación del río Alagón. Dicho río también sufrió una modificación en su cauce desplantándose hacia el sur y dejando inservible el Puente de Piedra. Este generó un efecto amplificador de la onda afectando a este edificio. La orientación media de las grietas (NE-SW) a unos 45º con respecto al eje central de la nave, sugieren un cizallamiento del edificio con sentido de movimiento siniestro. Todos los datos de los daños, procedentes de documentos de época, han servido para poder contrastar la metodología y ser aplicados en otras construcciones.

Referencias bibliográficas

Gutscher, M.A. (2005). What Caused the Great Lisbon Earthquake?. *Science*, 305: 1247-1248.

Martínez-Solares, J.M. (2001). *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Martínez-Solares, J.M. & Mezcua, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900).* Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Rodríguez-Pascua, M.A.; Pérez-López, R.; Giner-Robles, J.L.; Silva, P.G.; Garduño-Monroy, V.H. & Reicherter, K. (2011). A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures. Quaternary International, (In press). DOI: 10.1016/j.quaint.2011.04.044.



Fig. 2: Pináculo piramidal de base exagonal de la fachada norte de la Catedral de Coria con los tambores girados por efecto del terremoto de Lisboa de 1755.

SESIÓN S8: CUATERNARIO Y CAMBIO CLIMÁTICO. PERIGLACIARISMO Y PEQUEÑA EDAD DEL HIELO, CLIMA RECIENTE Y FUTURO, GLACIOLOGIA.

SESSIÓ S8: QUATERNARI I CANVI CLIMÀTIC. PERIGLACIALISME I PETITA EDAT DEL GEL, CLIMA RECENT I FUTUR, GLACIOLOGIA.

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE FASES FRÍAS EN LA HOYA DEL MULHACÉN (SIERRA NEVADA) DURANTE EL HOLOCENO SUPERIOR

M. Oliva (1), A. Gómez Ortiz (2), F. Salvador (2) y M. Salvà (2)

(1) Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa. Avda. Alameda da Universidade. 1600-214-Lisboa. oliva_marc@yahoo.com
(2) Dpto. Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona. c/ Montalegre, 6-8. 08001-Barcelona. gomez@ub.edu; fsalvador@ub.edu; salva@ub.edu

Abstract (Cold phases in the Mulhacén cirque (Sierra Nevada) during the Late Holocene): *Sierra Nevada is a high mountain range containing the southernmost more recently deglaciated cirques in Europe. In the Mulhacén cirque, a glacial mountain lake is there located. We have collected sediments from this lake to reconstruct the chronology of the environmental change occurred over the last millennia. Lake sediments show very different lithostratigraphic units that suggest significant landscape changes. Units characterized by coarser particles are interpreted to be originated during phases with presence of a glacier in the lake catchment, whereas units with fine-grained sediments are related to phases more conducive to geomorphic stability, with no glacier. Therefore, accounting for sedimentological evidences, we propose a chronology for Late Holocene glacier events and phases with intense geomorphic activity in the Mulhacén cirque of Sierra Nevada.*

Palabras clave: Sierra Nevada, sedimentos lacustres, Holoceno superior, glaciarismo.
Key words*:* Sierra Nevada, lake sediments, Late Holocene, glacial phases.

INTRODUCCIÓN

La alta montaña peninsular incluye enclaves geográficos singulares sensibles a experimentar transformaciones ambientales significativas en sus ecosistemas y paisajes, como reacción a las variaciones climáticas. En la actualidad, los últimos reductos glaciares de los Pirineos están en franco retroceso, ya que las actuales condiciones climáticas no sólo dificultan su expansión sino que tampoco son favorables a su mantenimiento (González Trueba et al., 2008). En Sierra Nevada, el macizo de mayor altura de la península Ibérica, ya no se conservan masas glaciares, pues a partir de la segunda mitad de siglo XIX tendieron a desaparecer (Gómez Ortiz et al., 2009) y, además, sus hielos fósiles y *permafrost* residual, se encuentran en proceso acelerado de degradación (Gómez Ortiz et al., 1999). En ambos casos, como también ocurre en otras montañas de nuestras latitudes, particularmente, se vienen constatando cambios en la dinámica de sus sistemas naturales, como respuesta al incremento térmico experimentado durante las últimas décadas (Haeberli y Gruber, 2008; Ravanel y Deline, 2010). En tal sentido, subrayar, una vez más, que para el caso de las montañas de latitudes medias, los hielos glaciares y los procesos fríos en general son indicadores de gran sensibilidad.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en el sector centro-occidental de Sierra Nevada, en el núcleo del complejo Nevado-Filábrides, principal unidad geológica de la Zona Interna de las Cordilleras Béticas. La Hoya del Mulhacén es un dilatado cuenco que conformó parte del antiguo circo del glaciar de Valdecasillas. Está localizada en la falda norte del picacho del Mulhacén (3.478 m), siendo éste el punto más elevado de la península Ibérica. En su conjunto, toda esta unidad se integra en el sector de altas cumbres de Sierra Nevada, en su tercio más occidental, donde los cordales superan los 3.300 m, entre el pico de la Alcazaba y el del Veleta. En este sector afloran fundamentalmente micasquistos grafitosos, muy tectonizados y alterados por la crioclastia.

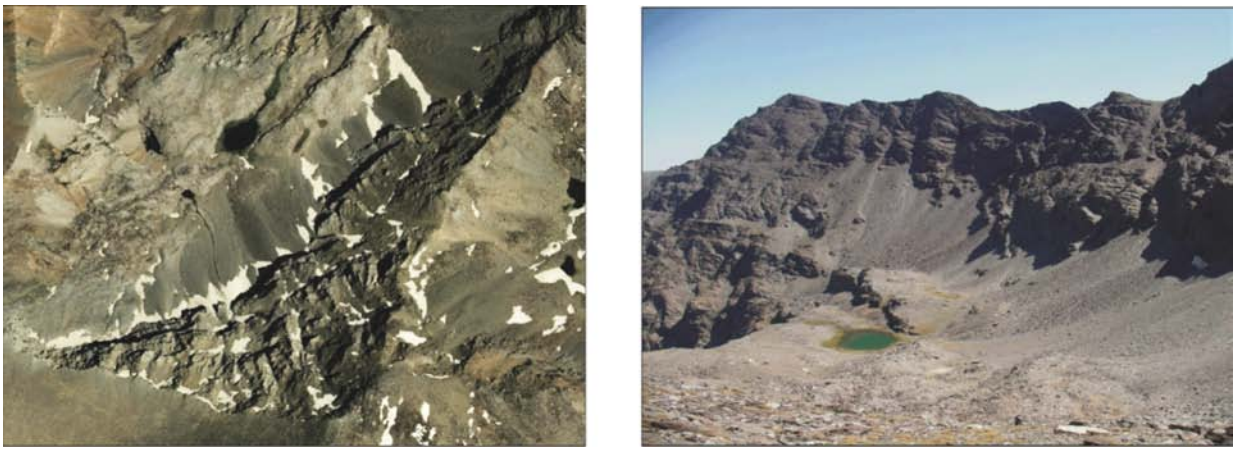


Fig. 1: Vista aérea y oblicua de la laguna de la Mosca y de la Hoya del Mulhacén.

Este sector se caracteriza por una dicotomía muy marcada entre vertientes: la sur, de pendiente suave y la norte, muy agreste, con desniveles verticales muy notables. Las glaciaciones cuaternarias modelaron aquí unos circos muy incididos y compartimentados, con paredes verticales de 300-400 m, como es el caso de la Hoya del Mulhacén (Gómez Ortiz, 2002). Rojas Clemente (1809) y Madoz (1849) ya describen la existencia de "campos de nieves eternas" en este circo durante la Pequeña Edad de Hielo.

Para este circo, Schulte et al. (2002) enumeran hasta cinco complejos morrénicos entre la laguna de la Mosca y el pie del talud vertical del Mulhacén, en alturas comprendidas entre 2.863 y 2.940 m; a su vez, los autores destacan la abundancia de cordones detríticos en el mismo que describen como glaciares rocosos y ríos de bloques.

En el fondo de la Hoya del Mulhacén se localiza la laguna de la Mosca (2.915 m), objeto de estudio del presente trabajo. Esta laguna tiene una profundidad máxima de 3,2 m, una superficie de 2,1 ha y un perímetro, de forma ovalada, de 275 m. Su origen responde a una cubeta de sobreexcavación. Recibe aguas de una cuenca de 81 ha de extensión (Fig. 1), la mayoría de fusión nival. Actualmente la Hoya del Mulhacén no alberga glaciares. A lo sumo, neveros de fusión tardía que persisten al pie del talud vertical que marca el tránsito entre la base de la Hoya y la pared del picacho del Mulhacén, donde también pudieran existir lentejones de *permafrost* en proceso de degradación (Schulte et al., 2002).

METODOLOGÍA

Durante el verano de 2008 se sondeó la laguna de la Mosca, de cuyo fondo se extrajo un testigo sedimentario de 90 cm de longitud. Este *core* se analizó a resolución centimétrica para determinar sus propiedades geoquímicas y granulométricas y así interpretarlas como *proxies* ambientales y climáticos.

La susceptibilidad magnética (SM) fue medida con un Bartington MS2E High Resolution Surface scanning system en el Geographisches Institut de la Universidad de Berna (Suiza), donde también se determinó el contenido de carbono orgánico (CO) y la ratio C/N con un Elemental Analyzer Macro. La textura fue cuantificada por difracción de rayos X en el Limnogeology Laboratory de la Eidgenössische Technische Hochschule de Zürich (Suiza) con un analizador Malvern laser grain size. El marco cronológico se ha establecido con tres dataciones realizadas en el Angstrom Laboratory de Uppsala (Suecia) por espectrometría de masas. Las dataciones han sido calibradas con el programa CALIB 6.0 (Reimer et al., 2004).

DATOS

Si bien los *cores* extraidos de los lagos ubicados en la vertiente meridional de Sierra Nevada muestran unas características de textura y color muy homogéneas (Oliva et al., 2010b), los sedimentos obtenidos de la laguna de la Mosca muestran una alternancia de tonalidades y partículas finas y gruesas mucho mayor (Fig. 2). A partir de las variaciones en el contenido de arenas se constatan hasta siete unidades litoestratigráficas diferentes. Algunas de estas unidades se caracterizan por una proporción de arenas muy elevada (60-90%), otras tienen un contenido moderado (40-50%) y el resto presentan porcentajes menores (<30%). Los aumentos en el contenido de arenas se correlacionan con picos de SM, incrementos de la ratio C/N y ligeras disminuciones del porcentaje de CO (unidades G, F, D y B). Otras unidades presentan una estabilidad relativa del contenido de sedimentos de tamaño fino con pequeños aumentos de CO (unidades E, C y A), si bien en ellas también se detectan pulsaciones con sedimentos más groseros.

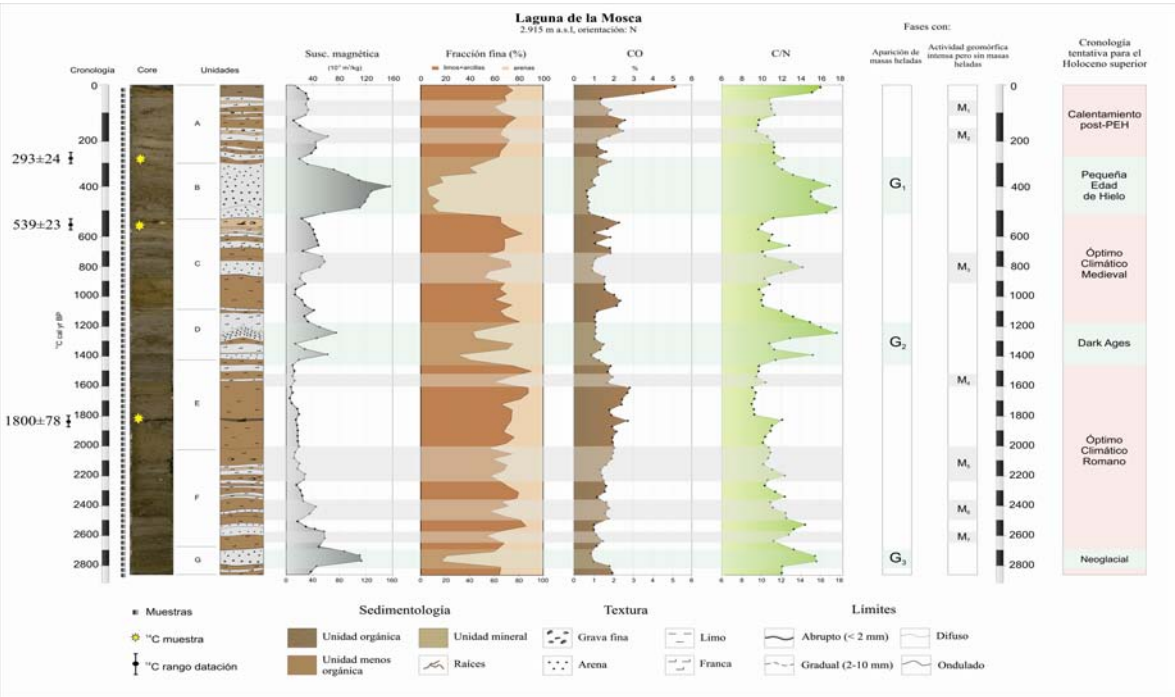


Fig. 2: Propiedades geoquímicas y granulométricas del core extraído de la laguna de la Mosca.

Las unidades G_1, G_2 y G_3 se caracterizan por repuntes muy marcados de la proporción de arenas, muy especialmente en G_1, donde llegan a representar la práctica totalidad de partículas minerales presentes en los sedimentos (>95%). En los tres casos se detectan picos muy marcados de SM, caídas de la fracción orgánica del orden del 1-1,5% y aumentos del C/N de 4 o 5 puntos.

A su vez, los datos también revelan otras unidades donde se repite este mismo patrón aunque la magnitud de las variaciones en ellas es menos significativa (M_1-M_7).

INTERPRETACIÓN AMBIENTAL Y CLIMÁTICA

La proyección cronológica a partir de las tres dataciones realizadas en sedimentos de la laguna de la Mosca revela que esta secuencia sedimentaria podría englobar aproximadamente los últimos tres milenios. El testigo sedimentario sugiere una compleja evolución ambiental y revela una mayor actividad de los procesos geomórficos que en las cabeceras de la vertiente sur de la Sierra (Oliva et al., 2010a).

Los tres episodios con deposición de partículas minerales más gruesas (arenas) se interpretan como respuesta a periodos climáticos fríos y húmedos, con una escorrentía superficial notable. La existencia de masas heladas recluidas en el seno de la Hoya del Mulhacén (G_1, G_2 y G_3) podría explicar una escorrentía continuada capaz de movilizar arenas y transportarlas hacia el lago gracias al agua de fusión proveniente de estos cuerpos helados. Para la fase más reciente de ellas (G_1), las fuentes documentales - desde mediados del siglo XVII hasta las primeras décadas del XX - narran la existencia de masas heladas atrapadas en las cabeceras de barrancos, entre la Hoya del Mulhacén y el Corral del Veleta, pudiéndose interpretar como pequeños focos glaciares (Gómez Ortiz et al., 2009).

Durante estas fases la deposición mineral en el lago sería mayor debido a una meteorización y erosión más efectivas en el conjunto de la Hoya, con inclusión de materia orgánica de origen terrestre tal y como sugieren los incrementos de la ratio C/N. Probablemente esta pauta viene determinada por la erosión de las pequeñas manchas de vegetación herbácea que se desarrollaban de manera dispersa en la cuenca y de forma más densa en las inmediaciones del lago. A su vez, el hecho que el aumento de C/N sea paralelo a una caída de CO sugiere que la propia productividad lacustre se vio significativamente reducida; las condiciones más frías imperantes debieron de condicionar una disminución del periodo libre de hielo en el lago y la actividad biológica en el mismo se debió ver, consecuentemente, afectada y reducida.

La combinación de unos índices de humedad superiores y condiciones más frías que en la actualidad tuvo que favorecer la aparición secular de masas heladas permanentes entre aproximadamente 2800-2700 (G_3), 1500-1200 (G_2) y 510-240 años BP (G_3). Por lo tanto, las dataciones realizadas inducen a considerar que algunos de los cordones del sistema morrénico del circo del Mulhacén podrían deber su construcción a periodos fríos acontecidos durante el Holoceno superior. Estos datos matizan la propuesta de Schulte et al. (2002), que sugieren el desarrollo del sistema morrénico durante la crisis fría del Tardiglaciar a partir de observaciones de campo.

De acuerdo con los datos aquí presentados, la Pequeña Edad de Hielo (PEH), atestiguada en documentación escrita de época, debió ser la fase más fría y húmeda de los últimos tres milenios en Sierra Nevada.

Condiciones de frío y humedad más moderadas debieron de implicar un repunte de la actividad geomórfica. Las unidades M_1-M_7 contienen sedimentos que presentan una abundancia moderada de arenas y disminuciones relativas de la materia orgánica, que se interpretan como periodos proclives a una mayor erosión y removilización de partículas minerales gracias a una escorrentía superficial abundante, posiblemente gracias a la existencia de extensos neveros de fusión tardía en este circo, aunque no conllevarían la reaparición del glaciar del Mulhacén (M_7-M_1).

Por el contrario, las fases caracterizadas por aumentos de CO, en las que la sedimentación la componían mayoritariamente sedimentos de textura fina, entendemos que corresponderían con periodos de menor actividad geomórfica. Probablemente estas condiciones vendrían favorecidas, en general, por temperaturas más cálidas, que comportarían una rápida fusión de la cobertura nival anual, impidiendo así el desarrollo de extensos neveros o focos glaciares.

CONCLUSIONES

Este trabajo supone la primera aportación científica con dataciones absolutas que permite una aproximación a los procesos geomorfológicos fríos acontecidos durante el Holoceno en la Hoya del Mulhacén. Los sedimentos lacustres de la laguna de la Mosca, emplazada en el fondo del circo en cuestión, sugieren variabilidad de procesos geomórficos en el paisaje de cumbres de Sierra Nevada durante los últimos tres milenios.

Durante el Holoceno superior la existencia de regímenes térmicos más fríos espaciados en el tiempo, acompañados de aumentos en las precipitaciones, debió favorecer el desarrollo de focos glaciares en las concavidades más elevadas de las cabeceras de los barrancos del macizo, en particular en vertiente norte y noroeste. Este hecho, ejemplificado en la Hoya del Mulhacén, y teniendo en consideración los datos del análisis del core extraído en su laguna de La Mosca, vienen a señalar la existencia de focos glaciares instalados durante el periodo Neoglacial (2800-2700 años BP), el periodo conocido como Dark Ages (1500-1200 años BP) y, con especial incidencia, en la Pequeña Edad de Hielo (510-240 años BP).

El *core* de la laguna de la Mosca también constata que estas fases han sido breves, por lo que durante la mayor parte de estos tres últimos milenios el circo debió permanecer libre de hielo. Este hecho se detecta claramente durante los periodos cálidos romano, medieval y posterior a la PEH. No obstante, durante los mismos, se constatan ciertos retornos a condiciones más frías y húmedas que propiciarían

condiciones más frías y húmedas que propiciarían una mayor actividad geomórfica en el seno del circo, por la mayor abundancia de neveros de fusión tardía.

Agradecimientos: Se reconocen las facilidades ofrecidas por el Parque Nacional de Sierra Nevada para el desarrollo de las actividades de campo. La investigación se ha realizado bajo el amparo del proyecto "*El interés científico de la documentación de época para el estudio del glaciarismo histórico (PEH) de Sierra Nevada* (CS02009-06961)". El primer autor agradece a la Generalitat de Catalunya el disfrute de una beca posdoctoral Beatriu de Pinós, durante la cual se ha escrito el presente artículo.

Referencias bibliográficas

González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (2008). Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18 (4), 551-568.

Gómez Ortiz, A. (Coord.) (2002). *Mapa geomorfológico de Sierra Nevada. Morfología glaciar y periglaciar*. Consejería de Medio Ambiente- Junta de Andalucía. Granada.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Ramos, M., Schulte, L., Salvador, F. & Tanarro, L. (1999). Degradación de permafrost en Sierra Nevada. Repercusiones geomorfológicas: el caso del Corral del Veleta. Resultados preliminares. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles,* 27, 7-21.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Schulte, L., Salvador, F. & Plana, A. (2009). Evidences from historical documents of landscape evolution after Little Ice Age of a Mediterranean high mountain area, Sierra Nevada, Spain (eighteenth to twentieth centuries). *Geografiska Annaler, series A (4), Physical Geography*, 91, 279-289.

Haeberli, W. & Gruber, S. (2008). Mountain permafrost - research challenges for steep and cold terrain, *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, USA, 597–605.

Madoz, P. (1849). *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus posesiones de ultramar*. Madrid, volume 14, 383-386.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A. & Schulte, L. (2010a). The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.2116.

Oliva, M., Gómez Ortiz, A. & Schulte, L. (2010b). Tendencia a la aridez en Sierra Nevada desde el Holoceno Medio inferida a partir de sedimentos lacustres. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 52, 27-42.

Schulte, L., Marcos, J., Gómez Ortiz, A. Palacios, D., Tanarro, L.M., Fernández, A. & Ramos, M. (2002). Evolución glaciar y periglaciar del circo del Mulhacén (Sierra Nevada, Península Ibérica). En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (A. Pérez González et al., ed.). Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geología, Madrid (España), 491-498.

Ravanel, L. & Deline, P. (2010). Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the 'Little Ice Age'. *The Holocene*, 21 (2).

Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C.E. (2004). *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.

Rojas Clemente, S. (1809). *Viaje a Andalucía. Historia Natural del Reino de Granada (1804-1809)*. GBG Editora, Barcelona, new edition from 2002.

SESIÓN S9: GEOARQUEOLOGÍA, PREHISTORIA Y POBLAMIENTO HUMANO.

SESSIÓ S9: GEOARQUEOLOGIA, PREHISTÒRIA I POBLAMENT HUMÀ.

MEDICIÓN DE TASAS DE EROSIÓN PARA CORREGIR DATACIONES DE ^{10}Be EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

D. Domínguez-Villar (1), J.K. Willenbring (2), R.M. Carrasco (3), B. Ruiz-Zapata (4) y J. Pedraza (5).

(1) Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá de Henares, Ctra. N-II, km 36,600, Alcalá de Henares, 28871 Madrid. d.dominguezvillar@bham.ac.uk.
(2) Dpt. of Earth and Environmental Science, University of Pennsylvania, 266B Hayden Hall, 240 South 33rd Street, Philadelphia, 19104 PA, USA. jane.willenbring@sas.upenn.edu.
(3) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de CC Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha, Avda Carlos III, s/n. 45071 Toledo. España. rosa.carrasco@uclm.es.
(4) Dpto. de Geología, Universidad de Alcalá de Henares, Ctra. N-II, km 36,600, Alcalá de Henares, 28871 Madrid. blanca.ruiz@uah.es
(5) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Geología, C/ José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid. javerp@geo.ucm.es.

Abstract (Erosion rate measurement to correct absolute dates using ^{10}Be in the Spanish Central System): *The erosion rates in several sectors of the Spanish Central System were estimated in order to correct absolute dates using terrestrial cosmogenic nuclides. Most of the erosion rates are very low (<0.7 mm/ka), although in rare sites where lithologic factors dominate erosion rates are much higher (~4.5 m/ka). In most of the cases microclimatic factors dominate the erosion rate and there is an excellent correlation with the elevation. Thus, each single absolute date of ^{10}Be has been corrected for a specific erosion rate depending on its elevation. The results provide dates slightly older (<0.3 ka) than those that assume a 0 mm/ka erosion rate. This research improves the accuracy of these and future absolute dates and the uncertainty related to the assumption of an assumed erosion rate, that in the case of 10 mm/ka was >9 ka for the last glacial maximum.*

Palabras clave: Tasa de erosión, datación absoluta, ^{10}Be, Sistema Central Español
Key words*: Erosion rate, absolute dating, ^{10}Be, Spanish Central System*

INTRODUCCIÓN

Las aplicaciones cronológicas de los nucleidos cosmogénicos terrestres están siendo una revolución en la datación absoluta. Estas técnicas, están permitiendo un sustancial avance en el conocimiento de la cronología del glaciarismo. No obstante, hay una serie de parámetros que han de asumirse para poder aplicar el método. El principio fundamental de la técnica de datación se basa en que la concentración de un determinado elemento cosmogénico en una superficie rocosa tiene relación con el tiempo que esa roca lleva expuesta a la intemperie. Para que pueda establecerse una edad fiable ha de cumplirse que la muestra: (1) haya sufrido un proceso de erosión que haya borrado cualquier señal previa presente en ese sustrato (herencia cosmogénica), (2) no haya sido cubierta por depósitos con posterioridad a su exhumación (enterramiento), y (3) no haya sufrido erosión desde su exhumación o que la tasa de erosión sea conocida (tasa de erosión). Bajo estos supuestos la concentración del elemento cosmogénico medido en la roca puede transformarse en una edad realizando una serie de correcciones para tener en cuenta el apantallamiento topográfico, el de la propia muestra y el espesor de cobertera nival medio (p.ej., Vermeesch, 2007). La edad absoluta se calcula realizando un reescalado de las concentraciones ya corregidas del elemento cosmogénico a una escala temporal calibrada a partir de una red mundial de localidades cuya edad es conocida de forma independiente (p.ej., Balco et al., 2008).

En el Sistema Central Español los materiales mayoritarios son granitos y gneises, y las zonas con depósitos glaciares muestran bloques de gran tamaño (1-10 m). La herencia cosmogénica es improbable debido al fuerte carácter erosivo en las zonas que albergaron glaciares. Además, el gran tamaño de los bloques permite elegir aquellos que con certeza no hayan tenido ningún tipo de enterramiento. El único problema es la elección de bloques que hayan sufrido rotaciones por erosión o deslizamiento de los materiales en los que están englobados. Pero la selección de bloques erráticos o en aristas minimiza este tipo de riesgos. En cuanto a la tasa de erosión en el Sistema Central Español, se ha asumido que la erosión generalizada en superficies rocosas expuestas es muy limitada (Domínguez-Villar et al., 2009; Palacios et al., 2010) como evidencian el aspecto fresco de las superficies pulidas por los glaciares. No obstante, asumir una tasa de erosión cero no es realista. El estudio de tasas de erosión concentrada en zonas que estuvieron cubiertas por glaciares en la Serra da Estrela (Portugal) arroja valores medios entorno a ~6 mm/ka con un rango entre 2-15 mm/ka (Domínguez-Villar et al., 2009). Estos valores se midieron en zonas de erosión concentrada (pilancones) y sugieren que la erosión generalizada es mucho menor.

La medición de la erosión total desde la deglaciación en diversos sectores del Sistema Central Español se ha tomado a partir de la erosión diferencial de fenocristales de feldespato y venas de cuarzo o feldespato (Fig. 1). La erosión total se calcula a partir de estaciones de medida. Las mediciones se han realizado en rocas aborregadas con pulidos y donde no puedan existir problemas de meteorización concentrada. Debido a la rápida deglaciación y a los rangos de erosión, la tasa de erosión es mucho más sensible a las diferencias en la erosión total que a las variaciones en la edad. Por tanto, para el cálculo de

las tasas de erosión se han fijado edades de deglaciación en función de la ubicación de la estación de medida según periodos de deglaciación. Aunque los bloques donde se realizan dataciones no están pulidos y por tanto sus tasas de erosión pudieran ser mayores, la corrección de las edades con las tasas de erosión obtenidas representa una primera aproximación que mejora el hecho de asumir que no existe tasa de erosión. Además, el estudio de bloques alterados nos indica que de existir diferencias en la tasa de erosión entre los bloques y las superficies pulidas, éstas no son muy marcadas y se encuentran dentro del mismo rango de magnitud.

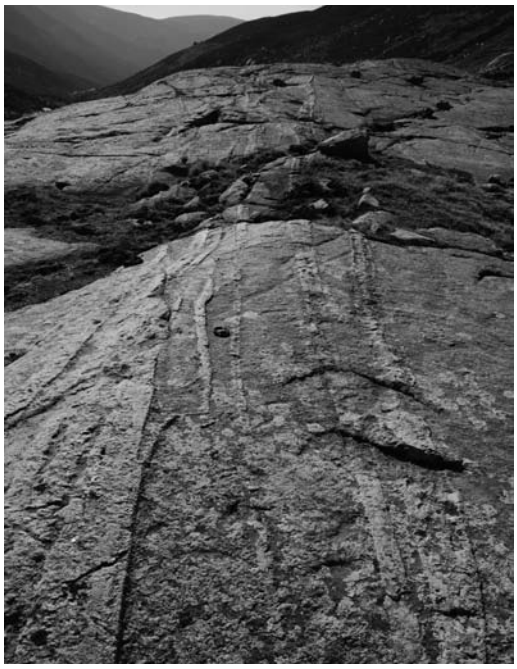


Fig. 1: Típica erosión diferencial en una roca aborregada del valle de Bohoyo (Gredos). En la imagen se aprecia que aunque reducida (ver tapadera de objetivo como escala), la erosión tras la deglaciación no puede considerarse nula.

Las tasas de erosión obtenidas para la mayoría de las estaciones de medida oscilan de 0.3 a 0.7 mm/ka, con un marcado gradiente altitudinal (r^2=0.94). No obstante, una de las estaciones de medida ha proporcionado una tasa de erosión anómalamente alta: ~4.5 mm/ka. Paralelamente a las mediciones de erosión se han realizado mediciones de la resistencia a compresión de la roca con un martillo Schmidt para valorar un posible efecto litológico en la tasa de erosión. Todas las muestras que presentan un buen ajuste de la tasa de erosión según la elevación presentan unos niveles de resistencia dentro de un mismo rango. Por el contrario, la muestra con una elevada tasa de erosión presenta una escasa resistencia, indicando que en ese caso el factor litológico esta dominando la tasa de erosión. No obstante, es fácil identificar en campo aquellas litologías que pueden presentar tasas de erosión dominadas por factores litológicos. En el resto de los casos los factores microclimáticos asociados con la altitud son responsables principales de las variaciones de las tasas de erosión. En la zona de estudio se están realizando muestreos para la datación mediante el nucleido cosmogénico ^{10}Be. La concentración de este elemento disminuye exponencialmente con la profundidad en la roca, por lo que si se asume un tasa de erosión de 0 mm/ka y esto resulta no ser cierto, las dataciones absolutas arrojarán edades sistemáticamente más jóvenes. Nosotros hemos utilizado un simple modelo para estimar la tasa de erosión individualizada para cada una de las muestras tomadas para dataciones absolutas en función de la altura.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Debido a que las tasas de erosión son una incógnita para la mayoría de las localidades en las que se aplica la técnica de datación se suelen aportar diversas cronologías en función de la tasa de erosión más fiable. En general estas tasas oscilan entre 0 y 10 mm/ka (p.ej., Small et al., 1997). En función de los resultados preliminares obtenidos para el último máximo glaciar en el Sistema Central Español, la diferencia de edad entre asumir tasas de erosión de 10 y 0 mm/ka es >9 ka. Esta incertidumbre en la exactitud de la datación tiene un rango temporal que impediría discernir diferencias entre los avances del frente glaciar. Al aplicar el modelo de tasas de erosión propuesto, la diferencia con las edades que asumen una tasa de erosión de 0 mm/ka es <0.3 ka. No obstante, se han localizado áreas con tasas de erosión de ~4.5 mm/ka que no se ajustan al modelo propuesto. Estas dataciones han de corregirse según tasas de erosión independientes ya que la concentración de nucleidos cosmogénicos está afectada por una sustancial pérfida de material. El cálculo de las tasas de erosión ha permitido la corrección de las dataciones absolutas mejorando su exactitud. Aunque los rangos de desfase se encuentran dentro de la precisión de la datación, este estudio permite evitar asumir uno de los parámetros que incorpora mayor incertidumbre en la exactitud de la datación.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado gracias a una ayuda postdoctoral de la Universidad de Alcalá otorgada a DDV. Los fondos para la investigación han sido aportados por los proyectos CGL2008-03396/BTE y PII1I09-0138-6113, financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación y la Consejería de Educación y Ciencia de la JCCM, respectivamente. Agradecer los comentarios por le Dr. Delmas.

Referencias bibliográficas

Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J. (2008). A complete and easily accesible jeans of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3, 174-195.

Domínguez-Villar, D., Razola, L., Carrasco, R.M., Jennings, C.E. & Pedraza, J. (2009). Weathering phases recorded by gnammas Developed since last glaciation at Serra da Estrela, Portugal. *Quaternary Research*, 72, 218-228.

Palacios, D., de Marcos, J. & Vázquez-Selem, L. (2010). Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary Internacional*, 233, 16-26.

Small, E.E., Anderson, R.S., Repka J.L. & Finkel R. (1997). Erosion rates of alpine bedrock summit surface deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 413-425.

Vermeesch, P. (2007). CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (8), Q08003.

APROXIMACIÓN A LA MAGNETOESTRATIGRAFIA DE LA ÚLTIMA TERRAZA MEDIA DEL GUADALQUIVIR (T12) EN "LAS JARILLAS" (LA RINCONADA, SEVILLA).

R. Baena Escudero (1), e I. Guerrero Amador (1).

(1) Dpto. Geografía Física y A.G.R., Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n 41004-Sevilla. baena@us.es, inmaguer@us.es

Abstract: Preliminary magnetostratigraphy of the Guadalquivir river last middle terrace (T12) in "Las Jarillas" (La Rinconada, Sevilla). *Present a model of alluvial in the last middle terrace (T12) in the Guadalquivir river from La Rinconada (Sevilla). Inside him it examines their facies, paleomagnetic analysis is performed some of their units and are located both archaeological and paleontological connections of Elephas antiquus. Magnetostratigraphy results raise a double possibility in the chronosequence that could encompass both isotopic stages 5, 6 and 7 as only 5.*

Palabras clave: Terraza fluvial, magnetoestratigrafía, MIS, Elephas antiquus, río Guadalquivir.
Key words*: Fluvial terrace, magnetostratigraphy, MIS, Elephas antiquus, Guadalquivir river.*

INTRODUCCIÓN

La terraza de Las Jarillas a +26-+29m sobre el río, se ubica al Noreste de la ciudad de Sevilla en el término municipal de La Rinconada entre la urbanización "El Gordillo" (Sevilla) y el entorno del Cortijo de "Las Jarillas" (La Rinconada) que le da nombre. Se trata de una de las terrazas más destacadas del valle del Guadalquivir, tanto por su extensión que, entre los afluentes del Guadalquivir Corbones y Guadaíra, supera los 300 Km^2; como por lo llamativo de su escarpe que domina, por la margen izquierda, toda la vega aluvial a más de 10 m de altura. De igual modo, destaca también por ser uno de los conjuntos estratigráficos más importantes de todo el valle Medio y Bajo del Guadalquivir dada su complejidad, potencia y variedad de facies aluviales, lo que le confiere un carácter de importante área de recursos de áridos con numerosas explotaciones que utilizan maquinaria y sistemas más propios de minas al aire libre que de graveras. Ello ha determinado que desde los comienzos de los estudios geológicos del valle del Guadalquivir, esta terraza haya sido objeto de atención (Calderón, 1887), asignándosele la denominación de segunda terraza del Guadalquivir o nivel intermedio (Drain et al., 1971). De igual modo, la presencia de restos fósiles de **Elephas antiquus** han servido para acrecentar el interés por este nivel adscrito, de manera general, al Pleistoceno Medio-Superior (Aguirre et al., 1973; Clemente et al., 1977).

Durante los años 80, los trabajos encaminados a establecer la secuencia general del Guadalquivir de manera regional (SGG), tanto desde el punto de vista geomorfológico como cultural (yacimientos paleolíticos) y cronosedimentario (Díaz del Olmo et al., 1986; 1989), permitieron establecer lo complejo de la estratigrafía de esta terraza donde, en su superposición de aluvionamientos, se definió a la industria lítica extraida en conexión como Achelense Final transicional de cronología Pleistoceno Superior.

La aplicación de técnicas radiométricas (U/Th) y de correlación paleomagnética a inicios de los años 90, permitió cerrar la SGG como integrada por hasta 14 niveles de terrazas para todo el valle Medio y Bajo, que geomorfológicamente se agrupan en cinco complejos de terrazas (Baena, 1993): muy altas (T1 a T4), altas (T5 a T9); medias (T10 a T12); bajas (T13) y muy bajas (T14), estas últimas como integrantes de la actual llanura aluvial (niveles holocenos e históricos). En esta secuencia, la terraza de Jarillas se corresponde con el último nivel del Complejo de terrazas Medias del Guadalquivir (T12) en su tramo bajo (sector Sevilla), con cronologías de 80.000 B.P. (U/Th) en la base carbonatada de los suelos pardos fersialíticos, y una polaridad normal de las dos muestras analizadas entonces que permitieron, en la magnetosecuencia general del Guadalquivir, correlacionarla con época Brunhes entre 170.000 y 80.000 B.P. (Baena, 1993; Díaz del Olmo et al., 1993; Baena y Díaz del Olmo, 1994; 1997).

Esta contribución se enmarca en los nuevos muestreos sistemáticos que, desde finales de los años 90 e inicios del s. XXI, se vienen realizando con el objetivo de efectuar un análisis paleomagnético de todas aquellas terrazas donde la existencia de graveras o excavaciones haga posible la observación de las estratigrafías aluviales y existan facies apropiadas para su estudio. Surge así la posibilidad de completar y precisar las cronologías de referencia asignadas a la SGG (Baena et al., 2005), al tiempo que emprender ahora estudios más continuos y precisos en los aluvionamientos. Con ello pretendemos obtener, la primera caracterización magnetoestratigrafica, que nos permita precisar algo más la cronosecuencia, tal y como se viene efectuando en yacimientos cuaternarios como los de Atapuerca (Parés y Pérez-Gonzalez, 1995) o Fuente Nueva-3 en Orce (Martínez Navarro et al., 1997).

METODOLOGÍA

A partir de media docena de perfiles levantados en los diferentes frentes de explotación de la antigua gravera Pionner en La Rinconada, se ha establecido una secuencia modelo del aluvionamiento de la terraza en la zona, caracterizando potencia media, granulometría, estructura sedimentaria, horizontes edáficos y alteraciones así como las litofacies aluviales según Miall (1978). Igualmente, se han situado los hallazgos arqueológicos en conexión, los restos fósiles de fauna encontrados y las muestras

obtenidas para paleomagnetismo (Baena, 1993; Caro, 1999).

El estudio paleomagnético se ha efectuado a partir de una docena de muestras tomadas en sedimentos blandos o semiconsolidados sin signos aparentes de bioturbación. Estos, corresponden a medios con bajas tasas de deposición como son los propios de llanuras de inundación, entornos palustres o de colmatación de finos a techo de paleocauces. Por tanto, la textura analizada ha sido siempre de grano lo más fino posible (formaciones limo-arenosas, limo-arcillosas carbonatadas, arcillo-limosas o areno-arcillosas), todas ellas en disposición horizontal. La toma de muestras se realizó mediante la obtención de volúmenes cúbicos de sedimento de unos 8 cm^3, previamente tallados y exentos en el perfil que, convenientemente orientados en Campo, fueron introducidos en cajas de plástico transparente de 2 cm de lado. Los especimenes de cada muestra fueron medidos en el laboratorio de paleomagnetismo UB-ICT "Jaume Almera" del CSIC en Barcelona, controlándose, magnetización remanente natural (MRN) y magnetización remanente después de la desmagnetización obtenida tras la aplicación de campos alternos (AF). La medición de la remanencia fue efectuada con un magnetómetro criogénico triaxial (CCL-GM4000) y la desmagnetización mediante un desmagnetizador Schonsted GSD5. La caracterización de la variación de la remanencia magnética desde temperatura ambiente (MRN_0) hasta la práctica total desmagnetización (<85% MRN_0) de cada muestra, se alcanzó mediante la aplicación de un campo de desbloqueo único para todas ellas en pasos de 0, 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20, 30, 50, 70, 90 y 100 mT (militeslas). La obtención de la componente característica para todas ellas (ChRM), se obtuvo entre los 2.5 y 70 mT, dependiendo de la textura del sedimento.

SECUENCIA LITOESTRATIGRAFICA DE LA TERRAZA.

La secuencia modelo general del aluvionamiento de la terraza de Jarillas en la antigua explotación Pionner, alcanza una potencia media superior a los 15 m, estando compuesta de muro a techo por las siguientes unidades:

JP1.- Sustrato de margas azules sobre el que con límite neto y fuertemente ondulado (oscilaciones de hasta 2-3 m) descansa de modo erosivo el aluvionamiento.

JP2.- Banco de gravas gruesas con barras de cantos y arenas de entre 2 y 4 m, las cuales terminan con un límite superior neto y plano. Facies **Gms** y **Gp** dominantes, integradas por cuarcitas, silex, porfiditas y pizarras. A techo culminan en niveles de arenas finas masivas con arcillas de donde se obtuvieron las muestras **PIN21** y **PIN22** para su análisis paleomagnético. De la parte superior de esta unidad, habitualmente sumergida al encontrarse por debajo del nivel piezométrico del acuífero, extraen las retroexcavadoras que explotan los áridos, restos de **Elephas antiquus** y numerosas piezas líticas en conexión (**N1**), lascas simples, núcleos y utensilios predominando los rodamientos medios (51%), aunque también se observan sin rodamiento pero con pátina (11%). Como representativos del **Achelense** son frecuentes: los hendedores, triedros y bifaces, en algunos casos, con rodamientos nulos o bajos.

JP3.- Depósito alternante de arenas y gravillas de entre 2,5 y 3 m. de potencia en lechos centimétricos con estratificación cruzada y laminaciones de ripples migrando en las secuencias arenosas (**Sp** y **Sr**). De los niveles superiores se obtuvo una conexión arqueológica compuesta por más de 200 piezas entre lascas simples (49%), núcleos (34%) y utensilios (17%) entre los que destacan 4 triedros (**N2**). Igualmente en ellos son frecuentes los restos de **Equus sp**., **Bos sp**. e **Hippopotamus**. Lateralmente puede dar paso de manera erosiva a pequeños paleocauces de entre 1 y 2 m de potencia, rellenos de gravas medias en disposición masiva a muro (**Gm**) para hacia techo terminar en niveles areno-limosos débilmente laminados (**Sh**), Toda la unidad culmina en centimétricas llanuras de inundación arcillo-limosas (**flood plain**) de tonos pardos donde se tomaron las muestras **PJ31** y **PJ32** para su análisis paleomagnético, Igualmente son frecuentes las intercalaciones de nivelillos de arenas finas con ripples de baja energía (**Sr**).

JP4.-Depósito de barras de gravas masivas (**Gms**) de entre 1 y 1.5 m de potencia, con numerosos cantos blandos que se instala erosivamente sobre el nivel anterior, pudiendo hacer desaparecer el lecho arcilloso inferior. Límite superior plano y neto.

JP5.-Depósito mixto de barras de gravas, gravillas y arenas con estratigrafía cruzada y laminaciones de arenas (1.5 m). Lateralmente se le superpone un canal de colmatación limo-arcilloso (0.5 m) del que se tomo la muestra **PB2** para paleomagnetismo, o un nuevo lecho de arenas masivas. A techo, culmina en un paquete de limos masivos del que se obtuvo la muestra **PB1**. En las barras de arenas con gravas es frecuente el hallazgo de industria en conexión (**N3**) integrado por lascas simples (63%), núcleos (18%) y utensilios sobre lasca (16%) con rodamiento leve y medio, predominio del silex (52%) y ausencia de macroutillaje y de cantos tallados. También son frecuentes los restos de fauna de vertebrados con presencia de **Elephas antiquus**.

JP6.- Unidad predominantemente arenosa en su base que hacia su parte superior presenta abundante bioturbación, dando paso a niveles más limo-arenosos con carbonatos a techo. Ocasionalmente, estos pueden adquirir aspecto masivo y laminado con intercalaciones de niveles limo-arcillosos como corresponde a entornos palustres. De esta última formación se tomaron las siguientes muestras para paleomagnetismo de muro a techo**: PJ22**, **PJ21**, **PJU1**, **PJ12** y **PJ11**. Por último, sobre estos niveles locales, pueden situarse depósitos centimétricos de arenas masivas sobremontados por canalillos de gravillas de escasa potencia dentro de los cuales se localiza abundante industria lítica en conexión (**N4**) sobre cuarcita con: núcleos centrípetos dominantes, presencia de técnica levallois en las lascas y superioridad del grupo Paleolítico Superior entre los utensilios (Caro, 1999).

JP7.- Lo compone una sucesión de 4 m de arcillas esmectíticas y limos con un desarrolllo edafológico

consistente en horizontes alternantes, de techo a muro, Ap/Bt/Btca/Bca. Los horizontes Bt estan caracterizados por sus tonos rojos (2.5YR4/6), su estructura prismática y fuerte descarbonatación del horizonte; mientras que los carbonatados presentan gruesos nódulos calcáreos muy compactos que, hacia el muro, se muestran tipo septarias. De aquí, sobre textura limo-arenosa, se obtuvieron las muestras **PIN21** y **PIN22** para el estudio paleomagnético.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Aun cuando el número de muestras es reducido en relación al tamaño de la estratificación, no obstante consideramos que el método es válido a pesar de la falta de facies adecuadas para su estudio. Así, la mayoría de los resultados obtenidos tras la desmagnetización de la remanencia magnética de las muestras son aceptables con una desmagnetización escalonada y estable (Fig.1). La presencia de componente viscosa ha sido prácticamente inexistente, eliminándose entre 2,5 y 5 mT en todas ellas. Por lo que respecta a los valores de intensidad de la magnetización remanente natural (NRM_0), parecen guardar cierta relación con las diferencias texturales de los sedimentos, siendo la muestra PJU1, sobre carbonatos concrecionados, la que presenta la intensidad más baja del conjunto (0.5 mA/m). Así de manera general se observan tres poblaciones de valores: las que superan los 11 mA/m (muestras PIN21, PIN22, PIN11 y PIN12, situadas a techo y a muro respectivamente) las dos primeras sobre arenas finas con arcilla y las dos segundas en limos arenosos; las comprendidas entre 5 y 9 mA/m integradas por texturas limo-arcillosas carbonatadas (muestras PJ11 y PJ12) a techo de la unidad 6, y limo-arcillosas (PB2) y arcillo-limosas (PJ31 y PJ32) del techo de la unidad 3; y por último, las que oscilan entre 0.5 y 2 mA/m de la unidad palustre (muestras PJU1, PJ21 y PJ22) y de la llanura limo-arcillosa del techo de la unidad 5 (PB1).

La base del análisis paleomagnético se ha efectuado según las componentes de inclinación y declinación obtenidas en las diferentes muestras tomadas del aluvionamiento. Para ello se ha tenido en cuenta que la principal contribución a la dirección del NRM de este tipo de facies se obtiene de su componente detrítica (DRM), la cual es tanto más fiable cuanto más arcillosas y laminadas se presenten las muestras. Así en el caso de medios fluviales actuales, se obtienen buenas direcciones de declinación de las muestras pero no de inclinación que se presentan fuertemente sesgadas (hasta 25º para inclinaciones de campo de 50º) sin estar compactadas (Tauxe y Kent, 1984), a lo que hay que añadir errores de inclinación aún mayores si esto último también ocurre (Kodama y Sun, 1992).

Por grupos de muestras, las recogidas en la base de la unidad JP7, datadas en torno a 80.000 B.P. (Díaz del Olmo et al., 2003), presentan paleodirecciones NNW de declinación para inclinaciones próximas a las actuales de Campo (52º); en cambio las muestras de la unidad JP6, marcan, a medida que descendemos en el perfil, un itinerario en la declinación que va desde paleodirecciones E (PJ11) y ESE (PJ12) de transición, a claramente inversas en PJU1 (S-SSE) y menos marcadas en PJ21 y PJ22 (ESE), siendo las inclinaciones muy bajas (4 y 29º) a excepción de la de PJ21 que es normal (Fig.1).

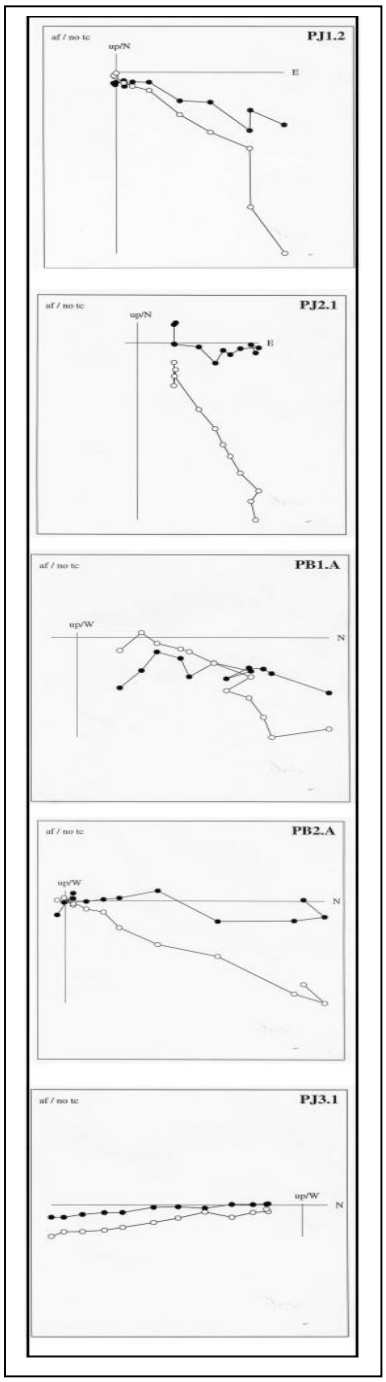


Fig. 1: Ejemplos de Diagramas de desmagnetización ortogonal de las muestras correspondientes a las unidades JP6 (PJ12 y PJ21), JP5 (PB1 y PB2) y JP3 (PJ3) en la T12 del Guadalquivir en "Jarillas". Los puntos rellenos corresponden a la proyección horizontal (declinación) y los vacíos a la vertical (inclinación), del remanente magnético obtenido en el proceso de desmagnetización de cada espécimen.

Por su parte el techo de la unidad JP5, donde se ubican PB1 y PB2, pasa a tener nuevamente polaridad normal de componente N-NNE y N respectivamente, si bien su inclinación permanece débil (19º y 28º). Cuatro metros más abajo, el techo arcillo-limoso de la unidad JP3, vuelve a registrar una inversión clara de la declinación respecto a la actual, con componentes entre S-SSE y S-SSW, para paleoinclinaciones ecuatoriales (Fig.1). Por último las muestras tomadas en PJ2 (PIN11 Y PIN12), presentan componentes normales de campo con paleodeclinaciones entre N y NW-NNW para inclinaciones superiores a la actual.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La terraza T12 en "Las Jarillas" a +26-29 m, supone el último nivel del Complejo de terrazas Medias del Guadalquivir en el sector Sevilla integrado por tres extensos y potentes niveles solapados entre las topografías de +55 a +26 m. Estratigráficamente, esta última terraza, muestra una secuencia compleja donde se repiten los pavimentos de barras basales formados por gravas masivas (Gms), separados a techo, erosivamente por barras de gravas y lechos de arenas como corresponde a una acentuación de los procesos migratorios de los cauces que terminan en llanuras de inundación muy desmanteladas (Fig.2). Esta situación se repite al menos dos veces, lo que manifiesta un solapamiento de un nuevo ciclo de aluvionamiento para, tras él y con episodios palustres carbonatados, culminar en un potente nivel limo-arcilloso que lo mismo bisela perfiles de suelos fersialíticos, que a su vez se presenta afectado por una edafogénesis posterior.

Partiendo de la cronología 80.000 B.P. relativa a la base carbonatada de la unidad superior (JP7) de Las Jarillas, la magnetoestratigrafía obtenida a partir de los niveles susceptibles de ser analizados, revela la existencia de una irregularidad en los datos de declinación e inclinación magnética asociados a las muestras PJ11, PJ12, PJU1, PJ21 y PJ22, dentro de la época normal Brunhes, lo que de confirmarse con futuras dataciones y muestreos paleomagnéticos, y con las debidas cautelas por el reducido número de muestras, podría suponer la existencia de un evento geomagnético inverso que por proximidad a la fecha de partida, sólo cabe correlacionar con el evento Blake (117.000-120.000 B.P.). La presencia, 4 m más abajo, de una nueva anomalía registrada en las muestras PJ31 y PJ32, (Fig.2), correspondientes al techo del primer aluvionamiento, abre una doble posibilidad en la interpretación de esta secuencia. A saber: o corresponde al mismo momento cronológico (unos 3.000 años), hecho poco probable si nos atenemos a la potencia y extensión del mismo a lo largo de la terraza; o dado que las inclinaciones son de transición, podría correlacionarse con la proximidad de un nuevo evento paleomagnético de signo negativo que, considerando al más próximo, estaría ubicado en torno a 187.000-195.000 B.P.

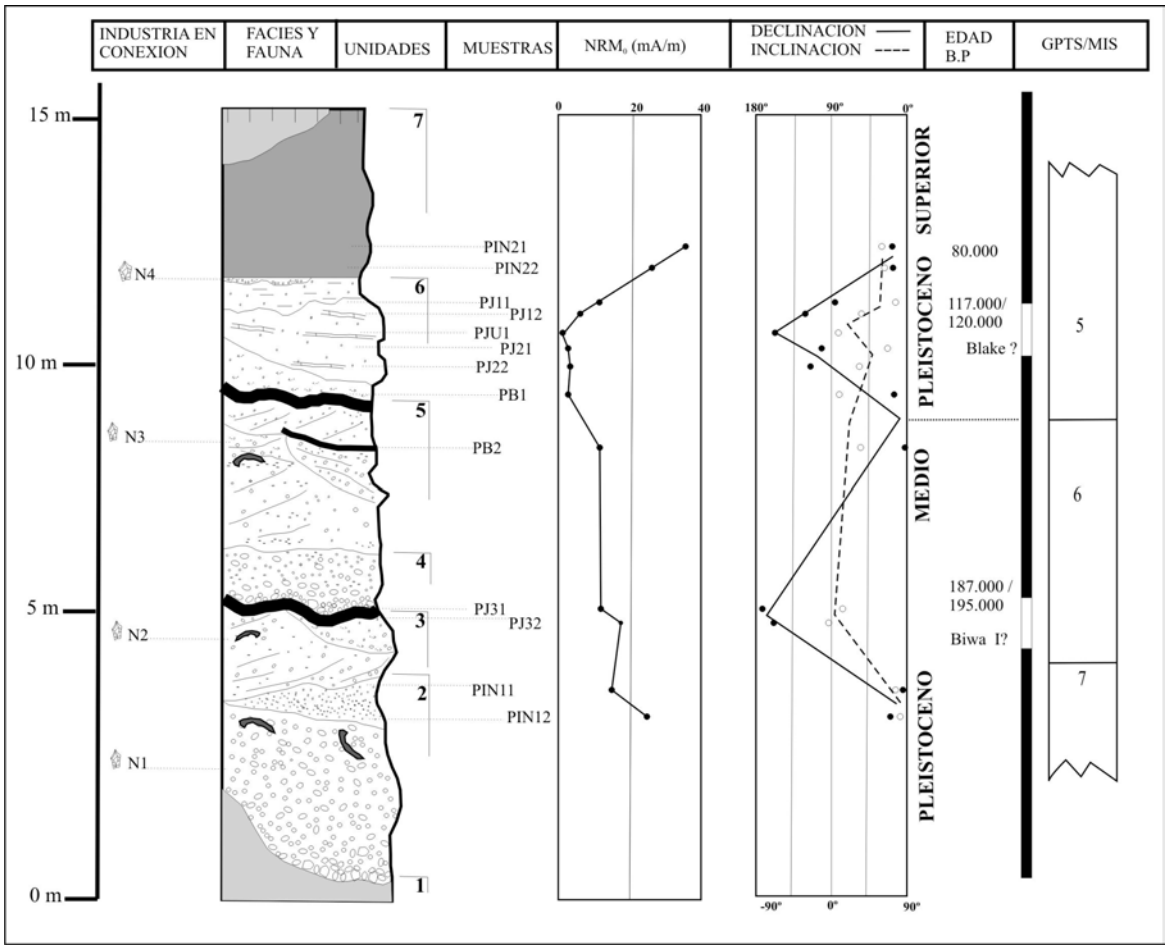


Fig. 2: Modelo de aluvionamiento de la terraza de "Jarillas" (T12) con aproximación a su magnetoestratigrafía.

La primera opción, supondría llevar todo el segundo y tercer cuerpo del aluvionamiento (unidades 4, 5, 6 y 7) e incluso el techo del primero al interglaciar Eemiense (MIS 5) con tasas de sedimentación muy notables (terraza de 6 Km de anchura media por unos 30 Km de longitud) aunque no descartables en el actual estado de conocimiento de estos medios, con presencia de Elephas durante el final del MIS 6 y todo el interglaciar. La otra posibilidad, consistiría en asignar a la base, cronologías próximas a los 200.000 B.P, para el techo del primer aluvionamiento, lo que remitiría el desmantelamiento y erosión parcial de la primitiva terraza al comienzo del MIS 6, correspondiendo la posterior acumulación de las unidades JP4 y JP5 al final del Pleistoceno Medio y transición al Superior. En este caso, la estratigrafía de la terraza representaría tanto el Pleistoceno Medio en la fase de incisión sobre las margas y de agradación de su primer aluvionamiento, como el Pleistoceno Superior a partir del final del segundo aluvionamiento, incluyendo las facies de arenas y palustres carbonatadas de su techo. La presencia de Elephas Antiquus, de este modo perduraría entonces, independientemente del estadio isotópico en el que nos encontrásemos. Por su parte la industria lítica, muestra una tendencia a la desaparición del macroutillaje a medida que nos desplazamos desde las unidades inferiores (JP2 y JP3), con un tecnocomplejo claramente achelense; para dar paso a las lascas simples y al grupo Paleolítico Superior, en el cuerpo central (JP5) y a techo (JP6) respectivamente.

Agradecimientos: Contribución al Proyecto 68/83, SI-005/10 Ayuntamiento de La Rinconada (Sevilla), al G.I. HUM-697 “Geografía Física Aplicada y Patrimonio” y al Prof. F. Díaz del Olmo.

Referencias bibliográficas

Aguirre, E.; Lhénaff, R.; Zazo, C. (1973). Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Estudios Geológicos*. 29, 295-306.

Baena, R. (1993). Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 589 pp. + cart. (inédita)

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la Depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. Geogaceta, 15, 3-5, 109-111.

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1997). Interpretación de la secuencia general del Guadalquivir (Valle Medio y Bajo): terrazas fluviales y Paleolítico. *Cuaternario Ibérico*, AEQUA, 273-282.

Baena, R.; Fernández, J.J. y Guerrero, I. (2005). Secuencia paleomagnética y paleolítica del Cuaternario aluvial del Bajo Guadalquivir: actualización y nuevos resultados. *Cuaternario mediterráneo y poblamiento de homínidos*, Gibraltar, 35-37.

Calderón, S. (1987). Nota sobre la existencia de Elephas Antiquus en Andalucía. *Acta de la Sociedad Española de Historia Natural.* XVI.

Caro Gómez, J.A. (1999). Yacimientos e industrias Achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 925 pp.

Clemente, L.; Menanteau, L.; Figueroa, E. (1977) : Intento de cronología del segundo nivel de terraza del Guadalquivir en los alrededores de Sevilla, en relación con los restos fósiles de Elephas hallados en su borde. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*. 6, 49-55.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Alvarez, G. (1986). Formations superficielles détritiques et séquence paléolithique du Bas Guadalquivir. *Méditerranée*, 3,61-65.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Baena, R.; Recio, J.M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. AEQUA Monografías 1, 33-42.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Baena (1993). Cuaternario y secuencia Paleolítica en las terrazas del bajo y medio Guadalquivir: aluvionamientos, coluviones, suelos y paleosuelos. *Investigaciones arqueológicas en Andalucía 1985-1992*, Huelva, 193-210.

Drain, M.; Lhénaff, R.; Vanney, J.R. (1971). *Le bas Guadalquivir. Introduction géographique: le milieu physique*. Publi. De la Casa de Velázquez, Ed. Boccard, Paris, 125 pp.

Kodama, K. P. & Sun, P.P. (1992). Magnetic anisotropy as a correlation for compactation-caused paleomagnetic inclination shallowing.*Geophysical Journal International*. 111(3), 465-469.

Martínez Navarro, B.; Palmqvist, P.; Arribas, A.; Turf, A.; Agustí, J. Oms, O. (1997). Síntesis de las investigaciones paleontológicas y arqueológicas en el Plio-Pleistoceno de la región de Orce. *Cuaternario Ibérico*, AEQUA, 261-272.

Miall, A.D. (1978). Litofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. In A. D. Miall ed. *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, 597-604.

Parés, J. M. & Pérez-Gonzalez, A. (1995). Paleomagnetic Age for Hominid Fósil at Atapuerca Archaelogical Site, Spain. *Science*, 269, 830-832.

Tauxe, L. & Kent D.V. (1984). Properties of detritical remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments. *Geophys. J.R. Astr. Soc*., 77, 543-561.

DIFERENCIACIÓN CRONOLÓGICA EN SUELOS DE NIVELES ALTOS DE TERRAZA AFECTADOS POR HIDROMORFÍA Y FERROLISIS

E. Villa (1), M. Vidal (1) y E. Alonso (1)

(1) Dpto. de Ingeniería y Ciencias Agrarias, Escuela Superior y Técnica de Ingeniería Agraria, Universidad de León. Avda. de Portugal, 41. 24071-León. jevilb@unileon.es

Abstract (Chronological differentiation in soils of high levels terraces under hydromorphic and ferrolitic conditions): *A study was carried out in a soil chronosequence developed on alluvial deposits, comprising six terraces displaying marked variations due to altitudinal differences. Many of their morphological properties, such as their original red colour, have become obscured beneath a variety of colours as a result of the intense hydromorphism acting upon the impermeable Miocene clay substrate which underlies these formations. The accumulation indices (AI) for total clay and fine clay, and most especially those corresponding to the iron oxides (Fed/Fet), were found to be good indicators, highlighting developmental and evolutionary differences between the six soils.*

Palabras clave: suelos, cronosecuencia, hidromorfía, ferrolisis
Key words: *soils, chronosequence, hydromorphy, ferrloysis*

INTRODUCCIÓN

La mayoría de las propiedades del suelo varían con el tiempo de actuación de los restantes factores de formación, y resulta difícil evaluar el grado de desarrollo de un perfil de suelo atendiendo únicamente a una propiedad o atributo del mismo. Esta es la razón por la que se han establecido índices basados en las diferencias observadas entre las propiedades del suelo y las del material parental. Hay quien emplea los aspectos morfológicos como elementos diferenciadores (Harden, 1982); otros investigadores hacen uso de los datos analíticos de laboratorio para establecer el grado de edafogénesis alcanzado (Harrison *et al*., 1990). Con tales fines, la secuencia de suelos que se escalonan en un sistema de depósitos aluviales constituye el tipo más ampliamente utilizado en la diferenciación cronológica de suelos.

SITUACIÓN

Con el continuo encajamiento de la red fluvial de la cuenca del Duero, la erosión lineal ha esculpido el típico relieve de terrazas escalonadas. Concretamente, en el sector nororiental del interfluvio Órbigo-Tuerto (Alto Páramo leonés) se suceden seis perfiles de suelo desarrollados sobre depósitos fluviales sin datación, asignados al Pleistoceno inferior, y marcadamente diferenciados por su desnivel altitudinal. Los seis suelos quedan sistemáticamente clasificados como Typic Palexerult (Soil Taxonomy, 2010) y según la WRB de la FAO (2006) como Acrisoles los cuatro inferiores (T4, T3, T2 y T1.3), mientras los dos superiores (T1.2 y T1.1) como Lixisoles. El resalte final entre las dos superficies de erosión extremas T1.1 (1097 m) y T4 (933 m) es de 164 m. El espesor del manto fluvial supera los 5 m en las tres terrazas superiores, disminuyendo progresivamente en las superficies correspondientes a la T4 y T3. A estos depósitos fluviales subyacen los característicos y espesos sistemas de abanicos terciarios formados principalmente por arcillas y limos del Mioceno, que imprimen una intensa impermeabilidad a las formaciones pliocuaternarias que suprayacen **(**IGME, 1984).

OBJETIVOS

La finalidad de este trabajo se concreta en establecer las diferencias entre los suelos asociados a cada una de aquellas superficies y, por tanto, poder llegar a singularizar las propiedades que permitan caracterizar la cronosecuencia de suelos aquí estudiada. Para alcanzar este objetivo se desarrolló un índice analítico. También, un segundo aspecto a tener en cuenta, y que dificulta en gran medida la diferenciación del grado de desarrollo de estos suelos, todos muy antiguos, reside en la pérdida y enmascaramiento de los caracteres morfológicos originales, como consecuencia de la intensa hidromorfía a la que están sometidos.

METODOLOGÍA

Se han estudiado seis paleosuelos representativos de aquellas antiguas superficies de erosión que quedan separadas entre sí por fuertes escarpes. Cada uno de los suelos quedó representado por un perfil disjunto de 4 m de profundidad, en donde abundan los bloques, cantos y gravas de cuarcita, empastados en una matriz arenoarcillosa. El sequum de horizontes está constituido, normalmente, por un horizonte A (úmbrico), un horizonte de transición AB seguido por un espeso horizonte argílico (Bt). Este último horizonte muestra en su zona media y basal un intenso abigarramiento de colores. La caracterización de los suelos consistió en el análisis textural, determinación del contenido de arcilla fina, pH y análisis del complejo de cambio (CIC y bases de cambio). En la determinación del contenido de óxidos de hierro libre (Fed/Fet) y de hierro amorfo (Feo/Fed) se aplicaron las técnicas de extracción propuestas por Merha and Jackson (1960). Finalmente, en la fracción de tierra fina de suelo menor de 1mm, y previa digestión ácida con HF y HCLO4 (Jacson, 1976), se determinaron por ICP los contenidos totales de Fe, Al, Si, K y Mg. A partir de

estos resultados se definió un índice analítico (IA) mediante la expresión

$$IA = [(B_{t1}+B_{t2}+\ldots+Bt_{n-1})-B_{tn}]/_{espesor}\ B_t\ (cm)$$

El IA así establecido pretende reflejar la intensidad de acumulación de arcilla, de sesquiópxidos de Fe o de cualquiera de los elementos analizados, en el sector central del sequum, donde mejor se expresa el carácter iluvial del horizonte argílico Bt..

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Fig. 1 se representan la variaciones que experimentan los IA del contenido de arcilla total, arcilla fina y las relaciones SiO2/Al2O3 y Al/[Mg+K], en cada uno de los suelos de terraza. En cambio, en la Fig. 2 se refleja la variación del contenido de Fe libre con relación al Fe total (Fed/Fet) y la del Fe amorfo frente al contenido de Fe libre (Feo/Fed). Aunque no se presentan aquí, hemos podido constatar cómo los valores medios de arcilla total y, particularmente, los de arcilla fina correspondientes a los horizontes Bt. disminuyen conforme ascendemos a los niveles más altos de terraza.

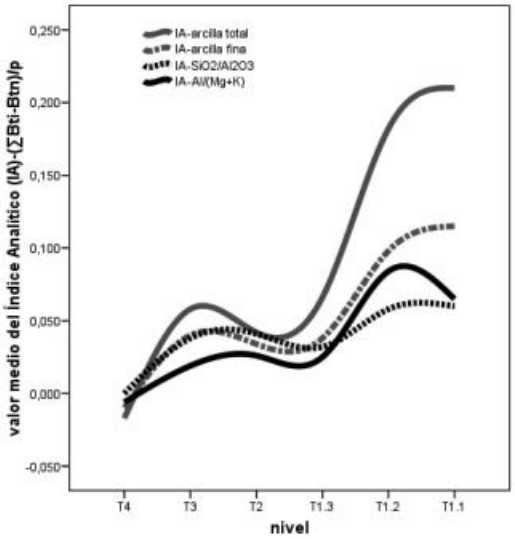


Fig. 1. valores medios por perfil de suelo de los IA de la fracción arcilla y ratios relacionados.

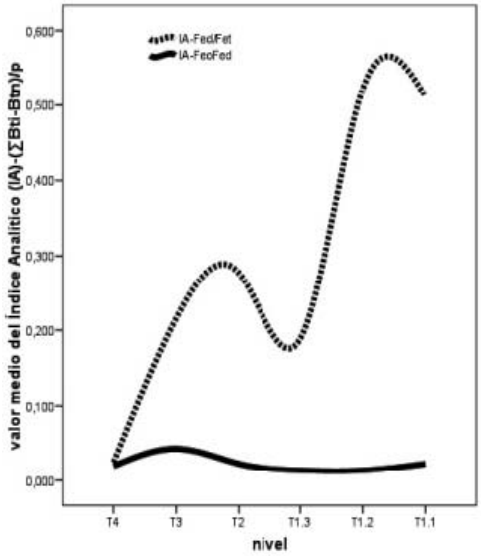


Fig. 2: valores medios por perfil de suelo de los IA correspondientes a las proporciones de Fe libre y Fe amorfo.

Se trata de un verdadero proceso de destrucción y colapso de las estructuras de los filosilicatos existentes en el material original del suelo, más intenso y prolongado en las formaciones superiores y de menor entidad en las más bajas. Esta observaciones son compatibles con los resultados que se exponen en las dos figuras anteriores y que reflejan las variaciones de los IA correspondientes a los parámetros relacionados con la fracción arcilla: %arciila total, %arcilla fina, SiO2/Al2O3 y Al/[Mg+K]. Los índices IA así definidos reflejan, en buena medida, el grado de intensidad del proceso de enriquecimiento o de alteración de la arcilla, y medido todo ello por unidad de espesor del horizonte argílico. Estos resultados hay que atribuirlos a la acentuada hidromorfía que imprime el sustrato arcilloso del Mioceno subyacente. Además de lo anterior, en estos suelos, y como consecuencia de los fuertes contrastes texturales, también se expresa la hidromorfía de capa de agua colgada en los horizontes Bt, con un carácter marcadamente estacional y más acentuado también en el niveles altos de terraza. La reiteración de ciclos de oxidación-reducción que han experimentado los sesquióxidos de Fe indujo, a su vez, una alternancia de fases de intensa acidez del suelo. Como consecuencia, el abigarramiento de colores es una clara expresión de la movilidad y la emigración del Fe durante las fases predominantemente reductoras. En las zonas más decoloradas, con cierto carácter glóssico, se registran, como es lógico, los valores más altos de la relación de Al/[Mg+K]. Todo ello sugiere el desarrollo de un proceso, mas o menos intenso, de ferrolisis que ha contribuido progresivamente a la acidificación y, finalmente, al colapso de las estructuras cristalinas de algunos de los filosilicatos autígenos (cloritas trioctaédricas).

Referencias bibliográficas

F.A.O. (2006). World Reference Base for Soil Resources. Food and Agriculture Organization of the United Nations Publishing, Rome. Harden, J. (1982). A quantitative index of soil development from field description: exemples from a chronosequencein central California. *Geoderma*, 28**,** 1-28. Harrison, J.B., McFadden, L.D. & Weldon, R.J. (1990). Spatial soil variability in the Cajon Pass chronosequence: implications for the use of soils as a geochronological tool. En: *Soils and landscape evolution. Geomorphology*. (Eds P.L.K. Knuepfer, ed.). England, pp. 93-108.

I.G.M.E. (1984). Hoja 160. Benavides.Madrid, 1984. Merha, O.P. & Jackson, M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Proceedings of the 7th Natl. Conference Clays and Clays Minerals*, **7**, USA, 317

Jacson, M.L. (1976). Soil chemical análisis. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, NJ. USDA (1999). Soil Taxanomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. Agricullture Handbook No.436, 2nd edition, (U.S.D.A. Gov., ed.). Washington.

SESIÓN S10: REGISTROS EROSIVOS, PALEOINCENDIOS Y DESERTIFICACIÓN.

SESSIÓ S10: REGISTRES EROSIUS, PALEOINCENDIS I DESERTIFICACIÓ.

CAMBIOS EN EL PAISAJE DEL VALLE DE ORDINO AL INICIO DEL HOLOCENO: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA, PALEOVEGETAL E INCENDIOS DE ÉPOCA MESOLÍTICA (NW DEL PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES)

S. Riera (1) y V. Turu (2)

(1) Seminari d'Estudis i Recerques Prehistòriques. Dept. Prehistòria, Història Antiga i Arqueologia. Universitta de Barcelona. C/ Montalegre 6. 08001. Spain. rieram@ub.edu
(2) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500 Andorra la Vella, Principat d'Andorra; igeofundacio@andorra.ad

Abstract (Mesolithic palaeoenvironment in the Ordino Valley -NW Andorra, Southeastern Pyrenees-: Landscape changes in the Early Holocene): *Flooding sediments at Sornàs (1300 m a.s.l.) provide new information about geomorphological changes since the Last Termination and the Holocene in a high Mediterranean valley. The sedimentary record had several charcoal layers dated from 9625 to 5560 cal BP (Mesolithic and early Neolithic). Charcoal analyses between 9625 to 9155 cal BP has been carried out depicting that the valley was mainly occupied by Pinus sylvestris woodlands; but also that these forests were affected by burnings frequency of 60 -180 years. Pollen analyses elucidate the presence of apophyte taxa just after the charcoal layers. The proximity of the archaeological site of Balma Margineda (960 m asl) recording a human occupation from the Epipaleolithic to the Early Neolithic times, allows us to discuss about a woodland management by Mesolithic groups.*

Palabras clave: Holoceno, paleoambiente, impacto humano, incendios.
Key words*: Holocene, palaeoenvironment, human impact, burnings.*

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, diversos estudios han permitido avanzar en la caracterización de la dinámica y modelado cuaternario de los valles andorranos, en los Pirineos Orientales. Por una parte los afloramientos que abarcan el último máximo glacial hasta el Holoceno han sido caracterizados y datados en los fondos de valle de Andorra por Turu et al. (1995), Turu (1998) y Turu & Planas (2005). Por otra, la dinámica paleoambiental holocena e impacto humano en sectores altimontanos han sido objeto de recientes análisis (Palet et al., en prensa; Ejarque et al., 2010; Miras et al., 2007, 2010; Orengo, 2010). El seguimiento de perfiles estratigráficos en los valles ha permitido caracterizar el máximo avance glacial así como los procesos de deglaciación en los valles andorranos (Turu, 1994, 2002). En este contexto, los estudios estratigráficos y paleoambientales como la secuencia de Sornàs constituyen una notable aportación a la dinámica y cronología del LGM, así como a la caracterización ambiental de un valle pirenaico durante el Holoceno. Esta secuencia, además permite analizar la posible gestión humana de los valles andorranos durante el período Mesolítico.

SITUACIÓN

La secuencia estratigráfica de Sornàs se localiza en una vertiente del valle de Ordino, ligeramente desplazada de la dinámica del valle principal (Fig. 1) a una altitud de 1300 m (42º33'45''N - 1º31'45.5'' E) y bajo la influencia del influjo del torrente del mismo nombre. Este valle presenta formas de erosión y acumulación de sedimentos típicamente glaciares. La vegetación del valle se caracteriza por la presencia de bosques de ribera que dan paso a comunidades de *Salix cinerea* y *Betula pendula* en las vertientes hasta una cota de 1500 m. Entre esta cota y los 1900 m, se extienden los bosques de *Pinus sylvestris* y, entre 1900-2300 m dominan los bosques de *Pinus uncinata*. A una altitud superior a los 2300 m, se extienden los prados alpinos.



Fig. 1: Localización de la secuencia de Sornàs en el Valle de la Valira del Nord (Ordino, Andorra).

La cronología de la deglaciación en el valle de Ordino ha sido recientemente estudiada por Turu et al. (2011), concluyendo que ésta finalizó a 9831 ±643 años con la fusión de los últimos heleros en el circo de La Coma d'Arcalís (datación por ^{10}Be cosmogénico). A partir de ese momento el paso entre los Pirineos septentrionales y meridionales queda abierto en alta montaña, hecho que puede favorecer migraciones diversas en dirección Norte-Sur. En el valle de Ordino se conoce la existencia de yacimientos de edad Neolítica en Segudet (*Yáñez et al.,* 2002) y en el pueblo de Sornàs, mientras que a menor altitud (Balma Margineda, 970 m), se documentan asentamientos del Paleolítico Superior y Epipaleolítico (Guilaine & Martzluff, 1995), Neolíticos (Juberri, Sant Julià de Lòria 1335 m) (Fortó et al., 2009), del Calcolítico (El Cedre, Andorra 1000 m) y de la Edad del Bronce (Prats, Canillo 1600 m; Yáñez, 2005).

MATERIAL

El perfil de Sornàs tiene 50 m de longitud por 4 de potencia (Turu, 1992, 1998). En este afloramiento pueden describirse cuatro unidades deposicionales:

- Unidad 1: Formada por gravas fluvioglaciares con dos niveles de *lodgement tills* intercalados. La unidad está deformada y presenta una inclinación hacia el norte, de edad ^{14}C 23.560 ±130 años BP (Turu et al. 2011), que calibrada por http://www.calpal-online.de se situaria sobre los 28.480 ± 361 cal BP. El techo de la unidad está formado por arenas con estratificación cruzada ligeramente deformadas que constituyen el relleno del paleorelieve posterior al retroceso glacial.
- Unidad 2: Nivel de gravas poligénicas imbricadas y arenas fluviales con paleocanales de gravas (U2b) que erosionan parcialmente la unidad anterior. Lateralmente, pasa a sedimentos de vertiente (U2a) que han sido datados por ^{14}C en 16.950-16.240 cal BP (Turu et al., 2011).
- Unidad 3: Alternancia de niveles de limos y arcillas con intercalaciones de cinco niveles con alta concentración de fragmentos centimétricos de carbón que se asocian a fases de incendios. En la base de ésta unidad, se han obtenido dataciones ^{14}C en cuatro de los niveles de carbones: de base a techo, 9.623 ±197 cal BP, 9.398 ±147 cal BP, 9.332 ±198 cal BP y 9.155 ±150 cal BP (Hedges et al., 1995). La parte alta de esta unidad es contemporánea con el yacimiento Neolítico de Segudet situado a escasos 1400 m al sur de Sornàs (6.280-6.000 cal BP, Yáñez, et al. 2002), dado que la datación ^{14}C que se dispone al techo de la unidad 3 es de 5.480-5.640 cal BP (Turu et al. 2011),
- Unidad 4: Unidad de relleno del relieve heredado por un proceso de descenso del nivel de base local. Este descenso se ha observado a partir de un nivel orgánico asociado al río Valira a una cota de 1275 m y con una fecha radiocarbónica de 2.115 ±40 BP (Ua-20273), que calibrada es 2310-1980 cal BP.

METODOLOGÍA

La base de la unidad 3 de la secuencia de Sornàs era la que presentaba los sedimentos más finos para su estudio. En septiembre de 1990, se procedió al muestreo continuo de 79 cm. de potencia (Fig. 2), el cuál fue objeto de análisis paleobotánicos consistentes en: antracología, palinología y cuantificación de macrocarbones (Tabla 1 y Fig. 3). La identificación taxonómica de los restos carbonizados se ha realizado sobre fragmentos de diámetro superior a 2 mm. La cuantificación de macrocarbones se ha efectuado en dos categorías (>1mm y 0,5-1 mm).

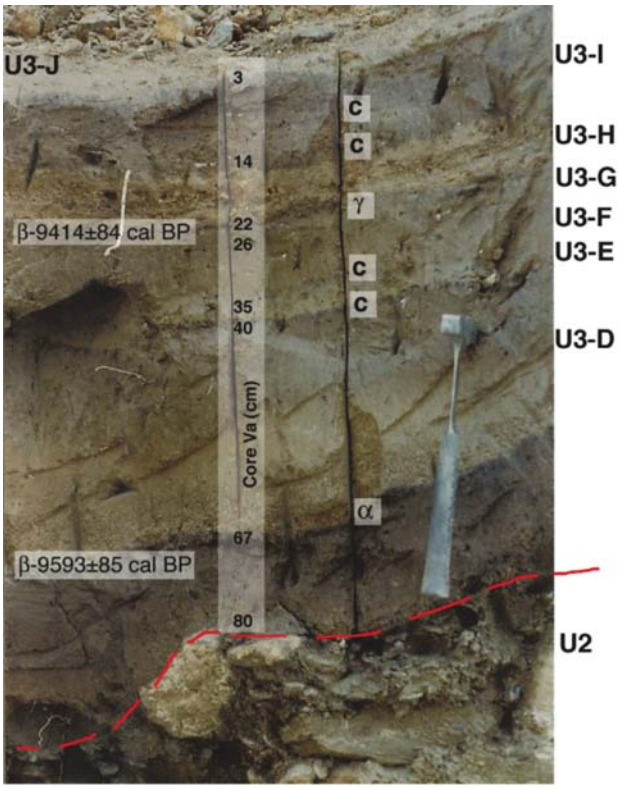


Fig. 2: Fotografía previa a la extracción de la muestra para su estudio polínico. Se han situado las dataciones calibradas obtenidas (niveles alfa y gama), los niveles de concentración de carbones (c), así como las unidades estratigráficas (U2 y U3) y la potencia en cm.

RESULTADOS

Los datos antracológicos evidencian el predominio de *Pinus sylvestris* en la cota 1300 m del valle durante el período Boreal, con una menor presencia de *Pinus cf. uncinata* y taxones caducifolios como *Corylus avellana* y *Betula*. Destaca también la presencia puntual de rosáceas arbustivas, *Juniperus* y *Salix* (Tabla 1). Este análisis demuestra que los incendios se extendieron a los bosques de *Pinus sylvestris*.

Taxones	Nº de fragmentos
Betula sp.	1
Corylus avellana	2
Crataegus/Sorbus	1
Juniperus sp.	1
Pinus cf. *uncinata*	18
Pinus sylvestris	368
Salix sp.	2
Sorbus sp.	3
Gymnospermes ind.	3
Indeterminables	31
Total fragmentos	430

Tabla 1: Identificación antracológica de los fragmentos de carbón de la Unidad 3 de Sornàs, realizada en 1995 por Christine Heinz.

Por otra parte, los resultados del estudio polínico evidencian un alto recubrimiento forestal del valle, con un predominio de pinares y una notable presencia de *Betula* y *Corylus* (Fig. 3), datos coherentes con el espectro evidenciado por el estudio antracológico. Destaca, además, la presencia de granos de polen de *Quercus* y de algunos árboles de ribera (*Alnus, Fraxinus* y *Ulmus*) no documentados en el conjunto antracológico. Este espectro polínico se corresponde con los observados actualmente en nivel montano a una cota similar en el valle del Madriu. En la parte superior del diagrama polínico, se evidencia la mayor presencia de taxones herbáceos sinantrópicos (*apophytes)*, indicadores de un cierto grado de perturbación humana del medio.

INTERPRETACIÓN

Tanto los análisis polínicos como antracológicos evidencian que durante la primera mitad del X milenio cal BP el predominio de un pinar montano formado por pino silvestre estuvo bien asentado en el valle de Ordino a una cota de 1300 m, un bosque que en su límite superior se entremezcla con *Pinus uncinata*, posiblemente a modo de pineda boreal. En este nivel montano, el abedul y el avellano están también presentes, formando bosques mixtos montanos. *Sorbus sp*. se relaciona con contextos biogeográficos submediterráneos y está hoy en día presente en el valle.

Respecto a los incendios de este período, cabe señalar, en primer lugar, que éstos afectan principalmente al pinar montano de pino silvestre y en menor medida al abedul, que podría verse favorecido por las perturbaciones forestales causadas por incendios. Por otra parte, a partir de las dataciones ^{14}C obtenidas, se puede concluir que se produjeron 5 episodios de incendios con una frecuencia de entre 60 y 180 años, un dato coincidente con las frecuencias calculadas en otros ámbitos mediterráneos para este mismo período cronológico (Colombaroli et al., 2008). Niveles de carbones de cronologías pre-neolíticas similares han sido también documentados en sectores altimontanos pirenaicos cercanos, como en el valle andorrano de Madriu (Miras et al., 2007; 2010) o en los Llanos de Boldís-Montarenyo (Cunill, 2010).

Por otra parte, incendios durante esta fase han sido también observados en el sur de la Península Ibérica, Valle del Ródano-Provenza (Berger & Guilaine, 2009) o en la Península Itálica (Vannière et al., 2008). La coincidencia cronológica de estos niveles de carbones en diferentes ámbitos mediterráneos ha contribuido a una interpretación climática de esta mayor frecuencia de incendios, consecuencia de unas condiciones más áridas (Vannière et al., 2008). Sin embargo, la ciclicidad de incendios documentada en Sornàs, junto al hecho que con posterioridad a las quemas se documenten taxones polínicos sinantrópicos, la existencia de una ocupación paleolítica y epipaleolítica en el valle de Valira (Balma Margineda) y la identificación de un fragmento milimétrico de sílex verde (depositado en el que fue el Patrimoni Artístic d'Andorra, actualmente desaparecido) mientras se procedía a la recolección de carbones en el nivel datado en 9.332 ±198 cal BP, permiten decir que los incendios son coincidentes con una presencia humana en el valle, pudiendo apuntar la hipótesis de quemas voluntarias por grupos epipaleolíticos. Esta posibilidad ha sido apuntada en otros ámbitos geográficos (Ryan &

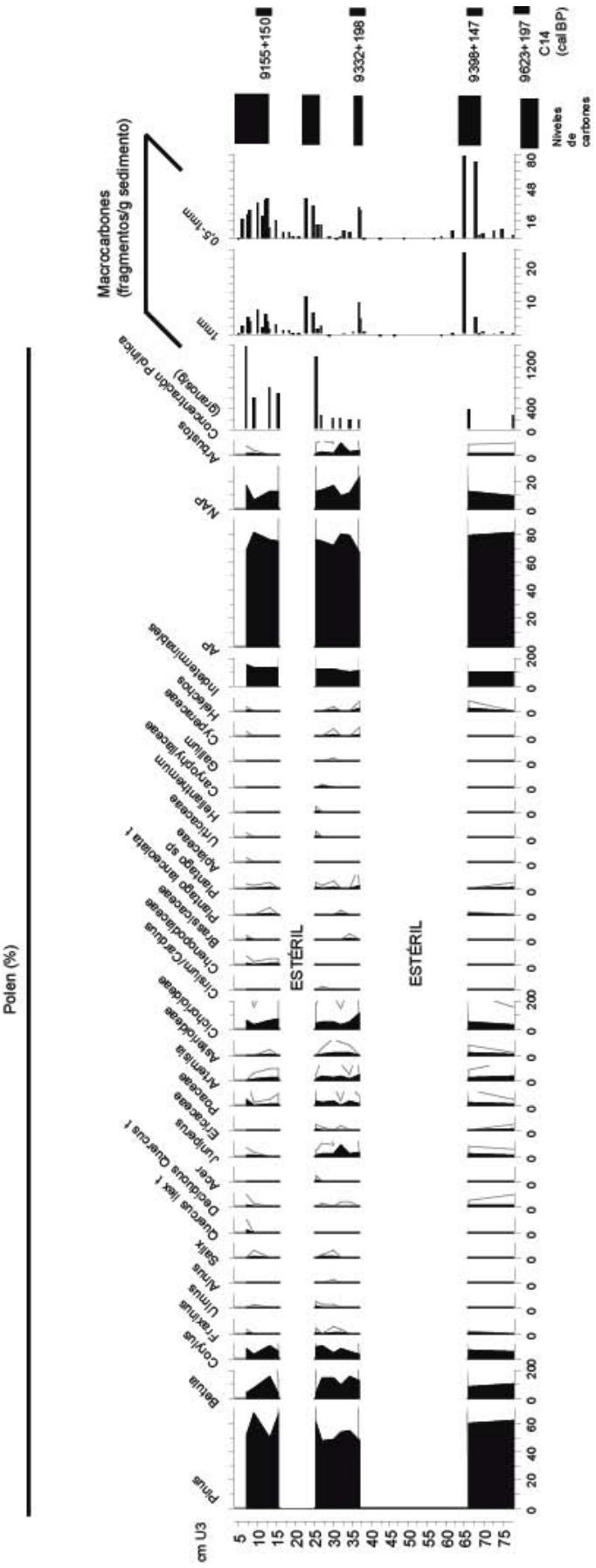


Fig. 3: Diagrama polínico porcentual y concentración de macrocarbones de los niveles U3b a U3i de Sornàs. Curva de exageración x5.

Blackford, 2010) donde se ha señalado que la apertura voluntaria del bosque durante el Mesolítico que podría tener una finalidad cinegética y en Sornàs representaría, por tanto, un sistema de gestión del medio Pre-Neolítico.

Referencias bibliográficas

Berger, J-F. & Guilaine, J. (2009). The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200, 31-49.

Colombaroli, D.; Vannière, B.; Emmanuel,C.; Magny, M. & Tinner, W. (2008). Fire–vegetation interactions during the Mesolithic–Neolithic transition at Lago dell'Accesa, Tuscany, Italy. *The Holocene*, 18, 679–692.

Cunill, R. (2010). *Estudi interdisciplinari de l'evolucio del límit superior del bosc durant el període holocènic a la zona de Plaus de Boldís-Montarenyo, Pirineu central català. Pedoantracologia, palinologia, carbons sedimentaris i fonts documentals*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra.

Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J.M. & Orengo, H.A. (2010). Testing microregional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. *Journal of Archaeoogical Science,* 37, 1468-14.

Fortó, A; Vidal, A & Maese, X. (2009) Darreres troballes del Neolític a Juberri (Andorra); *Cota Zero*, 24, 14-16.

Guilaine, J. & Martzluff, M. (1995). *Les excavacions a la Balma de la Margineda (1979-1991).* vol. II. Andorra, Edicions del Govern d'Andorra, 496 pp.

Hedges, R.E.M, Housley, R.A., Bronk Ramsey, C. & van Klinken, G.J. (1995). Radiocarbon dates from the Oxford AMS system: Archaeometry datelist 19; *Archaeometry*, 37, 1, 195-214.

Miras, Y., Ejarque, A., Riera, S., Palet, J.M., Orengo, H. & Euba, I. (2007). Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d'après l'analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2 180 m, Val del Madriu, Andorre); *C.R. Palevo*, 343, 1-10.

Miras, Y., Ejarque, A., Orengo, H.A., Riera, S., Palet, J.M. & Poiraud, A. (2010). Prehistoric impact on landscape and vegetation at high altitudes: an integrated palaeoecological and archaeological approach in the eastern Pyrenees (Perafita valley, Andorra). *Plant Biosystems,* 144 (4), 946-961.

Orengo, H.A. (2010). *Arqueología de un paisaje cultural pirenaico de alta montaña. Dinámicas de ocupación del valle del Madriu-Perafita-Claror (Andorra).* Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona..

Palet, J.M., Orengo, H.A., Ejarque, A., Euba, I., Miras, Y. & Riera, S. (en prensa). Formas de paisaje de montaña y ocupación del territorio en los Pirineos orientales en época romana: estudios pluridisciplinares en el valle del Madriu-Perafita-Claror (Andorra) y en la Sierra del Cadí (Cataluña). *Proceedings of the 17th International Congress of Classical Archaeology* (Roma 22 –26 Septiembre 2008).

Ryan, P.A. & Blackford, J.J. (2010). Late Mesolithic environmental change at Black Heath, south Pennines, UK: a test of Mesolithic woodland management models using pollen, charcoal and non-pollen palynomorph data. *Veget Hist Archaeobot*, 19, 545–558.

Turu, V. (1992). Secció estratigràfica de Sornàs; *Annals 1991 de l'Institut d'Estudis Andorrans, Centre de Barcelona*, 47-76

Turu, V. (1994). Datos para la determinación de la máxima extensión glaciar en los valles de Andorra (Pirineo Central). *III Reunión Nacional de Geomorfología, Geomorfología en España, T 1*, Logroño (España), 256-273.

Turu, V. (1998). Interpretación genética de la unidad deformada de la sección estratigráfica de Sornàs. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Pincipado de Andorra, (Pirineos Orientales). *Investigaciones recientes de la Geomorfología española, (A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch, eds)*, Barcelona (España), 445-454.

Turu, V. (2002). Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente, relación con el último ciclo glaciar. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales, Parte II: Aplicación; *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial, Sociedad Española de Geomorfología-Universidad de Valladolid (Eds.),* Valladolid (España), 565-574.

Turu, V., Bordonau, J. & Vilaplana, J.M. (1995). *La sección de Sornàs (Andorra, Pirineo Central)*. Actas de la III[a] Reunión de Cuaternario Ibérico; (Aequa-Gtpeq eds.), Coimbra (Portugal), 2003, 209-213.

Turu, V. & Planas, X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales); *VI Simposio nacional sobre taludes y laderas inestables, (Corominas, J.; Alonso, E.; Romana, M.; Hürlimann, M., eds.)*, Valencia (España), Vol II, 792-805. Turu, V., Vidal-Romaní, J.R. & Gómez-Mosquera, D. (2011). Primeras dataciones con ^{10}Be cosmogénico en Andorra *el "LGM" (Last Global Maximum) y "the Last Termination"* en los valles del Gran Valira y la Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos Orientales), En: *XIII Reunión de Cuaternario Español, El Cuaternario en España y áreas afines, avances en 2011*, Andorra (Principado de Andorra)

Vannière, B., Colombaroli, D., Chapron, E., Leroux, A., Tinner, W. & Magny M. (2008). Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 27, 1181– 1196.

Yáñez, C. (2005). *El Neolític* ; *En*: Història d'Andorra (Belenguer, E. coord.), Edicions 62 (eds.), Barcelona (España), 51-76.

Yáñez, C., Malgosa, A., Burjachs, F., Díaz, N., García, C., Isidro, A, Juan, J. & Matamala, J. (2002). El món funerari al final del V mil.leni a Andorra: La tomba de Segudet (Ordino); *Cypsela*, 14, 175-194.

CUANTIFICACIÓN DE LA EROSIÓN EN UN TALUD DE TAGANANA MEDIANTE FOTOGRAMETRÍA TERRESTRE (TENERIFE)

J. Yepes Temiño (1), J. Pérez Lentini (2), F. Toscano (3), M. Martín Betancor (3), S. Marchesini (4, 5) y S. Leyva (6)

(1) Dpto. de Ingeniería Civil. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. jyepes@dic.ulpgc.es
(2) Escuela de Ingenierías Industriales y Civiles. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. javierlentini@gmail.com
(3) Dpto. de Cartografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. ftoscano@dcegi.ulpgc.es, mmartin@dcegi.ulpgc.es
(4) Laboratorio de Hormigones Tierras y Asfaltos. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. sarasclera@gmail.com
(5) Dipartimento di Ingegneria Edile, Università Politecnica delle Marche, Ancona.
(6) Servicio de Conservación de Carreteras, Cabildo Insular de Tenerife. sergiolc@tenerife.es

Abstract (Quantification of slope erosion of Taganana using terrestrial Photogrammetry, Tenerife): *This paper provides an assessment of the potential of terrestrial photogrammetry to calculate erosion associated with surface runoff on hillsides near roads during recent periods. To do this we choose a road embankment located in a valley with hills which have developed abundant grooves erosion. The accuracy of the surveying tool is evident in the evaluation of small hillsides, but is impractical for the study of large hillsides with significant slopes, in which are unknown initial parameters of the topography.*

Palabras clave: *Erosión, Modelo Digital de Elevación, Fotogrametría terrestre.*
Key words*: Erosion, Modelo Digital de Elevación, terrestrial photogrammetry.*

INTRODUCCIÓN

El estudio realizado pretende aplicar la técnica de la fotogrametría terrestre al cálculo de la erosión de laderas naturales y taludes carreteros, durante la época reciente (Cardenal et al., 2008). La ladera escogida para el estudio piloto se localiza en la carretera TF-134 PK 6, situado en las inmediaciones de la población de Taganana, en el NE de la isla de Tenerife (Fig. 1). La ladera define un continuo con el talud carretero y se desarrolla sobre unos derrubios de ladera formados por una grava gruesa heterométrica, que recubre parcialmente una roca basáltica muy alterada y fracturada. Este material resulta fácil de erosionar. En el entorno se observan numerosos surcos y regueros erosivos en diferente estadio de evolución.



Fig. 1: Ladera y talud estudiados

METODOLOGÍA

El procedimiento seguido para el cálculo de la erosión del talud se dividió en dos pasos: la toma de datos en campo y su procesamiento en gabinete. En campo se preseñalizó el talud mediante técnicas de topografía clásica (Schlöelhofer, 1989) y se fotografió. En gabinete se realizó la fotorrestitución mediante la aplicación Photomodeler Scaner-2011, con la que se obtuvo el curvado del talud (Nick 2010). A continuación, se generaron los modelos digitales de elevación del talud actual y del talud de proyecto y se realizó el cálculo del volumen erosionado con la aplicación ArcGis.

La preseñalización se realizó a partir de 12 puntos de apoyo georreferenciados y distribuidos aleatoriamente por el talud, de tal manera que permitieron el escalado y orientación de los modelos generados. Los puntos fueron georreferenciados en coordenadas UTM, para lo cual se generó una red de apoyo local con GPS y se visaron las dianas con una Estación Total.

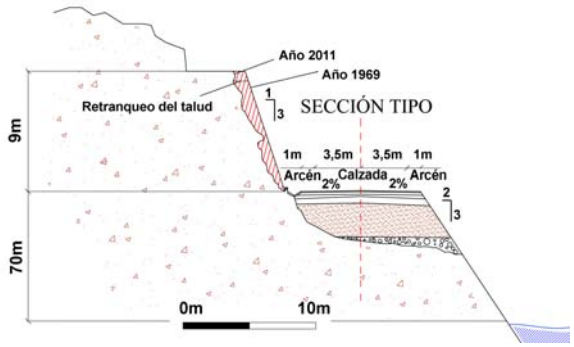


Fig. 2: Sección tipo del talud con los datos métricos

El fotografiado de la superficie del talud se realizó de forma sistemática, con la ayuda de un mástil. El solapamiento entre fotografías fue del 60% en la horizontal y del 80% en la vertical. Durante este proceso se mantuvo constante la distancia focal de la cámara para conservar el valor métrico del solapamiento. La cámara utilizada fue previamente calibrada con el patrón de calibración de Photomodeler Scaner-2011.

La fotorrestitución del talud actual se realizó en varios pasos: a) Generación de los smart points para la orientación de las fotografías; b) Escalado y georreferenciación del modelo fotográfico con los puntos de apoyo; c) Cálculo de la nube de puntos para la posterior generación de la triangulación y curvado del terreno actual.

El curvado del talud inicial, o Talud de Proyecto, se estimó a partir de los vestigios observados del pie y de la coronación del talud inicial (Fig. 2). La construcción del talud se situó en torno al año 1969, según comunicación oral de los vecinos. Información contrastada con la ortofoto a escala 1:5.000 de 1964 y la fotografía aérea a escala 1:18.000 de 1976.

Los MDE de ambos taludes, el talud de proyecto y el actual, se generaron a partir de la nube de puntos con la aplicación ProTopo v6.1. Con posterioridad, se obtuvo la resta total entre ambos MDE y se calculó el volumen total erosionado, el retranqueo y la velocidad media de erosión del talud. Los cálculos realizados estuvieron condicionados por la escala de trabajo, que se fijo en 1/200. Por consiguiente, el error máximo permitido es de 5cm.

INTERPRETACIÓN

El volumen total de erosión calculado para el talud (Tabla 1) es coherente con los valores estimados en los partes de incidencias registrados por el Servicio de Mantenimiento de Carreteras del Cabildo Insular

El procedimiento utilizado presenta ciertas limitaciones debidas al error de cómputo que introduce la aplicación Photomodeler durante el cálculo del curvado del terreno. Esta aplicación no discrimina entre vegetación y terreno, incluyendo ambas en el curvado y dando lugar a un falseado del relieve. Afortunadamente, la zona de estudio presentaba una vegetación rala.

Por otra parte, se asumieron varias imprecisiones al definir las condiciones de contorno del problema. Por una parte, se supuso una pendiente estándar (H:V = 1:3) para el talud de proyecto. Por otra parte, se atribuyó al pie del talud una posición estimada a partir de los vestigios de una tubería hidráulica que se supuso apoyada sobre el talud de proyecto.

La velocidad de retranqueo (retroceso) del talud deducida, no permite justificar las dimensiones que muestran los grandes surcos y regueros de erosión que tapizan las laderas naturales colindantes. Estas morfologías deben ser una herencia del relieve Holoceno y podrían estar relacionados con épocas del Cuaternario con mayor precipitación atmosférica.

Tabla 1. Parámetros del talud y valores de erosión estimados. Leyenda: (H/V) Pendiente del talud dada como relación de las distancias horizontal y vertical.

PARAMETROS	**Valores**
Longitud del talud	101 m
Altura media del talud	6,29 m
Superficie del talud	639,59 m^2
Pendiente media del talud en 1969	1/3 = H/V
Pendiente media del talud en 2011	1/ 2 = H/V
Año de construcción del talud	1969
Número de años evaluados	41 años
Retranqueo medio del talud	52 mm/año
Retranqueo total del talud	2,19 m
Volumen de erosión total	1401,13 m^3

CONCLUSIONES

Se puede considerar la fotogrametría terrestre como una herramienta de gran utilidad para evaluar la velocidad de erosión en taludes carreteros y pequeñas laderas por su gran precisión. Sin embargo, en el estudio de grandes laderas naturales y de taludes en los que se desconocen los parámetros iniciales del proyecto, los costes del trabajo se encarecen, debido a la lentitud de la técnica fotográfica aplicada y las precisiones alcanzadas se reducen por las suposiciones realizadas para definir la geometría de la ladera inicial.

Referencias bibliográficas

Cardenal, J., Mata, E., Pérez-García, J.L., Delgado, J., Hernández, M.A., González, A., Díaz de Terán, J.R. (2008). Close range digital photogrammetry techniques applied to landslides monitoring. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Vol. 37-B8, Beijing (China), 235-240

Nick, E. (2010). *PhotoModeler Quick Start Guide*. Ed. Eos System Inc. 25 pp.

Schlöelhofer, F. (1989) *Qualititäts- und Wirtschaftlichkeitsmodelle für die Ingenieurphotogrammetrie*. Geowissenschaftlice mitteilungen, Studienrichtung Vermessungswesen Technisce Universität Wien, Heft 32, 158 pp.

SESIÓN S11: GEOARQUEOLOGÍA, PREHISTORIA Y POBLAMIENTO HUMANO.
SESSIÓ S11: GEOARQUEOLOGIA, PREHISTÒRIA I POBLAMENT HUMÀ

DOCUMENTACIÓN Y RECONSTRUCCIÓN GEOARQUEOLÓGICA DE YACIMIENTOS ANTIGUOS EN EL NE DE ESPAÑA A PARTIR DEL ESTUDIO DE SUS FOSOS DEFENSIVOS

V. Rubio Fernández (1), J.L. Peña Monné (2) y J.R. González Pérez (3).

(1) Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco 28049 Madrid. virginia.rubio@uam.es
(2) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jlpena@unizar.es
(3) Servei d'Arqueologia. Fundació Pública Institut d'Estudis Ilerdencs. Diputació Provincial de Lleida. 22002 Lleida. jrgonzales@diputaciolleida.cat

Abstract (Geoarchaeological documentation and reconstruction of the ancient archaeological sites in NE Spain through the study of defensive moats): *Ancient moats from different times can be located by means of both aerial photography and fieldwork and have considerable importance when reconstructing settlement systems in the past. Four basic morphological classification typologies are suggested and we establish the main components that may contain critical information to document and reconstruct the sites characteristics, chronology and evolution with geoarchaeological techniques.*

Palabras clave: Geoarqueología, Holoceno, época Ibérica, Edad del Hierro.
Key words*: Geoarchaeology, Holocene, Iberian Epoch, Iron Age.*

INTRODUCCIÓN

En numerosos yacimientos arqueológicos de la Edad del Hierro, Ibéricos y de Época Medieval, existen fosos excavados por el hombre para completar las posibilidades defensivas naturales previamente elegidas para su asentamiento. Se han descrito diversas morfologías de fosos adaptadas a las necesidades de cada situación (González y Peña, 1991; Rubio et al., 2006) y hay también bibliografía acerca de la cronología y funcionalidad de los fosos, así como algunos trabajos en los que se dedica especial atención a la excavación y estratigrafía de los materiales que rellenan estas estructuras (Medina y González, 2002; Peña et al., 2009).

El objetivo de este estudio consiste en mostrar la gran importancia de los fosos en el paisaje del pasado, así como la forma de documentarlos y reconocerlos aplicando técnicas geoarqueológicas.

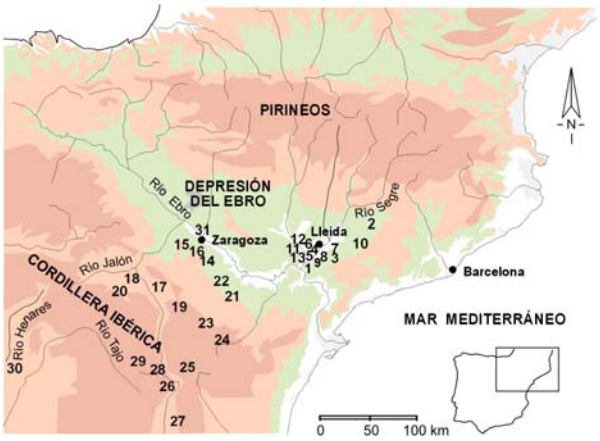


Fig. 1. Mapa de situación del NE peninsular, con la localización de los 31 fosos estudiados.

Los fosos constituyen "trampas sedimentarias" cuyo registro puede contener información para la reconstrucción evolutiva del yacimiento, que podemos estructurar cronológicamente en tres etapas: en primer lugar, el impacto inicial en el paisaje generado por su excavación; en segundo lugar el registro del intervalo temporal de su relleno, y por último su colmatación definitiva. La localización de estos fosos se ha realizado mediante fotogramas aéreos y trabajo de campo, habiéndose efectuado una posterior clasificación tipológica y un análisis de sus posibilidades para extraer información de sus registros sedimentarios. Los 31 fosos estudiados se sitúan en el NE de España (Fig. 1, tabla 1), representando amplia variedad de circunstancias, tanto altitudinales (100-1.600 m) como ambientales y cronológicas.

Tabla 1. Relación de los fosos defensivos, con la época del yacimiento y la numeración utilizada en la Fig. 1.

nº MAPA	YACIMIENTO	ÉPOCA
1	Punta del Calvari (Lleida)	Ibérico
2	Tossal del Barcelonés (Lleida)	Ibérico
3	Margalef (Lleida)	Ibérico
4	L´Era del Tigo (Lleida)	Ibérico
5	Jebut (Lleida)	Ibérico
6	Puig Pelegrí (Lleida)	Ibérico
7	Moradilla III (Lleida)	Ibérico
8	Carrassumada (Lleida)	Ibérico
9	Valdemora (Lleida)	Ibérico
10	Els Vilars (Lleida)	Hierro
11	Vedat de San Simon (Huesca)	Ibérico
12	San José (Huesca)	Ibérico
13	Torrente (Huesca)	Ibérico
14	Mediana (Zaragoza)	Hierro-Ibérico
15	Cabezo de la Cruz (Zaragoza)	Hierro-Ibérico
16	Contrebia Belaisca (Zaragoza)	Ibérico
17	Segeda II (Zaragoza)	Ibérico
18	Valdeherrera (Zaragoza)	Ibérico
19	Mainar (Zaragoza)	Ibérico
20	Piedra (Zaragoza)	Hierro-Ibérico
21	Jatiel (Teruel)	Ibérico
22	Cabezo de Alcalá (Teruel)	Ibérico
23	Mezquita de Loscos (Teruel)	Ibérico
24	San Pedro (Teruel)	Ibérico
25	Peralejos (Teruel)	Ibérico
26	Alto Chacón (Teruel)	Ibérico
27	El Campo (Teruel)	Ibérico
28	Gea de Albarracín (Teruel)	Ibérico
29	Villar del Cobo (Teruel)	Ibérico
30	Humanes (Guadalajara)	Ibérico
31	Picote San Martín (Zaragoza)	Musulmán

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

En condiciones semiáridas los fosos son el testimonio más persistente frente a la erosión,

pudiendo constituir algunos de sus elementos los únicos vestigios del yacimiento original. Dado que es posible reconstruir el trazado de los fosos y, por tanto, la extensión del área defendida por los mismos, son de gran relevancia para la investigación del poblamiento antiguo. Los tipos de foso diferenciados son los siguientes:

1. Fosos seccionando un espolón rocoso. Son cortes transversos a una plataforma o alineación estrecha para individualizar su extremo Es el tipo más frecuente y el que presenta un mayor número de variantes: *foso único, fosos múltiples* (Fig. 2), *fosos curvados* y *fosos en ángulo.*

2. **Fosos perimetrales somitales**. Se sitúan en la zona de cumbre de cerros aislados, para reforzar su defensa. Un talud de fuerte pendiente desciende desde el borde del foso hasta las zonas bajas circundantes.

3. **Fosos semiperimetrales basales**. Ocupan la zona baja de la ladera y van acompañados de una contraescarpa de argamasa, tierra o piedras.

4. **Fosos perimetrales basales en zonas llanas**. Rodean, con trazado circular u ovalado, yacimientos situados en zonas completamente llanas, es decir sin el soporte topográfico que poseen los tipos anteriormente señalados.

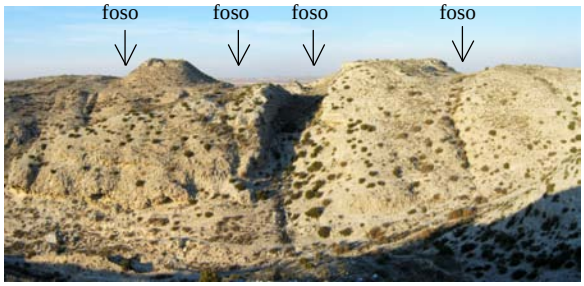


Fig. 2. Fosos de los Castellazos de Mediana de Aragón (Zaragoza), correspondientes al tipo 1, excavados en rocas duras.

El tiempo transcurrido entre la construcción de los fosos (en la mayor parte de los casos, entre 2000 y 2700 años, unos 800 años en el ejemplo medieval), unido a las características morfoclimáticas y ambientales de la zona en que se ubican, pueden haber hecho desaparecer o modificar de manera importante gran parte de los restos arqueológicos originales. Por ello, es necesario aprovechar al máximo la información que puede aportar cada uno de los componentes que configuran esta forma defensiva. Podemos diferenciar, desde el punto de vista morfológico tres elementos principales (Fig. 3)

1. Los escarpes del foso. En el momento de su excavación eran los elementos más visibles en el paisaje, a veces generando un impacto destacable (Fig. 2). Cuando se trata de materiales poco compactados, como es el caso de gravas fluviales o arcillas, la evolución de laderas progresa muy rápidamente dando normalmente formas regularizadas que enlazan con los rellenos del fondo del foso. En este caso, la identificación de los escarpes resulta más compleja.

2. El material extraído. En los fosos excavados en rocas duras los fragmentos generados pueden ser utilizados, a modo de cantera, en gran parte como elemento constructivo de las murallas y casas del poblado, en cuyo caso desaparece toda huella morfológica de dichos materiales. Sin embargo, cuando el foso corta formaciones geológicas de menor coherencia, la mayor parte de los detritus son movilizados hacia el extremo del foso para ser vertido en sus laderas, como en los casos de Puig Pelegrí (Lleida), de El Campo (Libros, Teruel) (Fig. 4) y del Picote de San Martín (Juslibol, Zaragoza). En su evolución posterior estos sedimentos pueden ser transportados ladera abajo por procesos de arroyada difusa o concentrada, reptación, solifluxión, etc. que pueden difuminar estas acumulaciones. Además en condiciones semiáridas la presencia de carbonatos entre los componentes del depósito puede cohesionar el material mediante encostramientos, en cuyo caso destacan en el paisaje por su forma y diferente coloración.

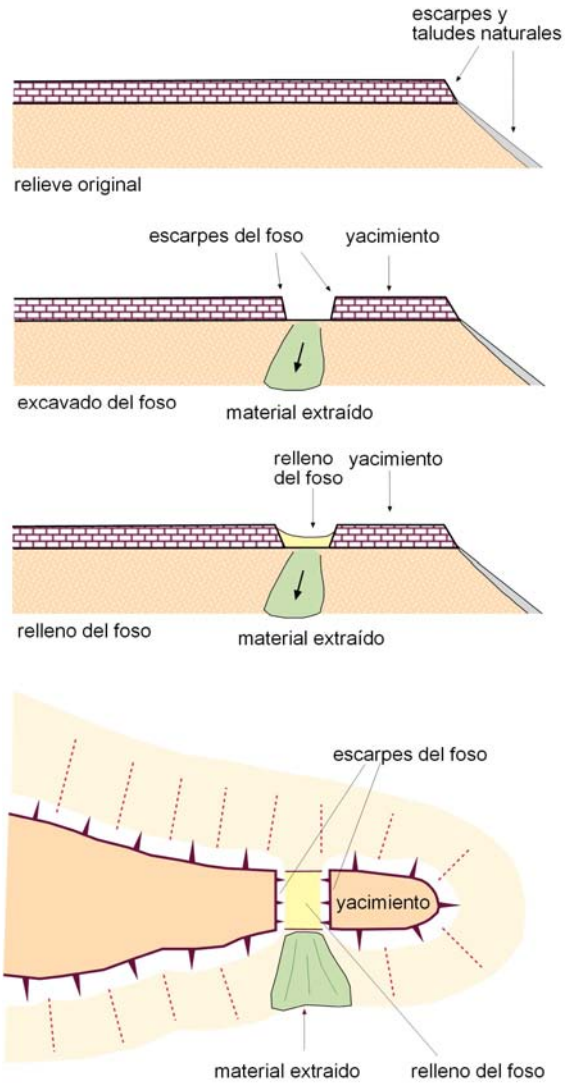


Fig. 3. Esquema evolutivo y componentes, en corte vertical y en plano, de un foso defensivo.

La morfología del material extraído, debido al sistema de vertido utilizado también posee características especiales comportándose como un depósito de gravedad, que se expande ladera abajo, en forma de cono desde un punto superior. La superposición de capas de vertidos sucesivos origina una morfología lobulada y con perfil convexo. Se da la circunstancia de que esa convexidad contrasta enormemente con los perfiles cóncavos de ladera,

característicos de los medios semiáridos, lo que facilita su identificación. Un buen ejemplo de ello se encuentra en la ladera NW del yacimiento de Puig Pelegrí (Peña y Vázquez, 2000). El nuevo sedimento de ladera suele contener, además, información acerca de la época de excavación del foso; son principalmente restos cerámicos y materia orgánica susceptible de ser datada, precisando de esta forma la edad de la fortificación. Estos datos son importantes cuando se trata de un yacimiento en el que se han superpuesto varias etapas culturales y se pretende discriminar el momento de creación del foso.



Fig. 4. Foso de El Campo (Libros, Teruel, a cuyo pie es visible la estela blanca del material extraído.

3. El relleno del foso. Un tercer componente se genera con posterioridad a su construcción. Son los materiales sedimentados en el interior del foso, que le van haciendo perder funcionalidad hasta alcanzar su colmatación final (Fig. 3). El contenido del foso no suele ser objeto de excesiva atención por parte de las excavaciones arqueológicas, a pesar de conservar elementos evolutivos muy importantes de la construcción, perduración y abandono del asentamiento. Los depósitos del relleno proceden, por una parte, de la erosión natural de los escarpes del foso y de las construcciones colindantes (muralla, muros...), especialmente en momentos de abandono del hábitat. También puede contener acumulaciones de origen antrópico (escombros, basureros) e incluso puede haber fases de ocupación humana en el relleno del foso.

Algunos fosos fueron reexcavados tras haberse colmatado después de una primera fase de ocupación, recuperando así su funcionalidad, como en el Cabezo de la Cruz (La Muela, Zaragoza) (Peña et al., 2009). Otro caso interesante de foso documentado por excavación arqueológica es el de Carrassumada (Lleida) (Medina y González, 2002), que ha mostrado un relleno que amortizaba un profundo foso defensivo.

CONCLUSIONES

A pesar de que la mayor parte de los fosos analizados se crearon desde el Bronce Final-inicios de la Edad del Hierro, Época ibérica e incluso Medieval, todavía forman parte del paisaje actual. Se han diferenciado cuatro tipos de fosos, siendo los más abundantes aquellos excavados cortando un espolón rocoso, respondiendo en cada caso a necesidades defensivas específicas. Junto con los escarpes que marginan el foso, es de gran importancia el reconocimiento de los materiales que se extrajeron durante su construcción y el relleno sedimentario, natural o artificial, que posteriormente colmató o amortiguó su profundidad. En medios semiáridos como los del NE de España, estos componentes pueden ser los últimos testimonios de la antigua ocupación de los yacimientos arqueológicos, por lo cual es importante aplicar técnicas geoarqueológicas para su prospección y estudio.

Referencias bibliográficas

González, J.R. & Peña, J.L. (1991). El fossat: un nou element de la poliercética ilergeta. *Simposi Int. d´Arqueología Ibérica.1990*, Centre d´Estudis del Bages. Manresa. 219-225.

Medina, J. & González, J.R. (2002). Intervención en el poblado ibérico de Carrasumada (Torres de Segre, Lérida). *Bolskan,* 19, 165-176.

Peña, J.L., Rubio, V. & Gené, V. (2009). El contexto geomorfológico y geoarqueológico. *Cabezo de la Cruz, La Muela, Zaragoza.* En: *Los poblados del Bronce Final y Primera Edad del Hierro* (Picazo, J.V. y Rodanés, J.M. ,eds.). Gobierno de Aragón. Zaragoza. 85-99.

Peña, J.L. & Vázquez, M.P. (2000). Estudio geoarqueológico del yacimiento de Puig Pelegrí (Segriá, Lleida). *Revista d´Arqueologia de Ponent*, 10, 277-291.

Rubio, V., Peña, J.L. & González, J.R. (2006). El impacto en el paisaje de los fosos de época prehistórica en el noreste de España y su reconocimiento por criterios geomorfológicos. Actas *III Congr. Int. sobre Fortificaciones "Paisaje y Fortificación*", Alcalá de Guadaira. 55-68.

EL CASTILLO MEDIEVAL DE JUSLIBOL (ZARAGOZA). DATOS PRELIMINARES PARA UNA RECONSTRUCCIÓN GEOARQUEOLÓGICA

J.L. Peña-Monné (1), V. Rubio Fernández (2), L.A. Longares Aladrén (1), F.J. Gutiérrez González (3) y A. Constante Orrios (4).

(1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España, jlpena@unizar.es lalongar@unizar.es
(2) Dpto. de Geografía, Universidad Autónoma de Madrid, Cantoblanco, 28049 Madrid. virginia.rubio@uam.es
(3) Arqueólogo, Zaragoza. arqueoguti@hotmail.com
(4) CVER. Dpto. de Hidráulica y Medio Ambiente. Universidad Politécnica de Valencia. anconor1@hma.upv.es

Abstract (The Medieval Castle of Juslibol (Zaragoza). Geoarchaeological reconstruction and preliminary results): *We apply geoarchaeological techniques to study the evolution of a medieval castle, currently in ruins, about which there is little documentation. The reconstruction of its defensive system has allowed to recover the sedimentary record of its moats, both of its construction time as well as its subsequent infilling, using radiometric dating and some archaeological remains included in the accumulations.*

Palabras clave: Holoceno, época musulmana, geoarqueología, dataciones ^{14}C.
Key words*: Holocene, Muslim Period, Geoarchaeology, ^{14}C dating.*

INTRODUCCIÓN

El castillo de Juslibol, también conocido como Picote de San Martín, está situado en el extremo NNE del pueblo de Juslibol, unos 7 km al norte de la ciudad de Zaragoza. Ocupa un cerro aislado de yesos miocenos coronado por restos de la terraza fluvial T5 del Ebro, fuertemente deformada por la karstificación de los yesos, a unos 70 m de altura sobre la llanura aluvial del Ebro. El castillo existía ya en época musulmana, con el nombre de *Mezimegeer* (Guitart, 1976) y formaba parte de una línea defensiva de castillos y torreones siguiendo un escarpe continuo de yesos por el margen norte del Ebro. Tras la conquista por Pedro I de Aragón en 1101 se le bautizó como *Deus lo vol* (Dios lo quiere), grito de guerra de los cruzados y que dará nombre al pueblo de Juslibol actual (Andrés, 1998). Diecisiete años más tarde sirvió como base para la conquista de Zaragoza por Alfonso el Batallador. El objetivo de este trabajo es extraer información acerca del castillo y su posterior evolución hasta llegar a la situación ruinosa actual, a partir del estudio de sus fosos, utilizando técnicas geoarqueológicas para su documentación y reconstrucción.

METODOLOGÍA

El reconocimiento mediante ortoimágenes aportó una primera interpretación cartográfica de los componentes principales del cerro y su entorno cercano. El trabajo de campo posterior permitió completar esta información y localizar los puntos de mayor interés para la realización de perfiles y la toma de muestras (^{14}C, restos arqueológicos) dirigidas a obtener datos cronológicos. Por otra parte, se está realizando un levantamiento topográfico mediante GPS de precisión para elaborar mapas evolutivos que reconstruyan el aspecto de la fortificación en el siglo XII. En esta primera fase del estudio se exponen los primeros resultados conseguidos, que se centran en los fosos que circundan el yacimiento arqueológico, siguiendo la metodología propuesta por Rubio et al., (2006), que han permitido alcanzar ya algunas conclusiones evolutivas.

RESULTADOS

La primera aportación del trabajo es la reconstrucción de la morfología y cartografía de los fosos que rodeaban la fortaleza medieval, desconocidos hasta el momento (Fig. 1). Su reconocimiento con foto aérea se hizo a partir de las bandas de vegetación más densa instalada en sus rellenos, que contrasta con el paisaje blanquecino generado sobre los yesos, al carecer prácticamente de vegetación, dada la fuerte degradación erosiva que afecta al entorno del castillo (Peña et al., 1986).

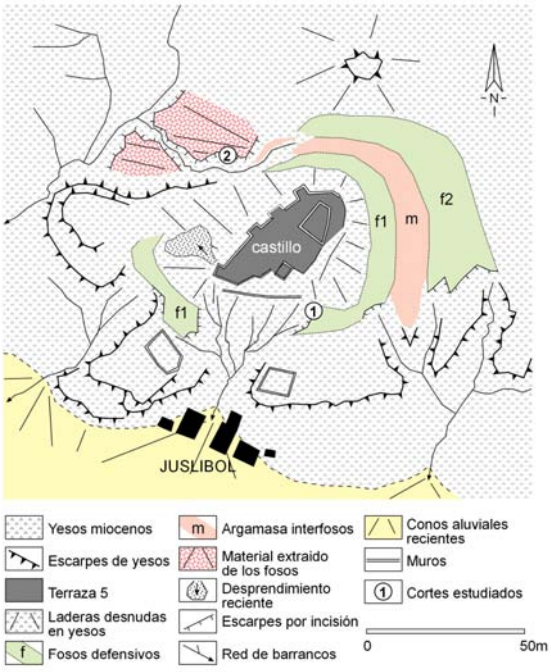


Fig. 1 Mapa geomorfológico del área del Castillo de Juslibol



Fig. 2. Vista general del cerro del castillo de Juslibol (Picote de San Martín), dominando sobre la llanura aluvial del Ebro. Puede observarse el trazado de los dos fosos (f1, f2) separados por el muro de argamasa intermedio (m).

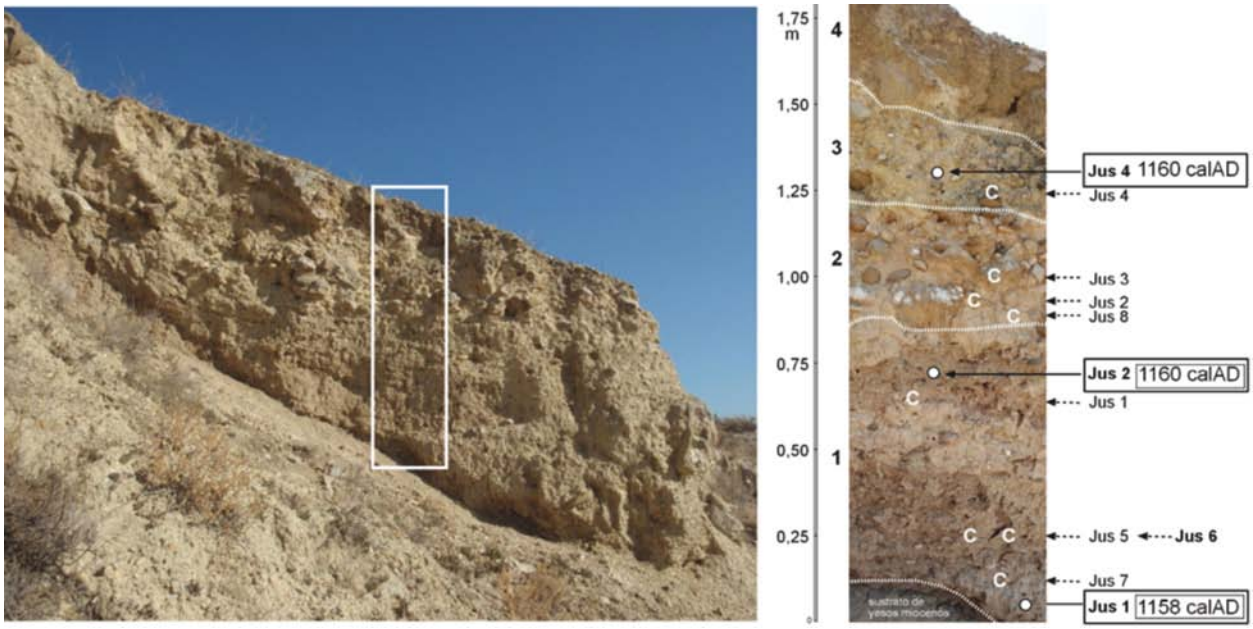


Fig. 3. Relleno del foso f1 y perfil detallado del foso mostrando los 4 niveles diferenciados, los puntos de datación y la situación de los fragmentos de cerámica (**C**).

Con posterioridad a su excavación, estos fosos se fueron rellenando de sedimentos hasta su total colmatación, perdiendo su funcionalidad. Los pequeños barrancos que descienden desde los escarpes de yesos, han alcanzando por erosión remontante de sus cabeceras los rellenos de ambos fosos en varios puntos, afectando incluso a los propios cimientos de la muralla del castillo. Ello permite la observación de varios perfiles de las acumulaciones, destacando el corte 1 (ver Fig. 1), de 1,75 m de espesor, donde se han diferenciado cuatro niveles (Fig. 3):

Los niveles 1 y 3 se componen de sedimentos finos y gravilla, con abundantes restos de cerámica musulmana y fragmentos de carbón; las dataciones ^{14}C efectuadas en el primero de ellos aportan una cronología entre 1158 y 1160 cal AD (Jus 1 -UZ-5864/ETH-40987 y Jus 2-UZ5863/ETH-40986), repitiéndose la fecha de 1160 (Jus 4-UZ5943/ETH-41752) en el nivel 3. Los restantes unidades (2 y 4) se componen de sillares de yeso y bloques de argamasa, procedentes de derrumbes de los muros superiores; tanto los fragmentos de cerámica que aparecen en estos niveles como en los dos anteriores pueden clasificarse cronológicamente en los siglos XI-XII, coincidiendo con las fechas de ^{14}C. Por otra parte, en el sector NE se ha localizado una acumulación de ladera correspondiente a los materiales extraídos durante la excavación del foso

que fueron vertidos hacía el barranco que limita el área fortificada en dicha zona. Nuevamente la incisión de un pequeño barranco, permite observar el corte 2 (ver Fig. 1). Se compone únicamente de fragmentos de yeso y en su interior se tomó una muestra de carbón, que ha sido datada con ^{14}C en 1014 cal AD (Jus3-UZ-5865/ETH-40988) (Fig. 4).



Fig. 4. Materiales procedentes de la excavación del foso, con la situación de la datación ^{14}C.

CONCLUSIONES

Los primeros datos obtenidos en el castillo de Juslibol nos muestran la existencia de una estructura defensiva compleja, a base de fosos, murallas y torreones.

Con la información actual, conocemos que la construcción de los fosos tuvo que realizarse en torno a 1014, es decir unos 85 años antes de su conquista por Pedro I, por lo tanto todavía bajo dominación musulmana. Por otra parte, en torno a 1160 el castillo debía haber perdido ya su poder estratégico original –una vez conquistada la ciudad musulmana de Zaragoza– ya que por entonces la capacidad del foso principal había sido ya casi amortizada por sedimentos. La gran rapidez de relleno del foso y la escasa amplitud cronológica que muestran las cerámicas nos indican que el castillo tuvo una vida efímera (un siglo y medio). Queda por dilucidar si la pérdida de valor estratégico fue la causa única o si fueron más decisivos para su rápido deterioro otros problemas derivados del sustrato sobre el que construyó el castillo, lo que explicaría mejor el rápido relleno del foso.

La continuación de los trabajos permitirá completar la información, pero con estos datos preliminares puede apreciarse ya que la aplicación de métodos geoarqueológicos es de gran eficacia para la recuperación documental de yacimientos arqueológicos en ámbitos afectados por una intensa erosión, como las zonas semiáridas del centro de la depresión del Ebro (Constante et al., 2010).

Referencias bibliográficas

Andrés, S. (1998). *Historia de Zaragoza. Zaragoza Cristiana (1118-1336).* Ayunt. de Zaragoza y CAI, 94 pp.

Constante, A., Peña, J.L. y Muñoz, A. (2010). Alluvial geoarchaeology of an ephemeral stream: Implications for Holocene landscape change in the Central part of the Ebro Depression, Northeast Spain. *Geoarchaeology*, 25 (4), 475-496. doi: 10.1002/gea.20314

Guitart, C. (1976). *Castillos de Aragón I. Desde el siglo IX hasta el segundo cuarto del XIII.* Col Aragón. Librería General. Zaragoza, 191 pp.

Peña, J.L., Rodanés, J.M., Mazo, C. y Montes, L. (1986). La fotografía aérea vertical en blanco y negro y su aplicacón a la prospección arqueológica y geoarqueológica. *I Jornadas Metodología de la Investigación Científica sobre fuentes aragonesas,* 219-227. Zaragoza.

Rubio, V., Peña, J.L. y González, J.R. (2006). El impacto en el paisaje de los fosos de época prehistórica en el noreste de España y su reconocimiento por criterios geomorfológicos. *Actas III Congr. Int. sobre Fortificaciones "Paisaje y Fortificación*", 55-68. Alcalá de Guadaira.

SECUENCIAS PALEOCLIMÁTICAS Y GEOARQUEOLOGÍA EN LADERAS HOLOCENAS DEL VALLE DEL RÍO HUERVA (DEPRESIÓN DEL EBRO)

J.L. Peña Monné (1), F. Pérez Lambán (2), J. Picazo Millán (2) y J. Fanlo Loras (2)

(1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jlpena@unizar.es
(2) Dpto. de Ciencias de la Antigüedad, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. fperezlamban@gmail.com, jpicazo@unizar.es, javierfanlo@gmail.com

Abstract (Palaeoclimatic sequences and geoarchaeology in holocene slopes of the Huerva River Valley (Ebro Basin): *The analysis of the slopes of the Huerva Valley gives new chronological and sedimentary data from the aggradation and incision stages of the Late Holocene. Two aggradation stages and three incision stages have been distinguished. The most important aggradation stage began during the Chalcolithic and it had its development during the Bronze Age (Inferior Unit). The next aggradation stage is post-Medieval (Superior Unit) and it locally superimpose on top of the former one. Both of them show evidences of climatic origin that can be correlated with the global climatic information. Radiocarbon dating (^{14}C) and archaeological remains consent to place in time these phenomena and they give information about the environmental conditions of human occupation in this area and about the erosive problems that affect the archaeological sites of the abovementioned ages.*

Palabras clave: Holoceno, Edad del Bronce, Época Medieval, dataciones^{14}C.
Key words*: Holocene, Bronze Age, Medieval Period, ^{14}C dating.*

INTRODUCCIÓN

En la década de los ochenta se publicaron los primeros trabajos sobre las etapas de regularización de laderas durante el Holoceno y sus implicaciones paleoambientales en el NE de España. Este tipo de registros aparecen vinculados en muchas ocasiones con restos arqueológicos por lo que su estudio debe enfocarse con criterios geoarqueológicos. Los mejores ejemplos se han investigado en la Cordillera Ibérica, a alturas que superan los 1200-1500 m Burillo et al., 1981, 1983), aunque también se ha trabajado en laderas del fondo de la Depresión del Ebro, a tan sólo 100-200 m (Peña y González, 1992), a 100-200 m de altitud. Algunos modelos evolutivos de estas laderas para el NE de España, han sido elaborados por Peña et al. (2005) a partir de estudios geoarqueológicos, En todos estos trabajos queda patente la relación de estas morfologías y depósitos con fluctuaciones climáticas holocenas, que aparecen igualmente recogidas sintéticamente en Gutiérrez y Peña (1998).

En este trabajo se presentan algunos resultados de los estudios realizados en las laderas de Peña Enroque, cerca de la localidad de Muel (provincia de Zaragoza). Geomorfológicamente, se trata de un espolón que sobresale de una mesa de calizas miocenas, situada en el sector sur de la Depresión del Ebro, a 606 m de altitud y relativamente cerca del valle del rio Huerva (Fig. 1). Este saliente rocoso fue aislado artificialmente mediante un foso defensivo en algún momento de su ocupación, aunque no se conservan restos del yacimiento original en la cumbre, sino solamente restos dispersos por las laderas, pertenecientes principalmente al Calcolítico Final y la Edad del Bronce.

El objetivo es reconstruir las secuencias de acumulación e incisión holocenas, combinando datos geomorfológicos y sedimentológicos con información arqueológica, edafológica y dataciones ^{14}C y TL. Para ello se ha elaborado un mapa geomorfológico y de prospección arqueológica y se han analizado 7 secciones, aprovechando las incisiones naturales de algunos barrancos y los frentes de explotación de una cantera de arcillas. El fin último es la interpretación de los cambios dinámicos observados en las laderas basándose en indicadores paleoclimáticos y en factores antrópogénicos, así como tratar de relacionarlos con eventos o cambios bruscos climáticos de carácter global y del ámbito mediterráneo.

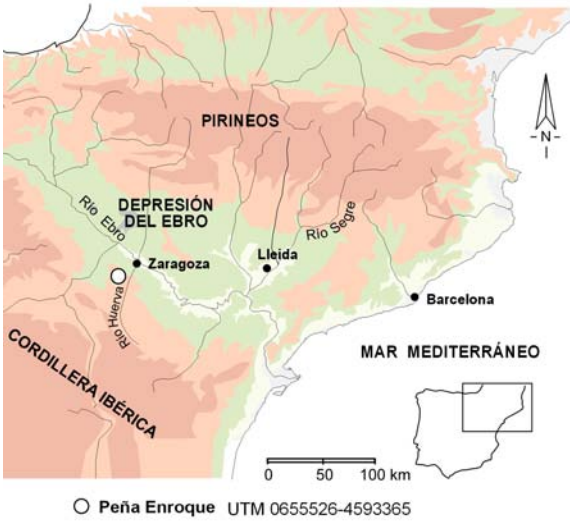


Fig. 1. Mapa de situación del Bajo Huerva y el yacimiento de Peña Enroque.

RESULTADOS

Desde el punto de vista geomorfológico, Peña Enroque se compone de un cantil abrupto (80-90º) de calizas miocenas, de casi 30 m de espesor, a cuyo pie se extienden las laderas, con morfologías cóncavo-rectilíneas El sustrato arcilloso sólo aflora puntualmente en las incisiones y parte alta debido a la cubierta detrítica que lo regulariza con espesor variable (1-3 m). Pueden claramente diferenciarse

dos regularizaciones por su diferente morfología: las dominantes son las laderas de tonos blanquecinos que alcanzan las mayores pendientes (30-35º) y se enraízan al pie del cantil calizo. Con menor extensión, relegadas a sólo el sector NW, quedan restos de otra regularización de coloración general más ocre-rojiza, coincidiendo con el sector de extracción de arcillas. Atendiendo a los criterios morfológicos aportados por anteriores trabajos, como hipótesis de partida, estas dos laderas corresponderían respectivamente a la etapa Post-Medieval y Post-Bronce, respectivamente (Peña et al., 2005). La denominación nos marca dos fases separadas cronológicamente, que permiten situar una etapa erosiva intermedia, de manera que la ladera Post-Medieval se instalaría como sustitución de la Post-Bronce tras su erosión.

Sin embargo, la aportación más interesante de Peña Enroque es la existencia de sectores con superposición de las dos etapas, El contacto entre ambas es discordante, ya que cada una posee diferente pendiente en sus niveles y distinto color y composición. Se han denominado Unidad Inferior y Unidad Superior (Fig. 2).

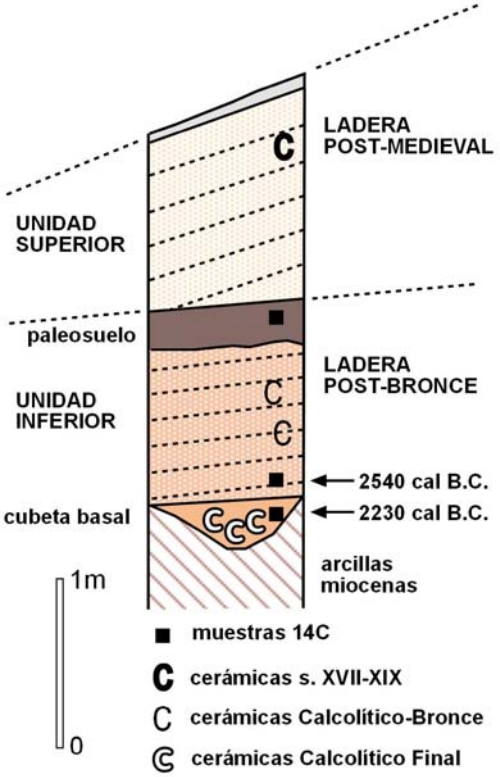


Fig. 2. Perfil esquemático y sintético obtenido de la combinación de las siete secciones analizadas en Peña Enroque.

En la Fig. 2 se ha representado el dispositivo sedimentario de las dos Unidades como síntesis de la información de las vertientes NW y SE de Peña Enroque. Podemos apreciar las arcillas miocenas que forman el sustrato de la Unidad Inferior es irregular, correspondiendo a un relieve acarcavado. Por otra parte, en este contacto basal se ha localizado una cubeta artificial con rellenos de cenizas y carbón, aunque sin restos arqueológicos, y otra pequeña depresión (representada en el corte) conteniendo abundante cerámica del Calcolítico Final. La fecha de 2230 cal B.C. aportada por la datación ^{14}C efectuada en esta depresión junto con otra obtenida en la parte basal de otro de los perfiles (2540 cal B.C.) situaría el inicio de la elaboración de la Unidad Inferior en el Calcolítico, precisión que no se había conseguido en ninguno de los anteriores estudios. La presencia de dos fragmentos de cerámica incluidos en esta Unidad, cuya edad puede abarcar desde el Calcolítico hasta la Edad del Bronce, nos indica que la ladera siguió elaborándose durante estas épocas. El conjunto de esta Unidad se caracteriza por la abundancia de arcilla, estructuras de transporte por solifluxión, bloques aradores dispersos, cantos orientados, que los procesos dominantes eran de carácter húmedo y apenas hay procesos de canalización de aguas de escorrentía, seguramente debido a la presencia de cobertera vegetal. La existencia en dos de los cortes estudiados (Fig. 3) de un paleosuelo culminando la Unidad Inferior permite pensar que esta edafización se generalizó durante un amplio periodo de estabilización final de la ladera, pero en algunas zonas la instalación de la Unidad Superior barrió el suelo y, tal vez los tramos más altos de la Unidad Inferior.



Fig. 3. Sección 6 en la ladera NE de Peña Enroque, con la diferenciación de unidades.

La Unidad Superior es más pedregosa e incluye conjuntos de grandes bloques debidos a desprendimientos desde el cantil calizo superior. Los procesos dominantes son debidos a la escorrentía canalizada y a la gravedad. Como ya hemos indicado, se apoya sobre la Unidad anterior de forma discordante y son escasas las posibilidades de

datación, excepto a partir de dos fragmentos de cerámica incluidos en el tramo alto de la Unidad, que se sitúan cronológicamente entre los siglos XVII a XIX, aunque están en fase de datación con TL para intentar precisar más la edad. En cualquier caso, no hay duda de que se trata de la etapa Post-Medieval, como se ha argumentado en trabajos anteriores (Peña et al., 2005), aún con menos datos que en Peña Enroque.

La red de barrancos que descienden en disposición radial desde el cantil hacia los valles circundantes ha incidido la superficie de las laderas, que adoptan un modelado en facetas triangulares (*talus flatirons*), que también han sido descritos en otros trabajos sobre laderas holocenas (Burillo et al., 1981,1983; Peña y González, 1992). Este tipo de morfologías también se observan en laderas pleistocenas (Sancho et al., 1988), incluso en el entorno de Peña Enroque (Gutiérrez et al., 1998), siendo usados como verdaderos indicadores paleoclimáticos de grandes cambios en los climas pleistocenos, concretamente etapas de características frías.

CONCLUSIONES

La información obtenida del estudio geomorfológico y geoarqueológico de Peña Enroque permite efectuar nuevas precisiones acerca del dispositivo de las laderas holocenas, que en este caso muestra la superposición de etapas, así como sobre las fechas de inicio de la ladera Post-Bronce. Por ello, podemos establecer que la evolución holocena de este sector de la depresión del Ebro se caracteriza por las siguientes etapas:

1. ***Relieve acarcavado inicial del Calcolítico***, que nos indica unas condiciones ambientales de tipo semiárido o árido. Puede relacionarse con el evento 4.2 de Bond et al. (1997) o el RCC 3 (4200-3800 BP) de Mayewski et al. (2004) y con una fase de aridificación señalada por Jalut et al. (2000).
2. ***Etapa de regularización de ladera post-Edad del Bronce*** (también post-Edad del Hierro seguramente), que se inicia en el Calcolítico, en condiciones ambientales húmedas. Este periodo se corresponde con el evento 2.8 de Bond et al. (1997) y el RCC 4 (3500-2500 B.P.) de Mayewski et al. (2004). Una vez estabilizada esta ladera se llega a desarrollar un suelo.
3. ***Fase erosiva intermedia***, que desmantela gran parte de la ladera post-Bronce. Esta etapa abarca Época Ibérica, Romana, y Medieval. Jalut et al. (2000) indica dos fases de aridificación para estos periodos. Con estas condiciones climáticas, la presión humana sobre la cubierta vegetal ha podido ser el principal desencadenante. Únicamente, las laderas orientadas al N han podido conservar una parte de su registro sedimentario.
4. ***Etapa de ladera Post-Medieval***, que puede situarse durante los siglos XVII-XIX, coincidiendo con la variabilidad climática de la Pequeña Edad del Hielo. Nuevas acumulaciones regularizan las laderas erosionadas en la fase anterior, aunque también pueden superponerse a los restos conservados de la fase de ladera Post-Bronce.
5. ***Fase actual de incisión*** sobre el conjunto de las acumulaciones, respondiendo nuevamente al condicionante climáto/antrópico reciente y actual.

Agradecimientos:
Este trabajo se ha realizado con el apoyo de los grupos de investigación del Gobierno de Aragón "Paleoambientes del Cuaternario (PALEOQ)", "Primeros Pobladores Valle del Ebro (PPVE)" e "HIBERUS".

Referencias bibliográficas

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.

Burillo, F., Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1981). El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomofología y Arqueología. *Kalathos,* 1, 1-60.

Burillo, F., Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1983). La Geoarqueología como ciencia auxiliar. Una aplicación a la Cordillera Ibérica Turolense. *Revista de Arqueología,* 26, 6-13.

Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1998). Geomorphology and Late Holocene Climatic Change in Northeastern Spain. *Geomorphology,* 23, 205-217

Gutiérrez, M., Sancho, C. & Arauzo, T. (1998). Scarp retreat in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin). *Geomorphology*, 25, 111–121.

Jalut, G., Esteban Amat, A., Bonnet, L., Gauquelin, T., & Fontugne, M. (2000). Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography,Palaeoclimatology, Palaeocology*, 160, 255–290.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E, Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.

Peña, J.L. & González, J.R. (1992). Hipótesis evolutiva de los cambios en la dinámica geomorfológica del Baix Cinca y Segre (Depresión del Ebro) durante el Pleistoceno superior-Holoceno a partir de los datos geoarqueológicos. *Cuaternario y Geomorfología* 6, 103-110.

Peña, J.L., Rubio, V. & González, J.R. (2005). Aplicación de modelos geomorfológicos evolutivos al estudio de yacimientos arqueológicos en medios semiáridos (Depresión del Ebro, España). *X Col. Ibérico de Geografía,* Évora, 15 p.
http://www.apgeo.pt/files/docs/CD_X_Coloquio_Iberico_Geografia/pdfs/077.pdf

Sancho, C., Gutiérrez, M., Peña, J. L. & Burillo, F. (1988). A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (Central Ebro Basin, Spain). *Catena Suppl.* 13: 139–146.

L'HERÈNCIA TOPONÍMICA PREROMANA EN EL CAMP DE LES INESTABILITATS DE VESSANT AL PRINCIPAT D'ANDORRA

X. Planas (1), i À. Ponsa (2)

(1) Ministeri d'Ordenament Territorial. C/ Camí de la Grau s/n. AD500 Andorra la Vella. xplanas@andorra.ad
(2) Hídric. Casa les Pardines s/n. Fontaneda, AD600 Sant Julià de Lòria. aurea.hidric@andorra.ad

Abstract (The pre-Roman toponymic inheritance in relation to landslides in the Principality of Andorra): *On the linguistic field it is know and accepted for the Pyrenees zone the existence in the past of one or maybe some pre-Roman lenguages non-Indo-European differents than the Iberic one, lenguages related and even identied with the old Basque lenguage, some of the ancestral pre-Roman words of these lenguages have been related on the rich and varied toponimy of the Principality of Andorra. In this article the pre-Roman toponyms are descrived and identied in the Andorran valleys that keep a relationship with the geomorphological field of instability.* Thus, we determined that the names of the style *lurte, lurta, lorte, lorta, l'(h)ortó, l'(h)ortell, llorts* and its derivatives have a entry that designates places unstable (slippery).

Paraules clau: inestabilitats de vessant, geomorfologia, etimologia, topònim.
Key words*: landslide, geomorphology, etimology, toponym.*

INTRODUCCIÓ

Un dels camps on ha quedat guardat un tresor toponímic és el que fa referència a les inestabilitats de vessant. Un camp que sovint s'ha passat per alt en la realització de cartografies geomorfològiques, però que ens pot arribar a aportar molta informació tant pel que fa a vessants inestables, com pel que fa a antiguitat, freqüència i recurrència dels fenòmens que els han afectat, atenent que sovint un vessant inestable pot presentar reactivacions més o menys espaiades en el temps.

Mitjançant diverses revisions toponímiques d'indrets del Principat d'Andorra que presenten o han presentat inestabilitats de vessant (Planas i Ponsa, 2007, 2008, Planas et al., 2008) s'han observat noms i derivats de l'estil Llorts, Astrell(-s), Hortell(-s), Hortó(-ns) (que a vegades es transcriuen amb *h* inicial perquè sovint se'ls ha atribuït equivocadament una etimologia llatina *HORTU* 'hort'). Això, i el fet que diversos lingüistes acceptin per a la zona pirinenca l'existència en el passat d'una o unes llengües preromanes no indoeuropees diferents de l'ibèric, unes llengües que s'han relacionat, i fins i tot identificat amb la *llengua basca antiga,* també anomenades per De Hoz (1995) llengües perieuskèriques (situades al voltant o perifèria de l'euskera arcàic), ens va fer plantejar que podríem estar davant d'unes romanalles toponímiques realment molt interessants.

La hipòtesi que la població prehistòrica del Principat d'Andorra, almenys la del neolític, hagués tingut una forta relació de parentiu amb pobles de parla euskèrica vindria també reforçada, tal com determinen Díaz et al. (2004), en el fet que genèticament les restes humanes més antigues d'Andorra, trobades en una tomba a Segudet (datades com a 5350±40 BP per Yáñez et al., 2002), corresponen a l'haplogrup europeu K. Aquest haplogrup és també present en poblacions de la mateixa edat del País Basc.

Cal tenir present que, entre el poble, la llengua preromana va ser parlada al Principat d'Andorra possiblement fins al segle VI dC (i no es descarta que fins a més tard i tot, ja que al Pallars Sobirà encara hi persistí entre els segles X i XII), i que el pas de llengua preromana a llengua romanç (català) fou directe, sense passar pel llatí. D'altra banda, el llatí era la llengua culta emprada en molts dels escrits d'aquesta època i usada fins al segle XVIII (Anglada, 1993).

FILIACIÓ DE L'ARREL *LURTE / LURTA I LORTE / LORTA / LORTO* I LA SEVA DISTRIBUCIÓ GEOGRÀFICA

Actualment en basc modern existeix el terme *lurte* 'esllavissada de terres' i 'allau terrera', que presenta una arrel *lurr/lorr* 'terra, terrall' i un sufix *–te*. A les valls d'Aezkoa, Salazar/Zaraitzu i Roncal/Erronkari (valls pirinenques més orientals de parla basca) presenta també la variant *lurta.* En aragonès *lurte* és un terme utilitzat freqüentment en les valls pirinenques, i correspon igualment a 'tot despreniment vessant avall d'una muntanya, tant de neu com de pedres o fang'. Tanmateix, *lurte/lurta* és també un terme molt utilitzat des d'antic en castellà del qual sembla que deriva el mot *alud*.

Tenint en compte que *lurr* apareix amb doble vocalisme *lurr* i *lorr* i que ha donat mots com *lorrin* 'terra remoguda' o *lortu* 'transportar', 'traginar', és probable que en la llengua/llengües preromana parlada en la zona geogràfica del nord-est de la península Ibèrica i plana d'Aquitània existís una variant *lorte/lorta/lorto.*

RELACIÓ DE TOPÒNIMS PREROMANS *VERSUS* INESTABILITAT DE VESSANT LOCALITZATS AL PRINCPAT D'ANDORRA

Al Principat d'Andorra s'han localitzat més d'una trentena de topònims que podrien presentar una arrel preromana associable a la família fins ara descrita, un dels que ja l'eminent Joan Coromines (1965-1970 i 1989-1997) apuntà una etimologia *lurte* és Llorts. Les mencions antigues de **Llorts** (vila de la parròquia d'Ordino) són: *Lorç* 1162 i 1176*, Llors* 1717, *Lleo* 1726-56, *Horts* 1771-1779*, Llorts* 1786, *Horto* 1846, *Llors* 1849, *Llors* 1861, *Llorts* 1863, 1875, *Llors* 1874, *Liors* 1884, *Llors* 1885, 1890, 1912, *Llorts* 1890, 1892, 1924. El poble de Llorts es troba al con de dejecció del riu de l'Angonella, afectat en el passat per diferents esdeveniments de corrents d'arrossegalls, com un que s'esdevingué amb anterioritat al segle XVII i que va destruir l'antiga església de Sant Serni que s'ubicava en una zona ocupada actualment per unes terres agrícoles anomenades Camps de l'Església. Així mateix, a la part alta del con de dejecció del riu de l'Angonella, i just per sobre el nucli de Llorts, hem trobat el topònim **Billura**, que podria presentar també una arrel preromana *lurte/lurta* i que tindria la seva traducció al català en vilorda (Coromines, 1980-2001) en el sentit de lloc on s'acumula sediment i brancatge ocasionat per un desbordament d'un riu.

A prop d'Engolasters (parròquia d'Escaldes-Engordany), formant part d'una antiga cicatriu de desmantellament de dipòsits glacials, hem recollit el topònim l'**Hortó**. Retrobem el topònim l'**Hortó** a Pal (parròquia de la Massana) associat a unes incisions torrencials situades sobre el gran moviment del Boscarró. Tanmteix, el topònim **Hortó** reapareix a prop de Sornàs en un vessant amb presència de morfologies velles d'inestabitats. A l'alta vall del riu Muntaner (parròquia de la Massana) trobem també el topònim **riu dels Hortons** (que no és més que la forma plural d'hortó), on en la seva capçalera s'aprecien espectaculars xaragalls associats a inestabilitats de vessant (Fig. 1).



Fig. 1: Capçalera del riu dels Hortons amb antigues morfologies de corrents d'arrossegalls.

L'obac d'Anyós (parròquia de la Massana) es caracteritza per l'existència del gran moviment dels **Oriosos**, possible evolució dels *ortosos*; tanmateix, en la zona alta d'aquest vessant hem recollit el topònim bosc dels **Hortons** coincidint amb una zona també amb evidències geomorfològiques d'antics corrents d'arrossegalls i incisions torrencials.

Retrobem el topònim l'**Hortó** i **Borda de l'Hortó** al vessant situat entre Ransol i els Plans (parròquia de Canillo) en un sector on s'evidencia en la geomorfologia la cicatriu i el lòbul d'una antiga inestabilització. Coromines (1989-1997) també va recollir l'***Ortó*** de Bixessari (parròquia de Sant Julià de Lòria) aquest darrer és possible que guardi relació amb el gran moviment (gran esllavissada) de Canòlic- Bixessari, però a data d'avui no l'hem pogut ubicar amb certesa.

A la parròquia de Sant Julià de Lòria, a prop de Nagol (*Enugall* 1082, *Nagol* 1213, *Enaga*l 1235, *Negual* 1265: que presenta una etimologia llatina *AQUALE*: 'reguerot d'aigua', 'morfologia de corrents d'arrossegalls', 'xaragalls') hem localitzat el topònim **Hortonous**, que constitueix un lòbul secundari i més recent del gran moviment de Certers.

Un dels signataris de l'acte de Concòrdia entre el bisbe Arnau de Preixens i els *"homines vallis Andorre"* de 1176 és un tal *P. Bover de Orto Cuminal* que consta dins *De Loria*. Tal com ja va recollir Salvans (2005), *Orto* no tindria res a veure amb el conreu; tanmateix, i d'acord amb l'ordre en què signen els caps de casa, l'indret anomenat *Orto* hauria d'haver-se situat entre *Ciroval* (Aixirivall) i *Alumeners* (Llumeneres). Per tant, en la zona compresa entre Aixirivall-la Pardina-camps de Pardellà-Cortals de Llumeneres-Llumeres, contrada que es caracteritza per presentar nivells penjats de col·luvions que han estat afectats per inestabilitats de vessant generant importants corrents d'arrossegalls que històricament han arribat fins al nucli de Sant Julià de Lòria.

Tanmateix, molts d'aquests topònims que hem vist fins ara van ser romanitzats (catalanitzats) posteriorment amb sufixos *-ell*, *-ó*, *-al*, *-eda* obtenint-se *l'hortoell, l'hortell,* etc. Per exemple trobem **Hortoell** (Hort-o-ell) al Solà d'Engordany (parròquia d'Escaldes-Engordany), en aquest indret aquest topònim està associat als fenòmens d'inestabilitat de vessant relacionats amb l'erosió dels dipòsits glacials situats en aquesta contrada i del qual en són tautologies els topònims veïns Clot de les Allaus i els Lladrers (evolució de *llaquer,* i aquest a la vegada de *llacada* en el sentit d'allau de terres).

A prop d'Auvinyà (parròquia de Sant Julià de Lòria) es troben els topònims **Hortells, Cortal dels Hortells i torrent dels Hortells**. Aquest torrent, a part d'encaixar-se en el gran moviment dels Hortells, presenta antigues incisions produïdes per corrents d'arrossegalls i avingudes torrencials.

També hem observat els topònims **pic de l'Hortell** (2562,1 metres), **serra de l'Hortell** i **l'Hortell** (aigües amunt del poble del Serrat, parròquia d'Ordino). Aquesta zona es caracteritza per presentar una forta dinàmica associada a processos d'inestabilitat de vessant en les seves tarteres, així com allaus de neu (Fig. 2). L'elevada cota a la que es troben aquests topònims en aquesta serra evidencien clarament que l'etimologia llatina *HORTU* (hort) que s'havia atribuït fins fa poc temps (Coromines, 1989-1997) és inviable; i que, per tant, cal associar-los una etimologia preromana en relació amb les inestabilitats de vessant i nivals observades.



Fig. 2: Serra de l'Hortell amb marques d'allaus sobre la vegetació i incisions en els col·luvions.

A prop de Sornàs (parròquia d'Ordino) trobem també el topònim **Hortells** en un vessant afectat per antigues inestabilitats avui en dia molt desdibuixades per la intensa activitat antròpica. Tot i això, hem trobat testimonis que donen fe que en el passat recent (fa 30-50 anys) s'hi havien encara produït avingudes torrencials.

En l'acte de Concòrdia de 1231, entre el bisbe Ponç de Vilamur i els caps de casa d'Andorra, apareix com a nom de nucli a la parròquia de Canillo un ***Ortel***, que segons Salvans (2005) apareixerà més endavant com a ***l'Hortell***. D'acord amb Salvans (2005), aquest indret estaria situat damunt de *Lacal* (que fa pensar amb la Callissa, possible carrer embrionari de Canillo), coincidint amb la zona amb inestabilitats de vessant existent en el sector del bosc de la Canya-cal Patxeta (gran moviment de Montaup, i desmantellament de dipòsits glacials i col·luvials).

A Meritxell, coincidint amb un vessant amb morfologies lobulars associades a inestabilitats per la presència del nivell freàtic en superfície, es localitza ca l'**Ortell**.

Sobre el Gran Moviment del Forn de Canillo hem localitzat el topònim **Quer de l'Hort** coincidint amb el possible front d'una de les grans masses esllavissades que constitueix aquest gran moviment. Aquest lòbul fou datat per Turu i Planas (2005) obtenint-se una edat radiocarbònica de 8770±60 BP.

Coromines (1989-1997) apunta que hi ha una bona base per creure que en les formes documentades antigament, quasi totes del tipus *Laortó(n)*, existeix una transposició vocàlica de *Lo Arton*: llevant l'article *Lo* tenim l'arrel *Art-* que retrobarem clarament a la base de molts noms d'aquest grup tal com veurem tot seguit.

D'acord amb aquesta transposició trobem al Principat d'Andorra els topònims camí i carrer dels **Artells** a Santa Coloma, (abans *Sartells)* coincidint amb el con de dejecció del riu d'Enclar. Con de dejecció que es col·loca en la zona coneguda com a Manreu (*Malreu* 1261, *Malrreu* 1265) que podria presentar una etimologia en el sentit de 'mal riu/rec,' o on podria trobar-se l'arrel preromana '*mal'* en el sentit de riu amb roques o pedres grans.

A l'obac del Tarter, coincidint amb un vessant amb marcades cicatrius de corrents d'arrossegalls que han afectat els materials glacials en posició lateral de l'antiga glacera de la Valira d'Orient, hem localitzat els topònims **bosc de Collart** (coll-art) i **canal de Collart**. Els sediments arrossegats per aquests corrents d'arrossegalls han estat dipositats al peu del vessant en forma de cons de dejecció en la zona dels **prats de Collart**.

Uns altres topònims que representen una evolució de la transposició abans esmentada són *ortell/astrell (o astarell).* Trobem aquest topònim associat al gran moviment dels Escaubers, a prop de Llorts (parròquia d'Ordino), com a **Prats de l'Astarell** (abans Astrell), datat en 6210±50 BP (Turu i Planas, 2005) i que va arribar a obturar en el passat la Valira del Nord.

Per sobre de Redort, que són unes bordes de Segudet (parròquia d'Ordino), es localitzen els topònims: **riu, cap i bosc de l'Astarell** (abans Astrell), on hem observat antigues evidències d'inestabilitats de vessant associades al riu de l'Astarell, així com de dinàmica nival (Fig. 3). A Andorra la Vella, hem localitzat el topònim l'**Astrell** com a nom d'un edifici de l'avinguda Santa Coloma situat al peu del dipòsit de l'allau rocallosa de la Ramenada (descrita per Copons, 2004 i 2007); també hem retrobat aquest topònim en un altre edifici situat al peu de les tarteres del Solà de Nadal (Fig. 4), afectades en el passat per allaus d'esbaldregalls (Copons, 2004 i 2007).



Fig. 3: Bosc de l'Astarell amb marques d'allaus sobre la vegetació i antigues morflogies d'inestabilitats.

A l'alta vall de Perafita retrobem aquests topònims sota la forma de **coll de l'Astrell i canal dels Astrells**, canal que presenta una forta dinàmica de vessant. A la part alta de la canal dels Maians, a l'Obaga d'Andorra la Vella, es localitza la **font de l'Astrell** (Fig. 5) en una zona molt afectada en el passat per corrents d'arrossegalls (Euroconsult, 2003). Finalment hem localitzat aquest topònim, amb la forma **els Astrells**, en una canal situada sobre el Pla d'Engolasters (parròquia d'Escaldes-Engordany) molt a prop del serrat i clot de l'Allau (allau de terres).

Tanmateix, creiem que els anteriors topònims podrien ser clau per no desbancar la hipòtesi que el



Fig. 4: Edific l'Astrell al peu d'una allau d'esbaldregalls del Solà de Nadal.

topònim **Certers**, poble de la parròquia de Sant Julià de Lòria (*Certers* 1162, *Certers* 1172), al qual Coromines (1989-1997) donà una etimologia provinent d'un derivat basc *çarta* amb significat de 'brancam', 'lloc de brancatge', pugui presentar una arrel *ort* evolucinada cap a *Ortells-Astrells-(S)artel(s)l-(S/C)erters*. Recordem que el poble de Certers es situa en la part alta del gran moviment de Certers on es localitzen tot un seguit d'altres topònims que evidencien els fenòmens d'inestabilitat de vessant que han afectat la zona en el passat (Nagol i Hortonous).

D'altra banda, hem observat també que alguns topònims utilitzats per designar valls o vessants amb morrenes fòssils de glacera rocallosa que presenten un aspecte lobular podria ser que també incorporessin una arrel *ort*. Trobem aquesta característica a **Sorteny** (alta vall de la parròquia d'Ordino) (*S+orteny* amb la 's' del llatí *IPSE -A –UM*), i a **Ortafà** (*Ortafita* 1772), topònim d'un sector de la vall septentrional encampadana de Sant Josep que també destaca pels lòbuls de glacera rocallosa que es troben al peu d'un vessant fortament afectat per inestabilitats de vessant (expansió lateral i caiguda de blocs rocosos).

Finalment, postulem que, tanmateix, pogué existir un derivat *l'ordia/l'ortia (lortia/lordia),* en un sentit de 'terra remoguda'o 'prat sense herba' equiparable al basc *lorrin,* que fàcilment podria haver evolucionat per donar *l'oria/loria* i més endavant **Lòria** (amb desplaçament de l'accent de la *í* a la *o* anterior, pronunciada com *o* oberta en una síl·laba inicial, tal com apunta Moran (2003)). Aplicant sobre el mot *loría* la tendència generalitzada de la diftongació de la *o* inicial àtona en *au,* que fa que s'obtingui en el parlar andorrà mots com *aufegar, aurella, auvella, aufals, auliva, aulorar, aubaga*, etc., s'obtindria un *l'auria/lauria,* i aquest llatinitzat posteriorment com *LAURIA/LAUREDIA*, atesa la confusió per relació de semblança amb el llatí *LAUREATUM* 'daurat', tal com proposa Anglada (1993). Trobem aquest terme a **Sant Julià de Lòria** (*Lauredia* 839 (860-900), 904, 985/986, 988, 1028, 1048, 1055, 1082; Loria 839 (còp. s. XI), 1006 fins el 1083 vuit vegades el s. XI, 1111 fins el 1178 sis vedades el s. XII, 1201 fins el 1289 vint-i-sis vegades el s. XIII; *Lorie* 867-925, 1252; *Lauria* 1210, *Luria* 1231, 1275, sXIII (2)) que es troba en un con de dejecció (igual que Llorts) que representa la zona d'arribada dels corrents d'arrossegalls i avingudes torrencials que s'han generat en el passat principalment en els rius d'Aixirivall i de Llumeneres.



Fig. 5: Font de l'Astrell, obaga d'Andorra la Vella, amb antigues cicatrius de corrents d'arrossegalls.

CONCLUSIONS

El coneixement geomorfològic del Principat d'Andorra ens ha permès obrir una nova línia de treball que ens ha servit per constatar una relació topònim-zona amb inestabilitat de vessant; sense ser una relació directa en aquest cas, ja que es tracta de topònims preromans amb una arrel *lurte/lorte* que fins fa poc temps se'ls havia atribuït sovint una etimologia llatina *HORTU* (hort).

Aixi doncs, gràcies a les observacions de camp efectuades els darrers anys (Planas i Ponsa, 2007, 2008, Planas et al., 2008) s'ha pogut establir que els topònims de l'estil *lurte, lurta, lorte, lorta, l'(h)ortó, l'(h)ortell, astarell, astrell, llorts* i els seus derivats, designen indrets inestables (relliscosos). Aquestes constatacions ens han permès avançar en l'àmbit de la filologia, representant també un nou camp per a la investigació geomorfològica relacionada amb els riscos geològics. En aquest sentit, destacarem que l'anàlisi toponímica s'ha mostrat com una eina molt útil per localitzar en un territori indrets on s'han produït en el passat fenòmens d'inestabilitat, així com establir criteris d'edat i/o recurrència d'aquests en funció de la seva evolució i/o l'existència de tautologies.

Referències bibliogràfiques

Anglada, M. (1993). *Arrels d'Andorra. Prehistòria d'Andorra a través dels noms de lloc*. Andorra la Vella: Andorra.

Copons, R. (2004). *Avaluació de la perillositat de caigudes de blocs rocosos a Andorra la Vella* (Principat d'Andorra). Tesi Doctoral, Departament de

Coromines, J. (1965 i 1970). *Estudis de Toponímia Catalana* (Volum I, 1965, i Volum II, 1970). Barcino. (Biblioteca Filològica Barcino). Barcelona.

Coromines, J. (1989-1997). *Onomasticon Cataloniae*. Curial Edicions Catalanes. Barcelona.

Coromines, J. (1980-2001). *Diccionari etimològic i complementari de la llengua catalana*. Curial Edicions Catalanes. Barcelona.

De Hoz, J. (1995). El poblamiento antiguo de los Pirineos desde el punto de vista lingüístico. A: *Muntanyes i població. El passat dels Pirineus des d'una perspectiva multidisciplinària.* (Jaume Bertranpetit i Elisenda Vives ed.), Govern d'Andorra, Andorra la Vella, 271-299.

Díaz, N.; Solórzano, E.; Montiel, R.; García, C.; Yañez, C. & Malgosa, A. (2004). Determination genétique de l'individu Néolithique de Segudet (Ordino), les restes humains les plus anciens d'Andorre. A: *Antropo* núm. 7, 39-44.

Euroconsult (2003). *Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica. Corrent d'arrossegalls de la Comella*. Ministeri d'Ordenament Territorial, Govern d'Andorra.

Moran, J. (2003). L'origen de la paraula Laurèdia. A: *Laurèdia fa cent anys*. Comú de Sant Julià de Lòria, 11-13.

Planas, X. & Ponsa, À. (2007). Etimologia de la toponímia andorrana relacionada amb riscos geològics naturals. A: *Llengua Nacional*, núm. 61-IV Trimestre del 2007, Barcelona, 25-30.

Planas, X. & Ponsa, À. (2008). Etimologia de la toponímia andorrana relacionada amb riscos geològics naturals. A: *La revista del CENMA*. Institut d'Estudis Andorrans, Andorra la Vella, núm. 1-I Trimestre del 2008, 20-31.

Planas, X.; Ponsa, À.; & Belmonte À. (2008). El substrat preromà en la toponímia relacionada amb inestabilitats de vessant en l'àmbit geogràfic nord-oriental de la península Ibèrica i zones properes. A: *Fontes Linguae Vasconum*. Gobierno de Navarra. Any XL, núm. 109, setembre-desembre 2008, 481-509.

Salvans, M. (2005). *Andorra Romànica Andorra Vacònica.* Publicacions de l'Abadia de Montserrat, Barcelona.

Turu, V. & Planas, X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales). A: *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*. València.

Yáñez, C.; Malgosa, A.; Burjachs, F.; Díaz, N.; García, C.; Isidro; A., Juan, J. & Matamala, J. (2002). *El món funerari a finals del V mil·lenni a Andorra: La tomba de Segudet (Ordino)*. Cypsela, 14, 175-194.

ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO DEL YACIMIENTO DE LA CANTERA DE BENÀMER (MURO D'ALCOI, ALACANT). CAMBIOS AMBIENTALES EN EL HOLOCENO MEDIO

C. Ferrer

Servei d'Investigació Prehistòrica. Museu de Prehistòria de València. C/ Corona, 36. 46003-València. carlos.ferrer@dival.es

Abstract (Sedimentological Study of the Archaeological Site of Cantera de Benàmer (Muro d'Alcoi, Alacant). Middle Holocene Environmental Changes): *The archaeological site, with successive phases of occupation, is located on a river terrace. Two linear concavities (palaeochannels) allowed the preservation of archaeological deposits (Mesolithic and Neolithic). Sedimentological approach allows us to propose a series of paleoenvironmental features consistent with current models, with wet weather during the middle Holocene, bounded by two arid events, and environmental degradation from the beginning of the Late Holocene.*

Palabras clave: Paleoambiente-Sedimentología, Holoceno medio, Yacimiento Arqueológico
Key words*: Palaeoenvironment-Sedimentology, Middle Holocene, Archaeological Site*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Cantera de Benàmer (Muro d'Alcoi) se halla situado sobre una terraza fluvial finipleistocena en la confluencia del Río de Alcoi y el Río de Agres, en los Valles de Alcoi, una depresión tectónica en el contexto del Prebético Externo Valenciano. Fue excavado durante los años 2008 y 2009 por la empresa Alebus Patrimonio Histórico S.L. como medida correctora a la construcción de la Autovía Alcoi-Cocentaina-Muro (Torregrosa et al., 2011).

Las estructuras arqueológicas del Mesolítico y del Neolítico estudiadas se construyeron en el contexto de un paleocauce fluvial abandonado del Sector 1 (Fig. 1 y 2) y de una paleovaguada que concentraba flujos laterales procedentes de los relieves orientales en el Sector 2. Geometrías negativas que permitieron la preservación diferencial de los depósitos y de los restos.

METODOLOGÍA

El estudio estratigráfico y el muestreo de unidades se llevó a cabo siguiendo una metodología estándar. El análisis de los sedimentos consistió en la determinación de los rasgos texturales y químicos (porcentaje de materia orgánica y de carbonatos). Los procesos analíticos utilizados siguen las técnicas descritas en manuales específicos Friedman y Sanders (1978) y han sido desarrollados en el Laboratorio de Geomorfología de la Universitat de València.

DATOS

En el **Sector 1** el nivel basal está constituido por depósitos fluviales, el relleno final de una terraza de edad pleistocena. Se trata de sedimentos finos con escasa materia orgánica, que frecuentemente hemos llegado a identificar como someramente gleyzados. Sobre él se extiende un estrato de limoarcillas de color gris oscuro con abundante materia orgánica, horizonte edáfico húmico (Ah). Estructuras identificadas como encachados del Neolítico antiguo (7567-7424 cal BP) se interdigitan a distintas cotas en este nivel.

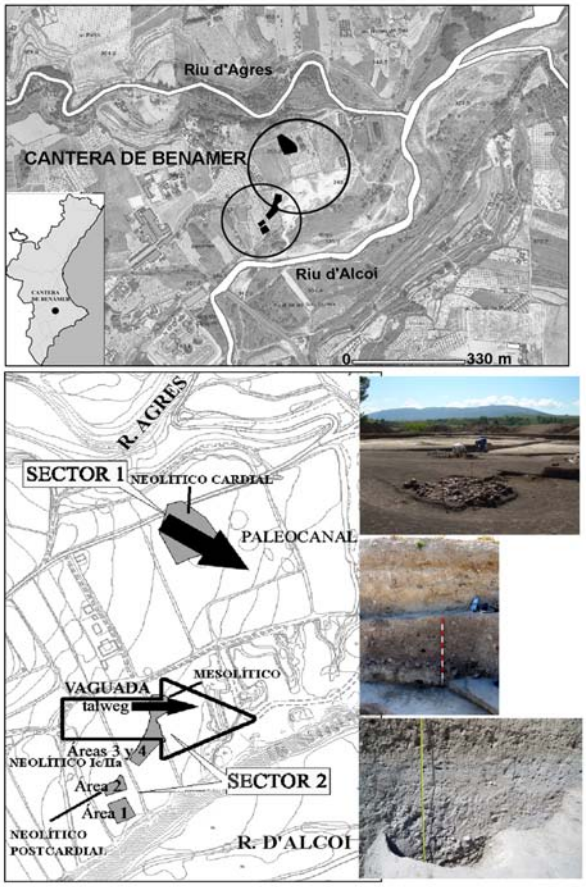


Fig. 1. Localización de Sectores y Áreas.

En el Área 2 del **Sector 2** se documentó un horizonte edáfico similar al arriba descrito pero en un contexto cultural distinto, Postcardial (6631-6313 cal BP). Por otro lado, en las Áreas 3 y 4, los depósitos naturales a los que se asocian arquefactos mesolíticos (8389-8195 cal BP) están constituidos por arroyadas, eolizaciones y aportes antrópicos que rellenan el estrecho *talweg* incidido de la vaguada. Sobre ellos, y en contacto erosivo, se documentaron tres sucesivas arroyadas concentradas, con abundante

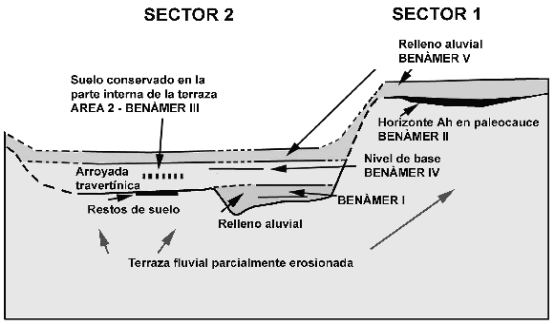


Fig. 2. Esquema de la sucesión estratigráfica y de fases culturales.

fracción gruesa procedente de los piedemonte, que removiliza depósitos pleistocenos de piedemonte y rellenan la vaguada. Estos niveles sirvieron de base a las estructuras negativas (silos) del Neolítico Ic/IIa (6250-5750 cal BP).En ambos sectores, tras los niveles neolíticos, se identifica un extenso hiato sedimentario que ponemos en relación con una o varias fases erosivas. Los sedimentos que sellan ambas secuencias son de limos pardos, depositados formando un glacis sobre la terraza. Se han podido datar parcialmente por la existencia de estructuras de hábitat de Época Ibérica.

INTERPRETACIÓN

Los restos arqueológicos asociados con el **asentamiento del Mesolítico** (Benàmer I) se concentran en parte del Sector 2, en el *talweg*, pequeño canal incidido, de la vaguada. El encajamiento de este canal se habría producido en el marco de las condiciones ambientales y los procesos que dieron lugar al inicio del encajamiento de la terraza T0a, una fase relativamente breve, que según Fumanal (1995) se situaría justo antes del evento árido datado en el 8,2 ka cal BP. Este evento sería el responsable de parte de los rellenos que se habrían producido en contexto mesolítico (Figs. 2 y 3).

En el Sector 1 se ha descrito un horizonte edáfico (Ah) formado coincidiendo en parte con las fases de ocupación del **Neolítico Cardial** (Benàmer II). Un horizonte edáfico similar se formó en el Área 2 del Sector 2 en fecha posterior (Benàmer III). Ambos se habrían desarrollado a lo largo de una única y extensa fase favorable al desarrollo de suelos (biostasia).

En el ámbito de la vaguada se producirá, antes de la ocupación del **Neolítico IC/IIA** (Benàmer IV), la sedimentación de un extenso depósito en forma de arroyadas sucesivas. Aún constituyendo el relleno de la vaguada, se interpreta como una fase de activa morfogénesis, que se habría producido en algún momento entre el 6631 y el 5750 cal BP.

Tanto las fases erosivas como las deposicionales que suceden a estos depósitos se habrían producido en un contexto ambiental menos benigno al que dio lugar a los suelos, posiblemente con rasgos de clima Mediterráneo e influencia humana sobre el medio. Incluyen estructuras de Época Ibérica (Benàmer V). Se habrían formado pues ya en pleno Holoceno superior.

CONCLUSIONES

Los rasgos ambientales propuestos coinciden *grosso modo* con las interpretaciones efectuadas por Jalut et al., 2000 y Sancho et al., 2008 en la costa mediterránea y el NE de España, que relacionan estas fases con los MIS. Un clima algo más húmedo o benigno que el actual para el Holoceno Medio, con desarrollo de suelos y encajamiento de la red fluvial, en el que se insertan sendas fases puntuales de aridez y activa morfogénesis (aumento de los procesos de erosión y sedimentación) coincidiendo con la ocupación mesolítica y con el periodo inmediatamente anterior al asentamiento del Neolítico Ic/IIa; así como una intensa degradación del medio a partir del Holoceno superior, resultado de unas nuevas condiciones ambientales de rasgos mediterráneos y una intensa antropización del medio.

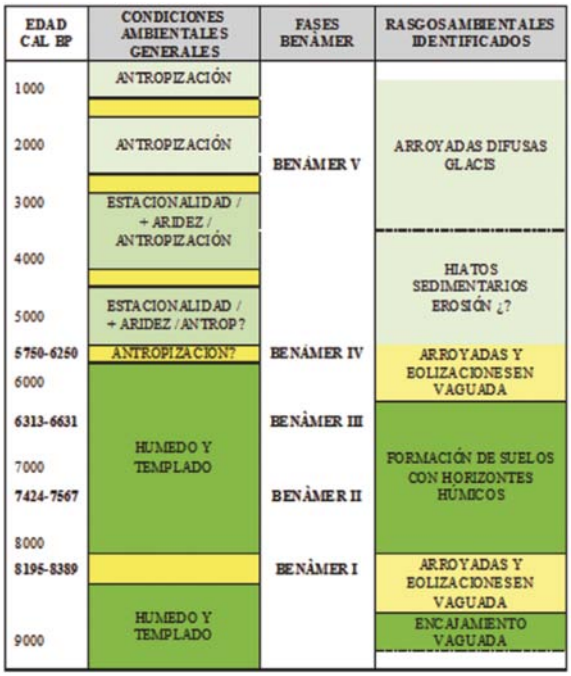


Fig. 3. Propuesta interpretativa. Las fechas en negrilla son las aquí publicadas. Las fases de Benàmer se presentan en el texto.

Referencias bibliográficas

Fumanal, M.P. (1995). Los depósitos cuaternarios en cuevas y abrigos. Implicaciones sedimentarias. En: *Cuaternario del País Valenciano*, AEQUA - Universitat de València, 115-124.

Friedman, G.M. & Sanders, J.E. (1978). *Principles of Sedimentology*. Ed. John Wiley and Sons, 792 pp.

Jalut, G., Esteban, A., Bonnet, L., Gayquelin, T. & Fotugne, M. (2000). Holocene climatic changes in the western Mediterranean, from south-east France to south-east Span. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *160*, 255-290.

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

Torregrosa, P, Jover, F.J. & López Seguí, E. (2011). Benàmer: el proceso de excavación arqueológica. En: *Benàmer (Muro de l'alcoi, Alicante): Mesolíticos y Neolíticos en las tierras meridionales valencianas*. (P. Torregrosa, F.J. Jover & E. López Seguí, eds), SIP, Serie T.V. 112. Valencia (España), 200 pp.

LOS REMONTAJES LÍTICOS MUSTERIENSES DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (BORINES, PILOÑA, ASTURIAS)

D. Santamaría (1), L. Martínez (1), E. Duarte (1), J. C. Cañaveras (2), A. Rosas (3), S. Sánchez-Moral (4), P. G. Silva (5), C. Lalueza-Fox (6) y M. de la Rasilla (1).

(1) Área de Prehistoria. Departamento de Historia. Universidad de Oviedo, C/ Teniente Alfonso Martínez, s/n. 33011- Oviedo. santamadavid@gmail.com; lucia_satis@hotmail.com; elsa_duarte_@hotmail.com; mrasilla@uniovi.es
(2) Laboratorio de Petrología Aplicada (Unidad Asociada CSIC-UA), Universidad de Alicante. 03080- Alicante. jc.canaveras@ua.es
(3) Grupo de Paleoantropología. Departamento de Paleobiología, MNCN-CSIC. 28006- Madrid. arosas@mncn.csic.es
(4) Dpto. Geología, MNCN-CSIC. 28006- Madrid. ssmilk@mncn.csic.es
(5) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. 05003- Ávila. pgsilva@usal.es
(6) Instituto de Biología Evolutiva (CSIC-UPF). 08003- Barcelona. carles.lalueza@upf.edu

Abstract (The Mousterian lithic refits from El Sidrón Cave (Borines, Piloña, Asturias): *The Mousterian lithic record of El Sidrón Neanderthal site is composite of 399 elements made of flint and quartzite material. About the 20% of the lithic elements can be refitted, constituting one of the highest refit rates in Europe. Lithic analyses, together with their stratigraphic arrangement within the cave sediments, indicate that the collection is contemporary to the short period of occupation recorded by the Neanderthal fossils. The activities around the lithic collection began with an expeditious and quantitatively small gathering of raw materials at the site vicinity. The subsequent human activity was primarily decisive and immediate according to the hypothesis of a prime use of the tools for cannibalism.*

Palabras clave: Neandertal, remontaje, musteriense, El Sidrón.
Key words*: Neanderthal, lithic refit, mousterian, El Sidrón.*

La cueva de El Sidrón contiene un amplio elenco de resultados arqueológicos, paleoantropológicos, paleogenéticos y geológicos relacionados con un yacimiento musteriense que contiene un registro fósil neandertal de primera magnitud (Fortea et al., 2003, 2007, 2009; Rosas et al., 2006; Rasilla et al., 2011).

En este artículo se exponen los resultados de la investigación relacionada con la industria lítica que ha ofrecido datos importantes para contrastar la información obtenida en otras disciplinas.

LA INDUSTRIA LÍTICA DEL OSARIO

El conjunto lítico del Osario suma un total de 399 registros procedentes del atestado de la Guardia Civil (colección Instituto Anatómico Forense o IAF, 23 piezas), las prospecciones realizadas por la Comisión de Estudio entre 1998 y 1999 (3 piezas) y las campañas arqueológicas, todavía en curso, iniciadas en el 2000 (373 piezas). Hasta la fecha se han recuperado 233 productos de lascado (lascas, láminas y laminillas), 11 bases de lascado (núcleos y núcleos-útiles) y 155 desechos de talla (lasquitas y fragmentos indeterminados).

El conjunto litológico del Osario se caracteriza, en primer lugar, por su homogeneidad litológica (si se prefiere por la escasa variedad de materias primas explotadas) y, en segundo lugar, por su radio de captación potencial, inferior a 5-10 km, lo que implica necesariamente un aprovisionamiento local de las materias primas. Se han identificado cuatro tipos de materia prima: sílex de Piloña (~75%), cuarcita de la Formación Barrios (~24%), lutita y jaspe (~1%), Santamaría et al., 2010, 2011). De este modo, se constata una explotación preferencial de los sílex sobre las cuarcitas, y de las materias primas locales (cuarcita de Barrios y sílex de Piloña; radio de captación < a 10 km; ~99%) sobre las foráneas (jaspe; radio de captación > a 10 km).

Hay que destacar que esta investigación ha permitido incorporar al denominado sílex de Piloña al conjunto litológico arqueológico cantábrico explotado por los grupos humanos afectos al Paleolítico medio y superior, y comprobar que es el sílex regional con mayor movilidad (Fortea et al., 2010; Santamaría et al., 2011).

La clasificación tipológica del material retocado (según la lista tipológica de F. Bordes, 1961, para el Paleolítico inferior y medio) ofrece un total de 50 útiles en cómputos reales (lo que representa el 26,6% de los productos de lascado) y 41 en cómputos esenciales: ocho productos levallois, seis raederas, dos útiles del Paleolítico superior, un cuchillo de dorso natural y treinta y tres útiles denticulados, a los que habría que añadir un bifaz cordiforme en cuarcita y once lascas con retoque discontinuo. Estas características permiten clasificar esta industria como un Musteriense rico en denticulados.

Uno de los aspectos más interesantes de esta colección es el hallazgo de numerosas piezas líticas que remontan entre sí. Un remontaje lítico puede ser analizado desde varias perspectivas: en primer lugar, proporciona una información tecnológica de primera mano sobre los métodos y técnicas de talla empleados por los artesanos paleolíticos; en segundo lugar, la distribución espacial de las piezas remontadas permite evaluar la integridad

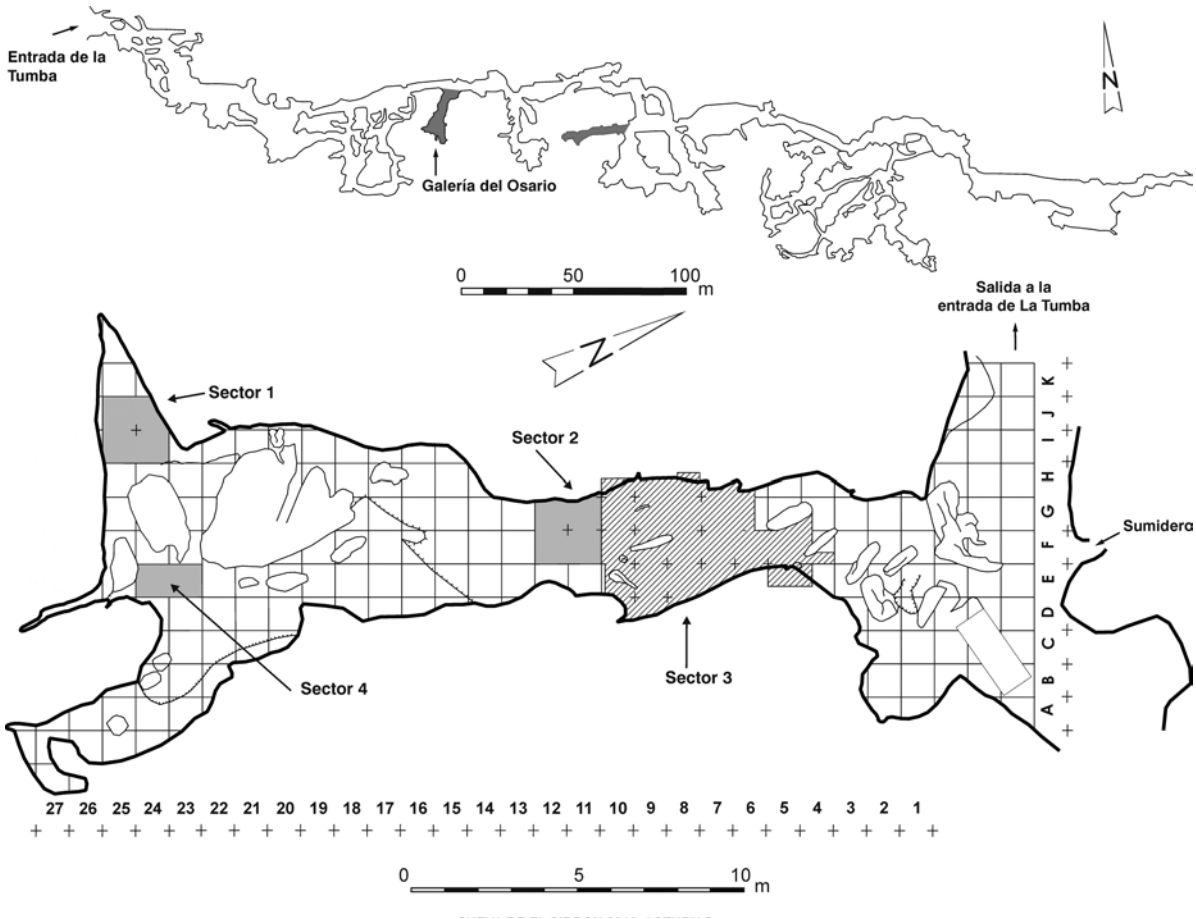


Fig. 1. Planta de la Galería del Osario con indicación de los sectores excavados.

estratigráfica, y por ende cultural, de uno o varios niveles arqueológicos (la posición primaria o secundaria del registro arqueológico, y el carácter y extensión de las contaminaciones interestratigráficas. Asimismo se pueden identificar diferentes áreas de actividad dentro de un asentamiento (organización espacial del yacimiento, siempre que éste se encuentre en posición primaria) y por último, la presencia de un porcentaje significativo de remontajes pone de manifiesto la contemporaneidad del registro arqueológico.

Hasta el momento se han remontado 79 piezas líticas, lo que representa el ~20% del conjunto total y el ~34% de los productos de lascado. Si se comparan estos porcentajes con los ofrecidos por Cziesla (1990), se observa cómo el Musteriense de El Sidrón se sitúa entre los yacimientos paleolíticos de Europa con una tasa de remontaje más alta. Ese porcentaje podría aumentar considerablemente en los próximos años, ya que la mayor parte de la industria lítica presenta unas características morfológicas (materia prima, córtex, color, pátinas) y tecnológicas (método de talla, dimensiones de los soportes, morfología de la cara dorsal) afines a la serie remontada.

Todas las piezas remontadas están elaboradas en sílex de Piloña o cuarcita de Barrios, es decir en las dos materias primas locales descritas anteriormente. Se han podido remontar entre sí piezas procedentes de las tres colecciones líticas (IAF, prospecciones realizadas en 1998 y 1999 y excavaciones arqueológicas) confirmando de esa manera la unidad del conjunto.

El conjunto de piezas remontadas se distribuye de la siguiente manera: 3 núcleos o fragmentos de núcleo (~4%), 13 útiles (~16%) y 63 productos de lascado (~80%). Existe, por tanto, una buena representación de todas las fases de la cadena operativa (apertura del núcleo, producción de soportes y fabricación de útiles). Los remontajes de 2 y 3 piezas conciernen solamente al ~38% (n = 30), el resto se agrupan en conjuntos de más de 3 piezas, superando en ocasiones los 20 artefactos. Independientemente del conjunto al que pertenezcan, todas las piezas remontadas presentan unas características morfológicas (materia prima, córtex, color, pátinas) y tecnológicas (método de talla, dimensiones de los soportes…) afines.

Es decir, existen razones suficientes para considerar las 79 piezas remontadas como partes inconexas de dos procesos operatorios sincrónicos, uno específico de los sílex y otro de las cuarcitas. Todo esto pone de manifiesto la contemporaneidad del registro arqueológico y, además, la acumulación de los restos líticos, y por extensión óseos, en este yacimiento no fue el resultado de una ocupación prolongada (tipo campamento base o estacional) y/o reiterada, sino de una ocupación breve y única de ese lugar.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS REMONTAJES LÍTICOS

El hecho de haber remontado un 20% de la industria lítica y que esos remontajes fuesen el resultado de un proceso de talla intencional supuso en un primer momento un desafío al modelo de relleno sedimentario, ya que, en general, la presencia de remontajes en un yacimiento arqueológico suele interpretarse como un indicio de la posición primaria del registro arqueológico.

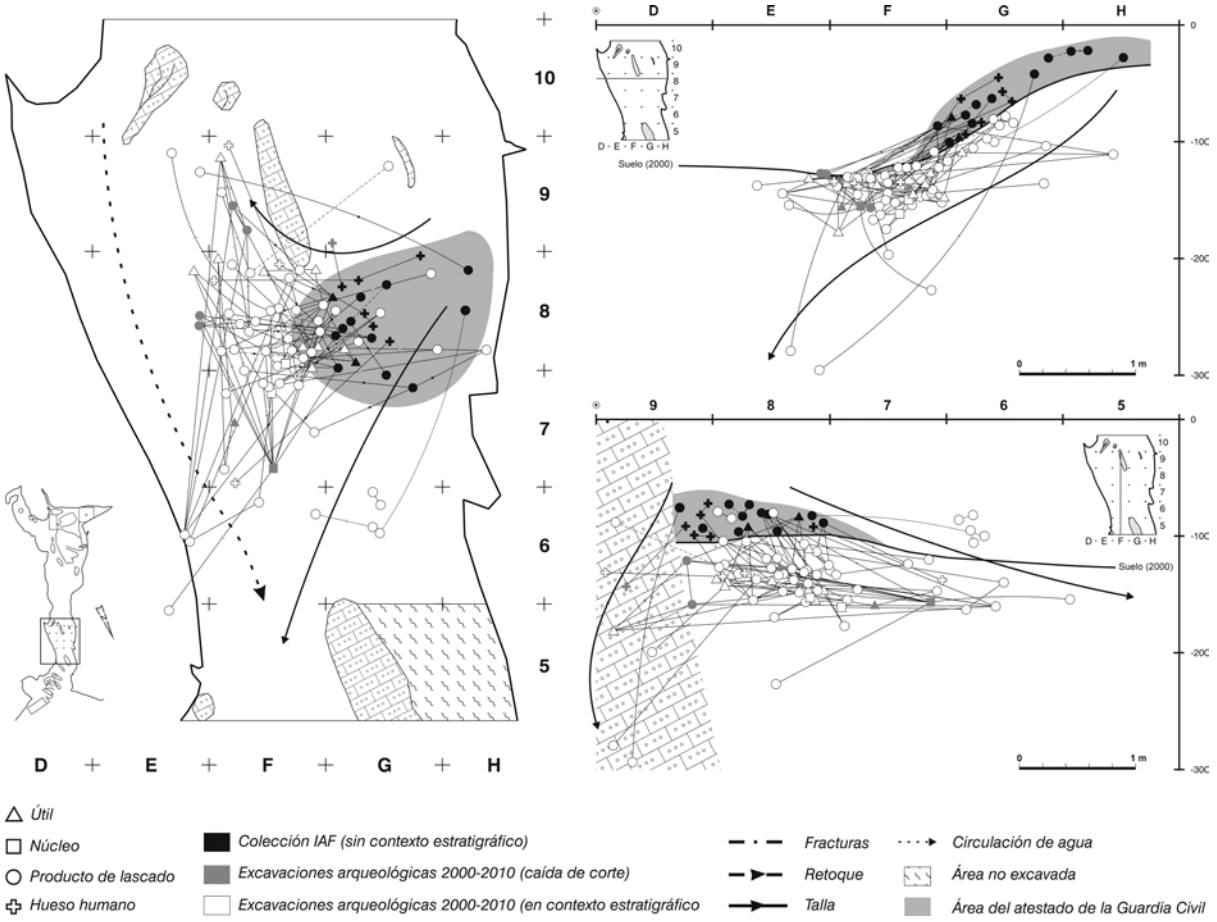


Fig. 2. Proyección espacial de los remontajes en planta (izquierda), alzado transversal (derecha superior) y longitudinal (derecha inferior).

La distribución espacial de los remontajes ha permitido contrastar de modo independiente el modelo de relleno sedimentario propuesto desde la geología (Fortea et al., 2003; Sánchez-Moral et al., 2007, Cañaveras et al., 2011; Silva et al., 2011), confirmando de forma paralela el carácter secundario (transportado) del registro arqueológico analizado.

Todas las piezas remontadas han sido halladas en el sector 3 de la galería (Fig. 1), en una superficie aproximada de ~6 metros cuadrados (Fig. 2, izquierda), coincidiendo de esa manera con el área de dispersión de los restos óseos. La proyección espacial en planta de los remontajes muestra una gran concentración de éstos en las bandas 8 y F (ca. 87%), en una superficie de unos 4 m^2. La escasa presencia de artefactos líticos y restos óseos en las bandas D y E debe relacionarse por una parte, con la existencia de canales fluvio-cársticos procedentes del sur de la galería, que circularían junto a la pared oriental de la misma, desplazando los restos arqueológicos depositados en esa zona (Fig. 2, izquierda, flecha negra punteada), y por otra, con la reactivación ocasional de un sumidero en las cuadrículas E/9-F/9, que evacuaría los restos óseos y líticos de esa zona a un nivel cárstico inferior.

Con respecto al eje Z (cortes longitudinal y transversal, Fig. 2, derecha) los materiales líticos se disponen en pendiente (dirección Oeste-Este). Aproximadamente el 90% de los remontajes se localiza en un paquete estratigráfico de 1 metro de potencia media, con valores máximos de hasta dos metros localizados en la zona del sumidero (esto es, cuadrículas E/9-F/9). Esta distribución (en forma de abanico, con una acusada pendiente hacia el Este y en un paquete estratigráfico de unos 2 m de potencia) contradice la posición primaria del registro arqueológico (Santamaría et al., 2010, 2011), y sugiere que los restos fósiles y líticos del Sidrón forman parte de un cono de deyección cuyo vértice se situaría en la zona de las cuadrículas G/8 y G/9.

Según el modelo de relleno sedimentario (Sánchez-Moral et al., 2007; Cañaveras et al., 2011), la entrada de los materiales en la Galería del Osario se produjo tras un evento de alta energía (tipo colada de detritos, *debris flow*, o colada de barro, *mud flow*). Los restos óseos y líticos fueron arrastrados desde un nivel cárstico superior inactivo o con muy baja actividad, como consecuencia de un colapso y/o un evento de tormenta, lo que nos conduce al exterior

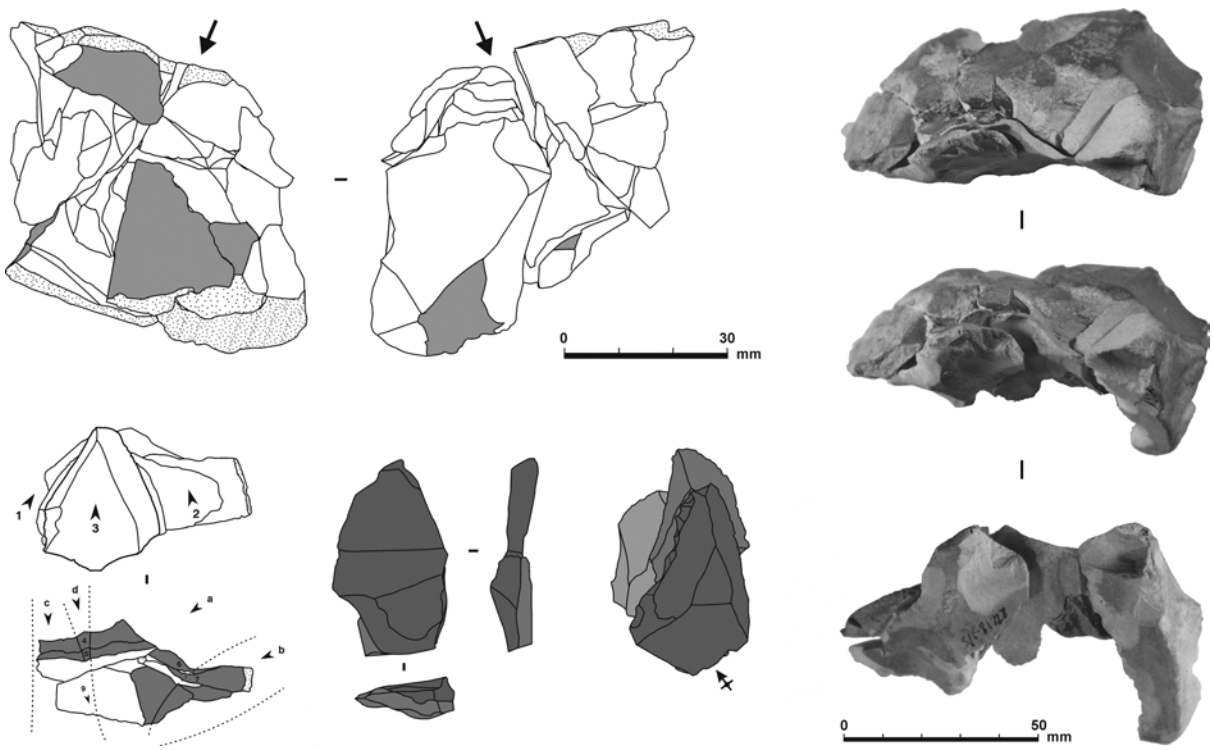


Fig. 3. Remontajes líticos en sílex de Piloña. (Arriba izquierda: remontaje de un núcleo. Abajo izquierda: remontaje de una punta levallois. Resto: diferentes remontajes de lascas y útiles).

de la cueva o a una de sus galerías superiores como lugar originario del depósito; cuestión ésta que esperamos resolver definitivamente en las próximas intervenciones arqueológicas.

En cualquier caso, el hecho de haber remontado un porcentaje relativamente importante de artefactos (Fig. 3), unido a la tipometría de alguno de ellos (lasquitas de retoque) sugiere que el desplazamiento de los materiales desde su posición primaria fue el resultado de un único episodio de alta velocidad y poco recorrido, y que desde un punto de vista tafonómico no tuvo casi impacto en la dispersión y estado de conservación de los restos arqueológicos. Es decir, hay significativas concordancias entre los datos aportados por los estudios geológico-sedimentológicos y los arqueológicos.

A falta de extraer la totalidad del material lítico existente en el Osario y de la eventual pérdida de dichos materiales, tanto por la circulación fluvio-cárstica, como porque se quedaran en el exterior, en la galería superior o en el viaje hacia el interior, podemos afirmar que las actividades vinculadas al instrumental lítico comenzaron con una recogida "expeditiva" de las materias primas en las cercanías contiguas al yacimiento (en los conglomerados de la Formación Pudinga de Posada, riegas o dolinas) y que el aprovisionamiento de los nódulos de sílex fue cuantitativamente muy pequeño e incluso menor el de la cuarcita.

El carácter de los remontajes, las peculiaridades macroscópicas especialmente del sílex (córtex, "deshidratación"…), y las características tipológicas y tecnológicas, justifican una acción humana prácticamente unívoca, resuelta e inmediata que sintoniza razonablemente bien con la hipótesis de un uso prioritario del instrumental lítico para el descarnado, despedazado y fracturación de los restos neandertales: práctica del canibalismo (Rosas et al., 2006; 2011).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido íntegramente financiado por la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, y también ha participado del "Programa Severo Ochoa" PCTI 2006/2009 del Principado de Asturias y del Programa FPU del Ministerio de Educación 2009/2013.

Referencias bibliográficas

Bordes, F. (1961). *Typologie du Paléolithique Ancien et Moyen*. Ed. Delmas, Bordeaux. 185 pp.

Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Lario, J., Cuezva, S., Fernández, A., & Muñoz, Mª.C (2011). El modelo de relleno, o cómo llegaron los restos a la Galería del Osario. En: *La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal* (M. de la Rasilla., A. Rosas., J. C. Cañaveras y Lalueza-Fox, C, eds.). Excavaciones Arqueológicas en Asturias, Monografías I, Consejería de Cultura y Turismo. Oviedo, 43-63.

Cziesla, E. (1990). On refitting of stone artifacts. En: *The big puzzle* (E. Cziesla., S. Eickhoff., N. Arts & D. Winter, eds). Studies in Modern Archaeology, 1, 9-44.

Fortea, J., Rasilla M. de la., Martínez, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Cuezva, S., Rosas, A., Soler, V., Julià, R., Torres De, T., Ortiz, J.E., Castro, J., Badal, E., Altuna, J. & Alonso, J. (2003). La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias): Primeros resultados. *Estudios Geológicos*, 59, 159-179.

Fortea. J., Rasilla Vives, M. de la, Martínez, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Cuezva, S., Rosas, A., Soler, V., Castro, J., Torres, T. de, Ortiz, J. E., Julià, R., Badal, E., Altuna, J. & Alonso, J. (2007). La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Campañas arqueológicas de 2000 a 2002. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1999-2002*, 5, 191-205.

Fortea, J., Rasilla, M. de la, Santamaría, D., Martínez, L., Duarte, E., Fernández de la Vega, J., Martínez, E.,

Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Cuezva, S., Lario, J., Rosas, A., Martínez-Maza, C., García-Tabernero, A., Bastir, M., Huguet, R., Estalrrich, A., García-Vargas, S., Sánchez-Meseguer, A., León, S., Lalueza-Fox, C., Torres, T. de, Ortiz, J. E., Julià, R., Grün, R., Valladas, H., Mercier, N., Tisnèrat-Laborde, N., Soler, V., Silva, P.G., Carrasco, P., Ayarza, P., Álvarez, F., Santos, G., Altuna, J., Badal, E. & Alonso, J. (2009). La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Campañas arqueológicas de 2003 a 2006. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2003-2006*, 6, 367-384.

Fortea, J.; Rasilla, M. de la.; Santamaría, D.; Martínez, L.; Duarte, E. & Fernández de la Vega, J. (2010). El Paleolítico superior en Asturias en los albores del siglo XXI. En: *El Paleolítico superior peninsular. Novedades del siglo XXI* (X. Mangado, Coord.). Monografies del SERP, 8, Universitat de Barcelona, Barcelona, 271-289.

Rasilla. de la, M., Rosas, A., Cañaveras, J. C. & Lalueza-Fox, C, (eds.) (2011). *La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal*. Excavaciones Arqueológicas en Asturias, Monografías I, Consejería de Cultura y Turismo. Oviedo.

Rosas, A., Martínez Maza, C., Bastir, M., García-Tabernero, A., Lalueza-Fox, C., Huguet, R., Ortiz, J. E., Julià, R., Soler, V., Torres, T. de, Martínez, E., Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Cuezva, S., Lario, J., Santamaría, D., Rasilla, M. de la, & Fortea, J. (2006). Paleobiology and comparative morphology of a late Neandertal sample from El Sidrón (Asturias, Spain). *Proceedings National Academy Sciences*, 103, 51, 19266-19271.

Rosas, A., Estalrrich, A., García-Vargas, S., García-Tabernero, G., Bastir, M., Huguet, R., Peña-Melián, A. (2011). Los fósiles neandertales de la cueva de El Sidrón. En: *La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal* (M. de la Rasilla, A. Rosas, J. C. Cañaveras y Lalueza-Fox, C, eds.). Excavaciones Arqueológicas en Asturias, Monografías I, Consejería de Cultura y Turismo. Oviedo, 81-116.

Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J-C., Lario, J., Cuezva, S., Silva, P. G., Rasilla de la M. & Fortea, J. (2007). Caracterización del relleno sedimentario de la Galería del Osario (Cueva de El Sidrón, Asturias, España). En: *Contribuciones al Estudio del Período Cuaternario* (J. Lario y P. G. Silva, eds.). *XII Reunión Nacional de Cuaternario*, AEQUA, Ávila, 123-124.

Santamaría, D., Fortea, J., Rasilla, M. de la, Martínez, L., Martínez, E., Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Rosas, A., Estalrrich, A., García-Tabernero, A. & Lalueza-Fox, C. (2010). The technological and typological behaviour of a Neandertal group from El Sidrón Cave (Asturias, Spain). *Oxford Journal of Archaeology*, 29 (2), 119-148.

Santamaría, D., Rasilla, M. de la., Martínez, L. & Tarriño, A. (2011). Las herramientas y su interpretación cultural y económica. En: *La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal* (Rasilla. de la, M., Rosas, A., Cañaveras, J. C. & Lalueza-Fox, C,). Excavaciones Arqueológicas en Asturias, Monografías I, Consejería de Cultura y Turismo. Oviedo, 137-146.

Silva, P.G., Santos, G., Carrasco, P., Huerta, P. Ayarza, P., Álvarez Lobato, F., Fernández Macarro, B. & Standing, M. (2011). La geomorfología, topografía y prospección geofísica del complejo de El Sidrón. La búsqueda del lugar de procedencia de los restos fósiles. En: *La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal* (Rasilla. de la, M., Rosas, A., Cañaveras, J. C. & Lalueza-Fox, C, (eds.). Excavaciones Arqueológicas en Asturias, Monografías I, Consejería de Cultura y Turismo. Oviedo, 65-79.

ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN NO-INVASIVA DE LA MATERIA COLORANTE DEL ARTE PARIETAL DE LA CUEVA DE LA PEÑA DE CANDAMO (SAN ROMAN DE CANDAMO, ASTURIAS)

M. Olivares (1), K. Castro (1), X. Murelaga (2) A. Sarmiento (1), N. Etxebarria (1), D. Gárate (3) y M.S. Corchón (4).

(1) Dpto. Química Analítica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco. Barrio Sarriena s/n. 48080-Bilbao. maitane.olivares@ehu.es; kepa.castro@ehu.es; alfredo.sarmiento@ehu.es; nestor.etxebarria@ehu.es
(2) Dpto. Paleontología y Estratigrafía, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco. Barrio Sarriena s/n. 48080-Bilbao. xabier.murelaga@ehu.es
(3) REAP-Cartailhac-TRACES-UMR, Universidad de Toulouse.31058-Toulouse. diegogarate@harpea.org
(4) Dpto. Prehistoria, Universidad de Salamanca. c/ Cervantes s/n.37002-Salamanca. scorchon@usal.es

Abstract (Non-invasive analysis and characterisation of the pigments of the rock art in the la Peña Cave, San Román de Candamo, Asturias): *The present work shows a non-invasive analytical methodology for the characterization of pigments used for the elaboration of the cave-paintings. Both Raman spectroscopy and X-ray Fluorescence spectrometry techniques should be highlighted when non-destructive analyses of valuable historical and archaeological samples are required. By means of both techniques, calcite, hematite, goethite and carbon were detected as the main constituents of the paintings and engravings. In addition to the color identification, the possible origin of the used minerals and the conservation state of the paintings was also studied. This analytical methodology can be also used as a continuous preventive control in order to minimize their deterioration.*

Palabras clave: Arte Parietal, Espectroscopia Raman, Fluorescencia de Rayos X.
Key words*: Rock paintings, Raman Spectroscopy, X-ray Fluorescence.*

INTRODUCCIÓN

La investigación del arte parietal en abrigos rocosos y cuevas es uno de los objetivos principales en el marco de proyectos interdisciplinares enfocados a su caracterización y conservación. El estudio exhaustivo del arte parietal puede dar información relevante sobre la edad, la composición de los pigmentos empleados, la procedencia de los pigmentos utilizados, evidenciar deterioros en las obras o incluso establecer metodologías para la buena conservación tanto de las pinturas rupestres como del soporte (Prinsloo, 2007; Portillo et al., 2009).

El carácter único e irremplazable de cada una de estas obras, requiere de una metodología analítica que garantice la integridad de los materiales. En este sentido destaca la espectroscopia Raman, que permite la caracterización molecular de los materiales, mientras que la Fluorescencia de Rayos X proporciona la información de la composición elemental. El empleo de estas técnicas analíticas, en distintas áreas de investigación, está aumentando de modo exponencial en las últimas décadas, debido a que permiten realizar cuantos análisis se requieran sin dañar la muestra, ya sea pintura, resto arqueológico o paleontológico, o la propia cueva. Sin embargo, la inaccesibilidad de muchas cuevas prehistóricas ha sido, en ocasiones, un impedimento para el empleo “in situ” de este tipo de metodología. Actualmente, la disponibilidad de equipos ultraligeros ha facilitado el análisis “in situ” de este tipo de obras.

El objetivo de este trabajo se centró en la determinar la naturaleza y el origen de los pigmentos de las pinturas rupestres mediante la espectroscopia Raman y Fluorescencia de Rayos X. El interés arqueológico residía en el análisis de la composición de las diferentes coloraciones rojas, amarillas y negras presentes en distintas zonas de la cueva.

SITUACIÓN

La Cueva de la Peña, recientemente declarada Patrimonio de la Humanidad (julio 2008), se encuentra cerca de la cima del cerro de la Peña de Candamo (San Román de Candamo, Concejo de Candamo, Asturias). En el entorno de San Román de Candamo afloran fundamentalmente rocas paleozoicas, concretamente, de edades comprendidas entre el Silúrico y el Carbonífero. La Cueva de la Peña es una cavidad cárstica formada durante el Plioceno en unas calizas grisáceas de montaña formadas en el Carbonífero Superior (Namureniense) (Fig. 1).

La importancia de esta cueva reside concretamente en el arte parietal, de indudable cronología paleolítica, abarcando prácticamente todo el Paleolítico Superior (al menos desde el Gravetiense hasta el Magdaleniense).

METODOLOGÍA

La caracterización mineralógica del arte parietal de la cueva de la Peña de Candamo se realizó “in situ” y de modo no-invasivo mediante la espectroscopia Raman y fluorescencia de RX.

Los espectros Raman se adquirieron utilizando un equipo ultramóvil (BWTEK InnoRaman) equipado con un láser de diodos de 785 nm. La información molecular se completó con la caracterización elemental de las pinturas que se realizó con un equipo de fluorescencia de rayos X ultra-portátil (Oxford X-MET5100).

RESULTADOS

Los análisis “in situ” realizados directamente sobre las pinturas proporcionaron la información necesaria para la caracterización de los pigmentos utilizados para su elaboración.

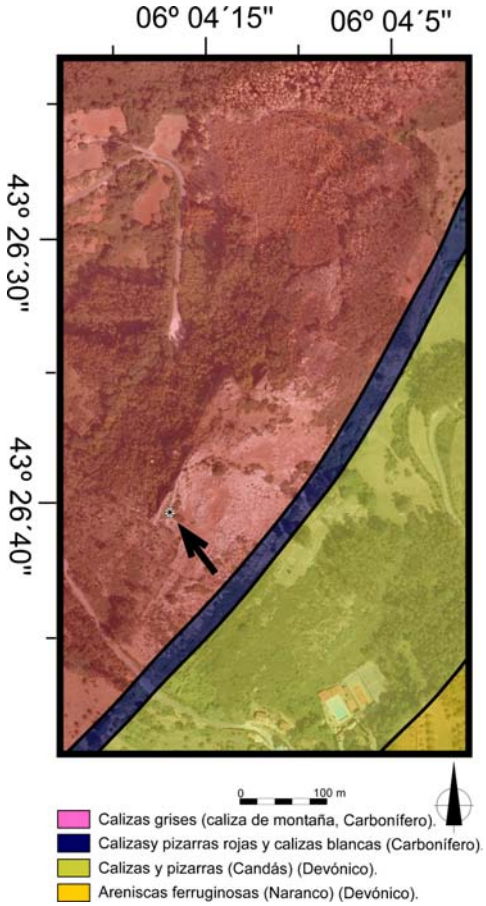


Fig. 1: Situación Geológica y Geográfica de la Cueva de la Peña de candamo.

En todos los casos se detectó calcita correspondiente al soporte natural de la cueva. Las coloraciones rojizas estaban compuestas fundamentalmente por mezclas diversas de óxidos de hierro (hematite y goethita). Las medidas realizadas mediante espectrometría Raman permitieron observar tanto goethita como hematite. En cuanto a las pigmentaciones negras, se detectó fundamentalmente carbón y mediante espectrometría Raman no se observó presencia de compuestos de óxido de manganeso. Sin embargo, el análisis mediante fluorescencia de RX, se detectó trazas de manganeso en algunas pinturas de color marrón (Fig. 2).

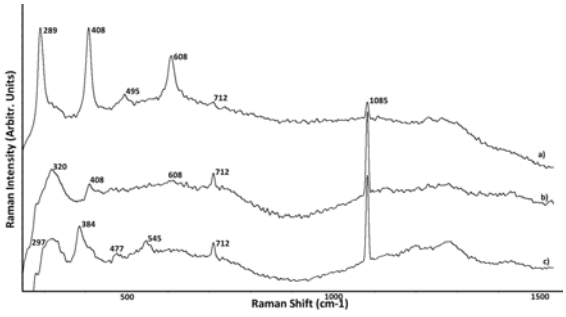


Fig. 2: Espectros Raman correspondientes a diferentes oxidos de hierro encontradas en representaciones del arte parietal. a) hematite, pigmento principal en los discos rojos, b) interfase de oxidos de hierro c) goetita. La presencia de trazas de calcita es habitual en gran parte de las medidas.

En la Fig. 3 se muestra una de las representaciones del arte parietal que fueron analizadas.



Fig. 3: Caballo situado en el talud de la Cueva Peña Candamo.

INTERPRETACIÓN

La presencia de carbonato cálcico sobre una parte importante de las pinturas es una muestra de la relativa estabilidad de los lienzos, que no son otros que la propia roca soporte de la cavidad. Actualmente, es muy visible la descalcificación que están sufriendo algunas de las paredes de la cueva en la zona de la entrada, por lo que es necesario comprobar que esta descalcificación no esté afectando también a los sectores decorados de la cueva, deteriorando de manera irreversible la conservación de las pinturas. Estos estudios pueden llevarse a cabo también “in situ” mediante espectroscopia Raman (Martínez-Arkarazo et. al, 2007). Es común, además, encontrar el denominado “mal-verde”, atribuido a la presencia de cianobacterias, próximas a determinadas pinturas. La presencia de estas bacterias puede ser tan dañina como la descalcificación, es por ello, que se requiere realizar un control periódico para minimizar los posibles daños sobre el arte parietal (Portillo y González, 2009).

En cuanto a la paleta de pigmentos utilizada por los prehistóricos cabe mencionar fundamentalmente la presencia de óxidos de hierro aunque se detectan algunas que han sido elaboradas en base carbón. El hallazgo de un depósito natural de hematite a escasa distancia de la cueva, indujo a pensar que el mineral utilizado para las pinturas fuera de esa mina. Sin embargo, el análisis elemental comparativo de ambas muestras no indicaba ese origen, sino la propia arcilla rica en óxidos de hierro localizada en distintas zonas de la cueva.

CONCLUSIONES

El presente trabajo es un claro ejemplo de la utilidad de la espectroscopia Raman y fluorescencia de rayos X para la caracterización no-invasiva de muestras de gran valor arqueológico, cultural e histórico. La ventaja fundamental de estas técnicas queda reflejada en su fácil manejo y la posibilidad de realizar análisis in situ, incluso en zonas de una cueva de difícil acceso.

De este modo, además de identificar los pigmentos utilizados por el hombre prehistórico, se puede determinar el posible origen de dichos pigmentos. La posibilidad de realizar sucesivas medidas sin toma de muestra, permite además de garantizar el resultado evitando el margen de error que supone reducirlo a única muestra, realizar controles periódicos de prevención con el objetivo de minimizar su deterioro.

Agradecimientos:
Los autores quieren agradecer el apoyo recibido por la Consejería de Cultura y Turismo de Asturias y al Centro de Interpretación de la Cueva de San Román de Candamo. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto "Aplicaciones de Nuevas Tecnologías al estudio del Arte Paleolítitico y su contexto social en el Valle de Nalón (Asturias, España) 20000-13000 BP" (HAR2010-17916) financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias bibliográficas

Martinez-Arkarazo, I., Angulo, M., Zuloaga, O., Usobiaga, A. & Madariaga, J.M. (2007). Spectroscopic characterisation of moonmilk deposits in Pozalagua tourist Cave (Karrantza, Basque Country, North of Spain). *Spectrochimica Acta A*, 68A (4), 1058-1064.

Portillo, M.C. & Gonzalez, J.M. (2009). Sulfate-reducing bacteria are common members of bacterial communities in Altamira Cave (Spain). *The Science of the Total Environment*, 407 (3), 1114-1122.

Portillo, M.C., Saiz-Jimenez, C. & González, J.M. (2009). Molecular characterization of total and metabolically active bacterial communities of "white colonizations" in Altamira Cave, Spain. *Res Microbiol* 160, 41-47.

Prinsloo, L.C. (2007). Rock hyraces: A cause of San rock art deterioration?. *Journal of Raman Spectroscopy*, 38 (5), 496-503.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE YACIMIENTOS PALEOLÍTICOS EN ASTURIAS: INFLUENCIA DE LA GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

P. Turrero (1), M.J. Domínguez Cuesta. (1) y M. Jiménez Sánchez (1,2).

(1) Dpto de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo, España. pturrero@geol.uniovi.es, mjdominguez@geol.uniovi.es, mjimenez@geol.uniovi.es.
(2) Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera. C/ Solé i Sabarís s/n 08028 Barcelona

Abstract (Palaeolithic archaeological sites in Asturias: an overview): *A comprehensive survey of every reported Palaeolithic archaeological site in Asturias allows to assess several preconceived ideas with a modern methodology, focused on a GIS management of the data. The maximum altitude at which a site is present doubles that previously thought (from 700 metres above sea level to 1436 m.a.s.l.), and can be easily related to quaternary glacial evolution. Altitude and slope preferences are also related to the geomorphological history of the region, especially to the presence of emerged marine terraces (called "rasas") and fluvial terraces. Palaeolithic archaeological sites in Asturias were heretofore divided in three groups, but a new grouping in two categories (*Nalón-Narcea*, following the largest river basin in the region; and* coastal*, following the "rasas" and some shorter rivers near the Cantabrian shore) is suggested here.*

Palabras clave: Paleolítico, Asturias, geomorfología; SIG.
Key words*: Palaeolithic, Asturias, geomorphology, GIS.*

INTRODUCCIÓN

Las investigaciones arqueológicas desarrolladas en Asturias desde los primeros años del siglo XX hasta la actualidad han permitido documentar más de 600 yacimientos paleolíticos. Hasta el momento, los trabajos realizados (ver por ejemplo p. ej.: Adán Álvarez, 1997; González Sainz, 1989) han permitido formular algunas ideas generales sobre la distribución espacial de estos yacimientos, que se pueden sintetizar en tres puntos:

1) La altitud máxima a la que aparecen los yacimientos paleolíticos en Asturias es de 700 metros sobre el nivel del mar actual (m.s.n.m.) (Fig.1).

2) Los yacimientos se localizan preferentemente en laderas orientadas hacia el Sur.

3) Los yacimientos pueden ser clasificados de acuerdo con su distribución espacial en tres grupos que corresponden respectivamente a tres cuencas fluviales (p. ej., Nalón, Sella y Bedón en Adán Álvarez, 1997; Nalón, Sella y comarca de la Llera en González Sainz, 1989).

Aunque ya se han realizado recientemente trabajos cuantitativos de carácter local, como es el caso del valle del Trubia (Fernández Fernández, 2010), la evaluación global de la distribución espacial del conjunto de los yacimientos paleolíticos en Asturias mediante técnicas modernas cuantitativas ha comenzado a abordarse muy recientemente (Turrero, 2009). El presente trabajo tiene como objetivo evaluar el papel de la configuración del relieve y de la evolución geomorfológica de Asturias como factor condicionante de la distribución espacial de los yacimientos paleolíticos. De este modo, se podrá contrastar el grado de ajuste de los resultados obtenidos con las ideas preexistentes sobre la localización de los yacimientos paleolíticos en Asturias y evaluar el papel de la Geomorfología como factor condicionante de su distribución espacial.

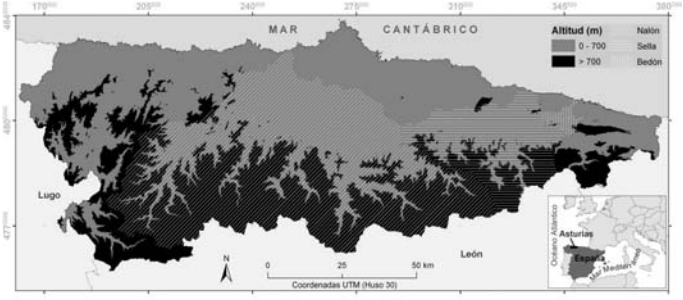


Fig. 1. Localización de las áreas con altitudes superiores a 700 m y de las cuencas del Nalón, Sella y Bedón.

SITUACIÓN

La provincia de Asturias, situada al Norte de España (Fig. 1), es una región de alto contraste topográfico, con un rango de altitudes que varía entre 0 m.s.n.m. en la costa y cerca de 2700 m.s.n.m. en algunas elevaciones montañosas, en apenas 20 km en la parte oriental de la región o en poco más de 60 kilómetros en la occidental.

Desde el punto de vista geológico, el sustrato está compuesto por rocas predominantemente sedimentarias, que se agrupan en una serie paleozoica formada por rocas intensamente plegadas y fracturadas, recubiertas discordantemente por una cobertera mesozoico-terciaria, que aflora principalmente en el centro-norte de la región. Destaca la gran variedad litológica del sustrato, con una variada composición litológica y una distribución desigual, que se traduce en la presencia de rocas carbonatadas principalmente en la parte oriental de la región.

La evolución geomorfológica de la zona durante el Cuaternario ha estado condicionada fundamentalmente por la actuación de procesos glaciares, fluviales, kársticos y litorales sobre un relieve montañoso cuyo origen está vinculado a la tectónica alpina (Alonso et al., 1996). Sobre este relieve se instaló una red fluvial bien desarrollada en cuyas cabeceras destaca el desarrollo de circos y valles glaciares a altitudes por encima de 1100 m (Jiménez-Sánchez y Farias, 2002). En las proximidades del ámbito costero puede reseñarse la presencia de distintos niveles de terrazas marinas (Álvarez-Marrón et al., 2008), algunas de las cuales están vinculadas a litologías carbonatadas en las

que se desarrollan cavidades kársticas (Jiménez-Sánchez et al., 2006).

METODOLOGÍA

La información básica sobre los yacimientos se obtuvo de las Cartas Arqueológicas, inventarios encargados por la Administración asturiana en los que se recoge información referente a todos los yacimientos arqueológicos de cada municipio. Se realizó una toma de datos sistemática, elaborando una base de datos con 34 campos de tipo numérico y 22 campos de tipo texto a partir de fichas diseñadas al efecto (Fig. 2). El conjunto de las fichas conformaron una base de datos sistemática en formato digital.

Yacimiento: Cueva de La Ancenia/Cueva Ubaldo
Taoces (Las Regueras)
Posición: X: 745775 (5º 58' 03'') Y: 4808445 (43º 23' 10'') Z: 110

Litología: Caliza de Montaña
Formaciones superficiales/suelos: Terra rossa
Distancia a río/mar: 25 m (río Nora)

Cronología (Paleolítico): Magdaleniense
(Excavada o en superficie/limpieza) Excavación
Ocupaciones posteriores: Guerra Civil (refugio)

Presencia de
peces: (tipos)
concheros: (X) anfibios:
faunas frías: de montaña: de bosque: X
especialización: (tipos)

Estacionalidad:

Presencia de arte:
(conservación) Explotada turísticamente:

Estado de conservación: Regular
Excavado: X (¿por quién?) Vega del Sella
Corte estratigráfico: Nivel/es de los restos de interés:
Datado:
Dataciones calibradas: Fechas:

Imágenes:
Bibliografía: Carta Arqueológica de Las Regueras (1995)
Otros:

La información sobre la posición de algunos de los yacimientos fue contrastada utilizando ortofotografías y mediante la toma de datos GPS *in situ*.

Los datos fueron digitalizados para su tratamiento con un Sistema de Información Geográfica (SIG). Además, para cada yacimiento se extrajeron datos a partir de cartografías digitales de toda Asturias: el Modelo Digital de Elevaciones, MDE (raster con paso de malla 5 m), una capa de litología, una capa de roquedos y otra de ríos (coberturas vectoriales elaboradas a escala 1: 25000). A partir del MDE se derivaron otros modelos digitales como el de Pendientes y el de Orientaciones.

El tratamiento de la información mediante SIG ha permitido evaluar la distribución espacial de los yacimientos en relación con las características litológicas, topográficas y geomorfológicas del terreno.

La recogida de esta información permite, además de su tratamiento, cuyos resultados se exponen más adelante, realizar una serie de cuantificaciones estadísticamente sencillas pero muy descriptivas. Una lista completa de los documentos consultados y una descripción más exhaustiva del método se pueden encontrar en Turrero (2009).

RESULTADOS

Los yacimientos inventariados se agrupan, de acuerdo con su tipología, en dos grandes clases: yacimientos en cuevas y abrigos, que constituyen un total de 273, y yacimientos al aire libre (en total, 350). En la Fig. 3 se representa su ubicación respecto a la distribución de altitudes de la zona y a las cuencas fluviales de los ríos Nalón, Sella y Bedón. En la Tabla 1 se recogen los valores medios de las diferentes variables obtenidos para todos los yacimientos. Estos están agrupados según los tecnocomplejos a los que corresponden, en las siguientes clases:

-Paleolítico Inferior: incluye los yacimientos clasificados como Paleolítico Inferior indeterminado y los yacimientos achelenses.

-Paleolítico Inferior/Medio: aquellos yacimientos en que la industria lítica no permitía una precisión cronológica más allá de "anterior al Paleolítico Superior".

-Paleolítico Medio: agrupa los yacimientos asignados a Paleolítico Medio indeterminado y al Musteriense.

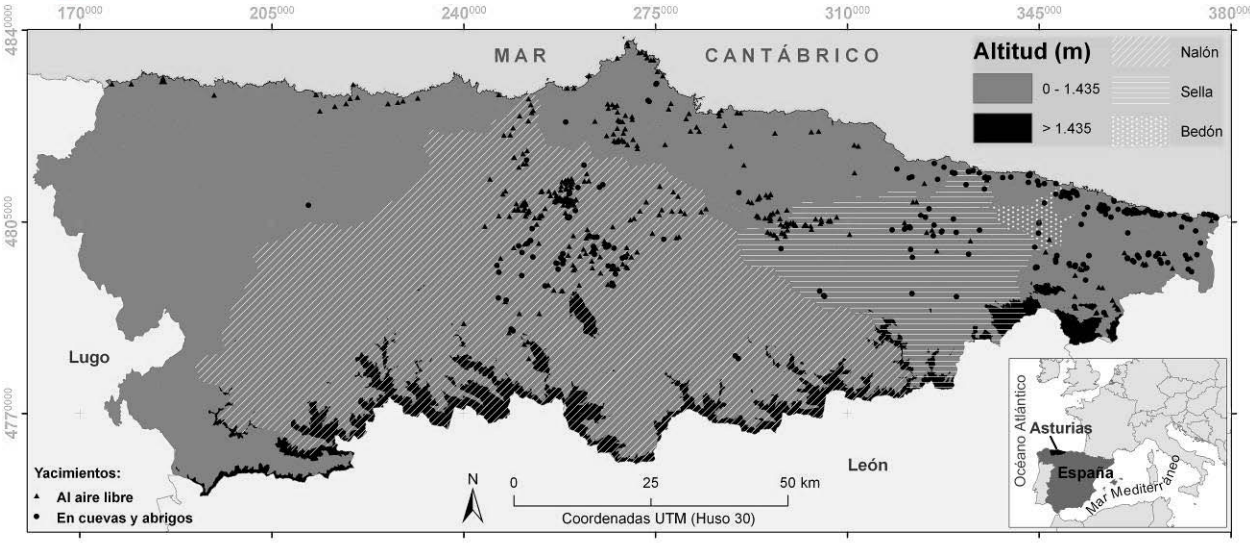


Fig. 3. Localización de los yacimientos paleolíticos en relación a las áreas con altitudes superiores a 1435 m y a las cuencas del Nalón, Sella y Bedón.

-Paleolítico Medio/Superior: únicamente en dos yacimientos la lítica no permitió diferenciar entre estos periodos.
-Paleolítico Superior: agrupa los yacimeintos clasificados como Paleolítico Superior indeterminado o inicial, Auriñaciense, Solutrense y Magdaleniense.
-Epipaleolítico: incluye los yacimientos epipaleolíticos sin mayor distinción, así como los yacimientos azilienses y asturienses.
En lo que respecta a la distribución espacial de los yacimientos, el tratamiento de la información muestra los siguientes resultados:
1. La altitud máxima para los yacimientos en cuevas y abrigos es de cerca de 1100 m.s.n.m., mientras que en los yacimientos al aire libre es de 1436 m.s.n.m. (Fig. 3). La comparación entre las figuras 1 y 3 permite comprobar el cambio en espacio ocupado que supone este aumento en la altitud máxima de los yacimientos.
2. Más del 30% de los yacimientos se sitúan en laderas orientadas hacia el Sur. Los yacimientos se sitúan preferentemente a bajas altitudes (el 73% se encuentran a 200 m.s.n.m. o menos) y sobre pendientes suaves (el 63% se sitúan en pendientes con una inclinación de 20 grados o menos).
3. La cartografía de todos los yacimientos (Fig. 3) permite comprobar que su distribución no se restringe estrictamente las cuencas fluviales, y que la presencia de las rasas costeras, zonas topográficamente poco accidentadas que actuarían como corredores naturales, condiciona también su localización (ver Fig. 3). Una distribución según tres cuencas no parece explicar bien la disposición de los yacimientos.

DISCUSIÓN

A priori, el desarrollo del karst constituye un factor geomorfológico a considerar. De este modo, la presencia de fenómenos kársticos condiciona tanto la tipología de los yacimientos como su distribución espacial. Así, los 273 yacimientos documentados hasta el momento en relación con cuevas y abrigos se restringen exclusivamente a rocas carbonatadas, susceptibles de experimentar fenómenos de karstificación, mientras que los restantes yacimientos conocidos, correspondientes a asentamientos al aire libre (350), aparecen sobre sustratos de diferente naturaleza litológica, no estando vinculados por tanto al desarrollo de fenómenos kársticos. Esto explica la concentración predominante de los yacimientos de cuevas y abrigos en la zona oriental de la región, que es donde se encuentran preferentemente los sustratos de litología carbonatada.
Por otra parte, el límite de altitud en la distribución de los yacimientos paleolíticos en Asturias se puede relacionar claramente con la distribución espacial del glaciarismo en la región. Así, hace 38-40 ka BP (coincidente de manera aproximada con el Auriñaciense), los glaciares se situaban a 900-1100 m.s.n.m., y hace 21 ka BP (aprox. Magdaleniense), a más de 1450 m.s.n.m. (Jiménez Sánchez & Farias, 2002; Moreno et al., 2010). Por tanto, el desarrollo

	Altitud	**Orientación**	**Pendiente**	**n**	
	(m.s.n.m.)	(grados N)	(grados)	Aire libre	Cuevas y abrigos
Todos los yacimientos	210,26	166	16,95	350	273
Al aire libre	235,93	119	10,95		
En cuevas y abrigos	177,82	195	24,53		
Paleolítico Inferior	143,96	325	9,3		
Paleolítico Inferior indeterminado	139,54	305	9,16	43	1
Achelense	176,31	77	10,35	6	0
Paleolítico Inferior/Medio	278,39	3	13,7	35	0
Paleolítico Medio	211,33	319	15,34		
Paleolítico Medio indeterminado	227,71	295	14,13	16	5
Musteriense	168,33	348	18,54	4	4
Paleolítico Medio/Superior	126,65	67	9,11	2	0
Paleolítico Superior	198,06	191	26,01		
Paleolítico Superior indeterminado	235,6	203	24,61	14	25
Paleolítico Superior inicial	153,56	256	33,42	0	5
Auriñaciense	144,31	336	26,6	0	3
Solutrense	201,23	198	32,05	0	35
Magdaleniense	173,12	187	27,9	1	56
Epipaleolítico	88,2	189	17,46		
Epipaleolítico indeterminado	503,82	332	29,55	2	7
Aziliense	130,12	194	26,07	0	11
Asturiense	56,88	188	16,37	10	113

Tabla 1: Medias de las variables consideradas en este trabajo.

de glaciares y las condiciones climáticas vinculadas a ellos podría explicar la ausencia de yacimientos de cronologías similares por encima de los 1100 m.s.n.m.

Finalmente, la ocupación preferente de rasas y terrazas fluviales puede ser explicada porque este tipo de formas del relieve actuarían como corredores naturales, facilitando el paso tanto de humanos como de sus recursos, especialmente la caza. Asimismo, esta ocupación de rasas y terrazas puede explicar las distribuciones de altitudes y pendientes observadas en los yacimientos.

Los resultados obtenidos sugieren que los yacimientos paleolíticos asturianos pueden ser divididos en dos grupos, definidos más por el tipo de corredor natural que los une que simplemente por cuencas hidrográficas:

-Grupo Nalón-Narcea: corresponde a los yacimientos situados en la cuenca hidrográfica de estos ríos, el 33,71% de los yacimientos documentados.

-Grupo oriental: formado por los yacimientos situados sobre las rasas al Sur y Este del Cabo Peñas y cerca de los ríos litorales de desarrollo corto (como el Sella o el Bedón, ver Fig. 3), comprende el 63,4% de los yacimientos paleolíticos documentados en Asturias.

Podría separarse un tercer grupo, formado por 18 yacimientos (2,89%) situados sobre las rasas occidentales (ver Fig. 3).

Esta división debería ser corroborada por estudios a escala regional sobre el arte y la industria de estos yacimientos para registrar posibles similitudes.

CONCLUSIONES

El tratamiento cuantitativo mediante SIG de las variables que caracterizan los 623 yacimientos paleolíticos descritos en Asturias ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

La historia geomorfológica de Asturias ha condicionado la distribución de los yacimientos paleolíticos en la región, limitando las altitudes habitables (glaciarismo) y proporcionando corredores naturales de paso y ocupación preferentes (rasas y terrazas fluviales).

Hay 24 yacimientos (un 4%) situados por encima de los 700 metros, altitud que era considerada como límite superior en los trabajos bibliográficos previos.

La ubicación preferente de los yacimientos en las cuencas hidrográficas de los ríos Nalón-Narcea, Sella y Bedón, señalada en esos mismos trabajos, tampoco se ajusta a la realidad, ya que los yacimientos se agrupan en dos grupos amplios, uno de los cuales engloba varias cuencas fluviales diferentes.

Agradecimientos: P. Turrero es beneficiario de una beca predoctoral Severo Ochoa, código BP08-077. Se agradecen a la Consejería de Cultura las facilidades para consultar la documentación. M. Jiménez ha realizado parte de su contribución dentro del Grupo de Geología Sedimentaria y Georriesgos del ITCJA, durante un permiso sabático otorgado por la Universidad de Oviedo.

Referencias bibliográficas

Adán Álvarez, G.E. (1997). *De la caza al útil*, Servicio central de publicaciones del Principado de Asturias, Oviedo (España), 383 pp.

Alonso, J. L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. & Barba, P. (1996). Tertiary basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (Friend, P. F. & Dabrío, C., eds). Cambridge University Press, Cambridge (Inglaterra), 214-227.

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

Fernández Fernández, J. (2010). *Una aportación desde la arqueología del paisaje al conocimiento del primer poblamiento humano del Valle del Trubia. Estudio geoarqueológico y análisis SIG del territorio.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, Oviedo (España), 214 pp.

González Sainz, C. (1989). *El Magdaleniense Superior-Final de la región cantábrica*, Ediciones Tantín, Santander (España), 318 pp.

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

Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J.L., Stoll, H. & Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie, NF*, Suppl-Vol. 147, 129-141.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. & Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *J. Quaternary Sci.*, 25 (7), 1076-1091.

Turrero, P. (2009). *Geología y distribución espacial de yacimientos paleolíticos en Asturias: análisis de variables mediante SIG*. Tesis de Máster, Universidad de Oviedo, Oviedo (España), 55 pp.

GEOMORFOLOGÍA Y GEOARQUEOLOGÍA EN EL LITORAL DE TERRALBA (GOLFO DE ORISTANO, CERDEÑA). DATOS PRELIMINARES

P. Carmona (1), J.M. Ruiz (1) y C. Nicosia (2)

(1) Dpto. Geografía, Universitat de València, Avda. Blasco Ibáñez 28, 46010 Valencia, España. Pilar.Carmona@uv.es; Jose.M.Ruiz-Perez@uv.es
(2) Geoarchaeology and Soil Micromorphology Consultant. Via Cilento 10, 36100 Vicenza, Italy. Cristianonicosia@yahoo.it

Abstract (Geomorphology and Geoarchaeology on the littoral of Terralba (Oristano Gulf, Sardinia). Preliminary data): *We present preliminary data from research conducted on geomorphological processes and Late Holocene environmental change in the coastal area of Terralba. Filling deltaic processes in brackish coastal lagoons, caused major changes in the configuration of the coastline that had significant impact on the historic harbours. From a palaeohidrological perspective, an episode of freshwater palaeolagoons is detected (Punic period, 6th century BC) that could be related to global Holocene climate events.*

Palabras clave**:** *Geoarqueología, geomorfología litoral, cambio ambiental holoceno, Mediterráneo.*
Key words*: Geoarchaeology, littoral geomorphology, Holocene environmental change, Mediterranean.*

INTRODUCCIÓN

La investigación de los procesos y cambios ambientales holocenos en las costas mediterráneas, se ha visto ampliamente reforzada en los últimos años con los datos que aporta la Geoarqueología. Gran variedad de ambientes litorales albergan yacimientos arqueológicos resultado de la expansión de antiguas culturas comerciales fenicio-púnicas (siglo VIII a.C.) que continuaron activas hasta época romana y medieval (Fig. 1). Muchos de estos asentamientos estaban ubicados inicialmente en la orilla del mar o en torno a lagunas litorales y hoy en día están totalmente desconectados de la costa. La evidencia arqueológica muestra que, en tiempos históricos, todavía existían muchos ambientes de laguna costera y que su relleno y progradación deltaica se llevó a cabo principalmente a lo largo de las edades Media y Moderna. El estudio de los registros geoarqueológicos aporta gran cantidad de datos sobre procesos geomorfológicos y de cambio ambiental, tal y como lo demuestran las investigaciones publicadas en reuniones internacionales (De Maria y Turchetti, 2004) y extensos trabajos de síntesis sobre la paleogeografía de puertos antiguos mediterráneos (Marriner y Morhange, 2007).

Hay que resaltar también que muchos estudios geoarqueológicos de los ambientes mediterráneos han planteado de forma reiterada la responsabilidad de la acción antrópica en los procesos de aluvionamiento acelerado (Butzer, 2005). De acuerdo con este enfoque, y aunque no es fácil diferenciar entre las causas antrópicas y climáticas, algunos autores señalan que la progradación de los deltas y la colmatación de lagunas en las costas mediterráneas está estrechamente relacionada con la presión antrópica en las cuencas fluviales (Grove y Rackham, 2001). No obstante, esta cuestión está siendo matizada recientemente. En registros fluviales del Holoceno se han detectado fases morfogenéticas relacionadas con eventos climáticos globales y estos cambios pudieron reforzar los efectos de la presión antrópica en las cuencas (Gutiérrez y Peña, 1998; Peña et al., 2000; Sancho et al., 2008, Constante et al., 2011; Carmona y Ruiz, 2011).

En esta comunicación presentamos un avance de la investigación realizada en el litoral de Terralba (golfo de Oristano, SW de Cerdeña, Italia) en torno a los rasgos geomorfológicos y el cambio ambiental holocenos. El litoral de Terralba albergó un extenso poblamiento de la Edad Bronce (Nurágico) y fue colonizado por la cultura púnica en torno al siglo VI a. C. (van Dommelen, 2003; van Dommelen y Gómez Bellard, 2008). Los procesos ambientales asociados a esta colonización son el objeto de estudio de un proyecto interdisciplinar conjunto entre la University of Glasgow y la Universitat de Valencia (*www.sardinia.arts.gla.ac.uk*).

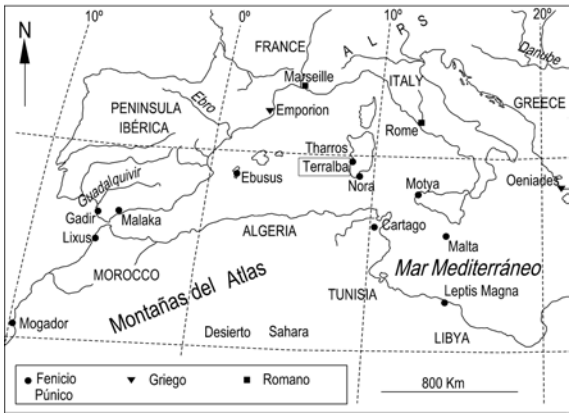


Fig.1: Yacimientos arqueológicos costeros del Mediterráneo occidental asociados a colonizaciones de época antigua (modificado de Carmona y Ruiz, 2009).

ENTORNO GEOLÓGICO

El área de Terralba se ubica en el golfo de Oristano, en el extremo noroccidental del graben de Campidano, un amplio corredor de origen tectónico conformado durante el Oligoceno-Mioceno y afectado por episodios de vulcanismo durante el Plioceno (Fig. 2). En este graben, a lo largo del Cuaternario, se acumularon gran cantidad de sedimentos asociados a las regresiones y

transgresiones marinas pleistocenas. Estos sedimentos conforman el sustrato del área de estudio. La cronoestratigrafía de estos depósitos ha sido bien analizada en los afloramientos costeros y las series corresponden a sucesiones de arenas y gravas finas de ambiente marino somero, arenas dunares y depósitos continentales de abanico y llanura fluvial.

Desde la perspectiva morfogenética en la actual llanura litoral confluyen diversos ambientes: abanicos y llanuras fluviales, lagunas litorales, mantos arenosos extensivos, dunas y las flechas meridionales del delta del río Tirso.

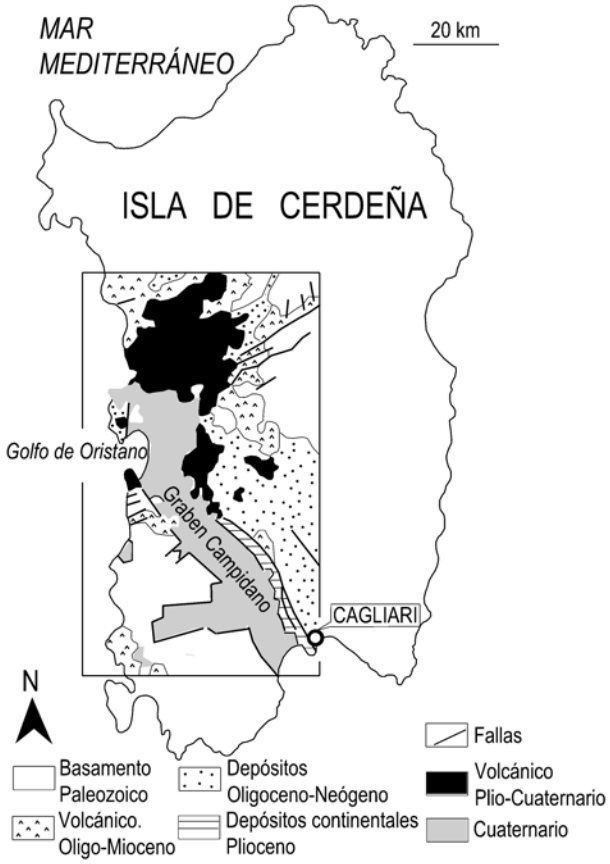


Fig. 2: Unidades geológicas del área de estudio en la isla de Cerdeña (modificado de Casula et al., 2001).

METODOLOGÍA

Se utilizan métodos y técnicas geomorfológicas tales como: análisis de mapas topográficos, modelo digital de elevaciones, mapas geológicos, cartografía histórica, fotointerpretación y trabajo de campo y sedimentológicas tales como: estudio de registros geoarqueológicos de excavaciones, cortes naturales, sondeos manuales, análisis de muestras en laboratorio y dataciones de ^{14}C.

RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

Desde la perspectiva geomorfológica el área de estudio es una llanura aluvial recubierta parcialmente por delgadas y extensas capas de arena, acumulaciones dunares y multitud de ambientes lagunares. Esta llanura se extiende hacia el interior del graben de Campidano donde se corresponde con un extenso nivel de abanicos y llanuras aluviales de los ríos Sitxerri, Mannu y Mògoro en su salida hacia la costa (Fig. 3).

Los ríos desembocan en lagunas costeras parcialmente colmatadas formando deltas interiores; el río Mògoro en la laguna colmatada (artificialmente) de Sassu y los ríos Mannu y Sitxerri en la laguna de San Giovanni. Estos dos ámbitos lagunares son los más extensos e importantes del área de estudio. No obstante hacia la costa y en general en todo el golfo de Oristano destaca la presencia de múltiples espacios acuáticos costeros menores denominados localmente "*pauli*". De acuerdo con los datos disponibles hasta la fecha se distinguen varios tipos de paulis o lagunas.

En primer lugar lagunas salobres costeras asociadas a la progradación del delta del Río Tirso; detrás de cada flecha del río (el mayor de la isla) se disponen lagunas alargadas y paralelas a la costa. En un principio estas lagunas están conectadas con el mar ("*peschiera*") y progresivamente quedan aisladas de la influencia marina hasta que se colmatan. Son muy frecuentes en una amplia banda litoral de formación reciente. Uno de las flechas del río Tirso conforma el cierre de la gran laguna interior de Sassu.

En segundo lugar se detectan lagunas en espacios interdunares; la disposición de las dunas en series de cordones elevados topográficamente y con una extensión de decenas de metros conforma espacios deprimidos en los que aflora el nivel freático de manera estacional. Estas lagunas son (eran) muy frecuentes en la franja costera, aunque en la actualidad están totalmente arrasadas por la *Bonifiche* sarda llevada a cabo en época de Mussolini.

Finalmente existe otro tipo de lagunas en posición más continental; en muchas de ellas se constata la presencia de un substrato impermeable de arcillas montmorilloníticas. Este último tipo es el habitual en el entorno de Terralba y es el ámbito en el que aparecen los yacimientos arqueológicos del proyecto en estudio. Algunas presentan cierto microrrelieve (la base no es plana) y conforman ámbitos muy poco deprimidos desde la perspectiva topográfica. Hoy en día están cultivadas y la presencia de agua estacional en ellas se justifica por la escasa permeabilidad de las arcillas subyacentes (nivel pleistoceno de llanura de inundación) y la alta permeabilidad de las arenas que las rodean. Desde la perspectiva hidrogeológica son muy complejas ya que podrían estar conectadas con los acuíferos locales (hoy en día sobreexplotados). Algunas de ellas como la de Ussa (la mayor próxima a Terralba) presenta un fondo plano.

Por lo que respecta a las dunas, hay que resaltar que la *Bonifiche* de Mussolini realizada en el litoral y el cultivo (desde antiguo) del área de Terralba imposibilita un estudio morfológico. No obstante la cartografía histórica permite caracterizar la existencia de dos direcciones predominantes. Una habría sido orientada por vientos NW-SE que recorrerían la fosa del Campidano, ligados genéticamente al paso de borrascas invernales. Otras alineaciones se disponen paralelas al litoral y estarían asociadas a vientos costeros. Desde la perspectiva cronológica y de acuerdo con su evolución edáfica corresponden a diversos periodos del Pleistoceno y Holoceno.

LOS CAMBIOS AMBIENTALES. REGISTROS SEDIMENTARIOS

Durante los trabajos de campo se han reconocido cortes naturales, realizado sondeos manuales y

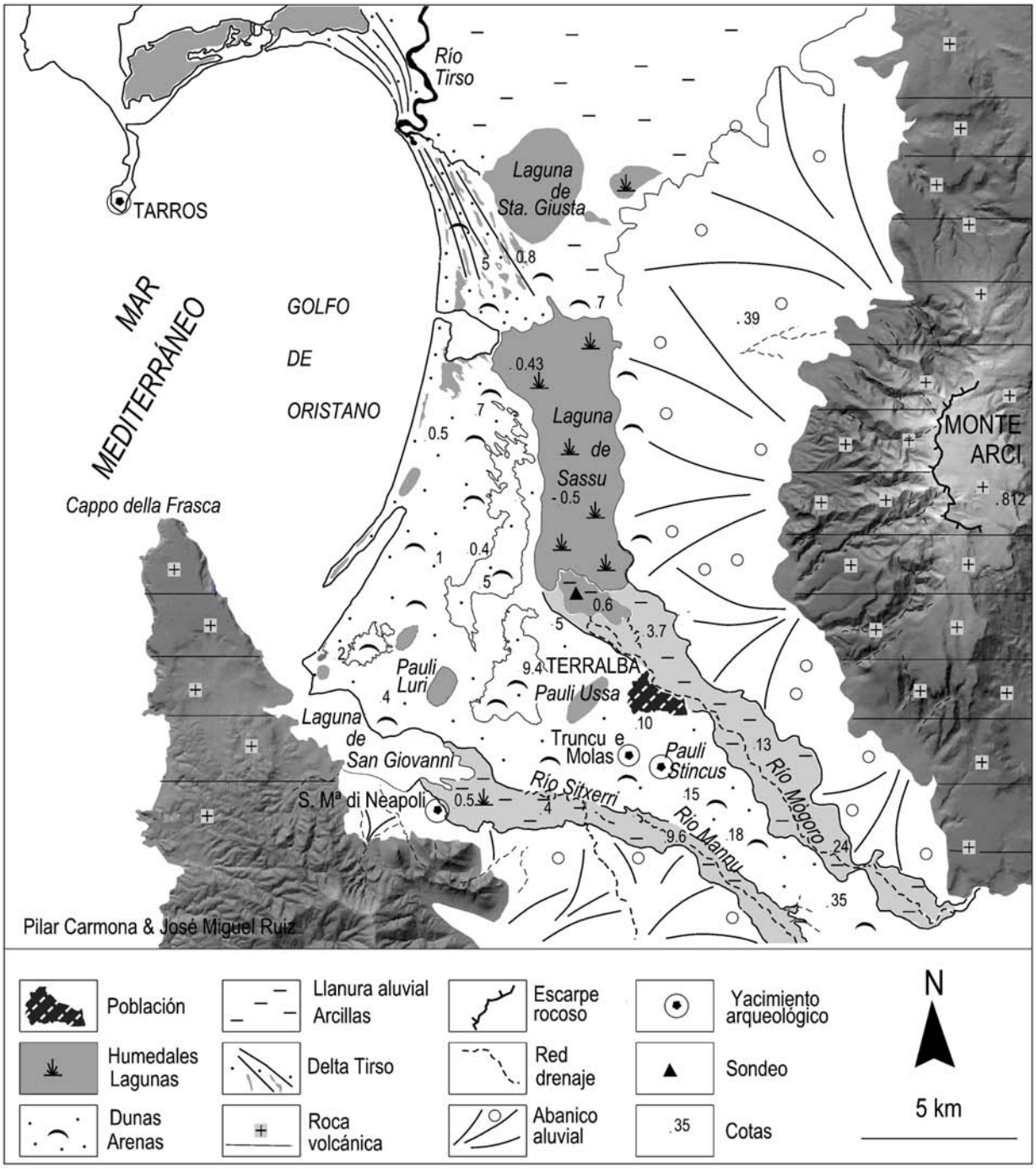


Fig. 3: Esquema geomorfológico del entorno de Terralba en el Golfo de Oristano (costa SW de Cerdeña).

analizado registros geoarqueológicos de dos excavaciones (Truncu e Molas y Pauli Stincus). Los sondeos manuales se realizaron en los deltas interiores de los ríos Mògoro, Mannu y Sitxerri. Sólo uno de estos sondeos (el efectuado en el río Mògoro), mostró una secuencia evolutiva de interés: de delta interior en superficie a laguna salobre en profundidad. Estos niveles están en fase de estudio y datación cronológica. Por otro lado se analizaron cortes artificiales cercanos a los ambientes del Pauli Ussa, una de los humedales de mayor extensión del área de Terralba. En estos cortes se observa que el sustrato terrígeno de dicha Pauli es de origen continental (arcillas de color verde oliva muy compactas, con rasgos de reducción oxidación e impregnaciones de óxidos de manganeso). A techo presentan un horizonte húmico (con cerámicas de época púnica) en el que abundan gasterópodos de agua dulce y restos carbonizados de herbáceas.

CONCLUSIONES PRELIMINARES

De manera preliminar concluimos que el paulatino relleno de las grandes lagunas litorales salobres con sedimentación aportada por deltas interiores, provocó cambios importantes en la configuración morfológica del litoral. Este proceso tuvo amplias repercusiones en los establecimientos portuarios como por ejemplo Santa Mª de Neápoli. Por otro lado y desde la perspectiva paleohidrológica se detecta una fase de formación de paleolagunas de agua dulce en época púnica que podría estar relacionada con eventos climáticos globales holocenos.

Agradecimientos: La financiación corresponde a un Proyecto de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación de España: HAR2009-11116, titulado: Cerdeña e Ibiza: dos modelos de ocupación rural en época púnica y el Instituto del Patrimonio Cultural Español (IPCE) del Ministerio de Cultura (Programa de Excavaciones Arqueológicas en el Exterior) ambas bajo la dirección del Dr. Carlos Gómez Bellard (Universitat de Valencia).
El proyecto cuenta también con una subvención de la National Geographic Society for Research and Exploration (USA) y otra de la British Academy, ambas bajo la dirección del Dr. Peter Van Dommelen (University of Glasgow).

Referencias bibliográficas

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

Carmona, P. & Ruiz, J.M. (2009). Geomorphological evolution of the River Loukkos estuary around the Phoenician city of Lixus on the Atlantic littoral of Morocco. *Geoarchaeology*, 24, 6, 821-845.

Carmona, P. &. Ruiz, J.M. (2011). Historical morphogenesis of the Turia river coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena (in press)*.

Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M. & Sarria, E. (2001). The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 863-888.

Constante, A., Peña, J.L., Muñoz, A. & Picazo, J. (2011). Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the late Holocene in the central Ebro Valley Northeast Spain. The Holocene, 21, 2, 275-286.

De Maria, L. & Turchetti, R. (Eds.) (2004). *Evolución paleoambiental de los puertos y fondeaderos antiguos en el Mediterráneo occidental*. Rubbettino Editore, Soveria Mannelii, 293 p.

Grove, A.T. & Rackham, O. (2001). *The nature of Mediterranean Europe an Ecological History*. Yale University Press, London 384 p.

Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1998). Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23, 205-217.

Marriner, N. & Morhange, C. (2007). Geoscience of ancient Mediterranean harbours. *Earth-Science Reviews*, 80, 137-194.

Peña, J.L., Echeverría, M.T., Chueca, J., & Julián, A. (2000). Processus géomorphologiques d'accumulation et incisión pendant l'Antiquité Classique et ses rapport avec l'activité humaine et les changements climatiques holocènes dans la vallée de la Huerva (Bassin de l'Ebre, Espagne). En*: Geoarchaeology of the Landscapes Classical Antiquity* (F. Vermeulen, M. de Dapper, eds.). Peeters Leuven, 151-159.

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

Van Dommelen, P. (2003). Insediamento rurale ed organizzazione agraria nella Sardegna centro-occidentale. En: *Ecohistoria del paisaje agrario. La agricultura fenicio-púnica en el Mediterráneo*, (C. Gómez Bellard, ed*.).* Valencia, PUV, 129-149.

Van Dommelen, P. & Gómez Bellard, C. (2008). *Rural Landscapes of the Punic World,* Monographs in Mediterranean Archaeology, 11, Londres, Equinox.

ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO DEL ENTORNO DEL TEATRO ROMANO DE ITÁLICA (SANTIPONCE, SEVILLA, ESPAÑA). APROXIMACIÓN A LA SECUENCIA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA VEGA DEL GUADALQUIVIR DURANTE EL HOLOCENO SUPERIOR

F. Borja (1), C. Borja (2), A. Jiménez (3), F. Díaz del Olmo (2) y J.M. Recio (4)

(1) Dpto. Historia II. Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas, s/n. 21007-Huelva. fborja@uhu.es
(2) Dpto. de Geografía Física y A.G.R. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla, s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es; delolmo@us.es
(3) Conjunto Arqueológico de Itálica. Consejería de Cultura. Junta de Andalucía. alv.jim@gmail.com.
(4) Dpto. de Botánica, Ecología y Fisiología Vegetal. Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales, s/n. 14071-Córdoba bv1reesj@uco.es

Abstract (Geoarchaeological study of the Roman Theatre of Itálica (Santiponce, Sevilla, Spain). An introduction to the sedimentary record of the western alluvial plain of the Guadalquivir River during the Late Holocene): *An introduction to the sedimentary recent record of the western alluvial plain of the Guadalquivir River): We analyzed the sedimentary filling of the estern floodplain of the Guadalquivir River from four boreholes, drilling down deep -8 m absolutes. The study area is located around the theater of the ancient Roman city of Itálica (Santiponce). We analyzed the sediments and the archaeological record, and provide three 14C dates. A cross section shows the existence of an ancient river terrace (-2 / 0 m) covered by laminated clay sediments (29.831 to 29.241 cal B.C.). The sequence amounts to alluvial deposits (+1 / +3 m) dated on middle-late Holocene (2.883 to 2.590 cal B.C. and 374 to 119 cal B.C.), including pottery of Roman Republican times (II century B.C.) at the top. Finally (+3 / +5 m), a new sandy alluvial deposit belonging to I century acts as a support for Imperial Roman urban remains (I-II century).*

Palabras clave: llanura aluvial del Guadalquivir, Andalucía, Itálica, Holoceno superior.
Key words*: Guadalquivir floodplain, Andalusia, Itálica, late Holocene.*

INTRODUCCIÓN

Desde 2006 la Dirección del Conjunto Arqueológico de Itálica (Consejería de Cultura, Junta de Andalucía) viene promoviendo una serie de estudios específicos en relación con esta famosa ciudad Romana de la Bética, cuna de los emperadores Trajano y Adriano. Entre estas investigaciones se encuentra el denominado "Estudio geomorfológico y reconstrucción paleogeográfica del yacimiento de Itálica en Santiponce (Sevilla)", el cual proporciona la información de base y los primeros resultados aportados en la presente comunicación. Durante el desarrollo del mencionado proyecto se ha llevado a cabo un total de 17 sondeos obtenidos por rotación, merced a los cuales se están analizando casi 100 m de muestra continua procedente en su mayor parte del ámbito de la llanura aluvial del Guadalquivir (entorno del Teatro Romano de Itálica). La presente contribución supone un avance de los resultados obtenidos a partir del análisis de tres de dichos sondeos (SVU-6, SVU-7 y SVU-17) (Fig. 1), a los que se han sumado los datos procedentes de la revisión de una zanja de obra pública (PV1). Las tres perforaciones geotécnicas se emplazan extramuros de la ciudad romana, en su flanco oriental. El sondeo SVU-17, en concreto, se localiza en el Pórtico del

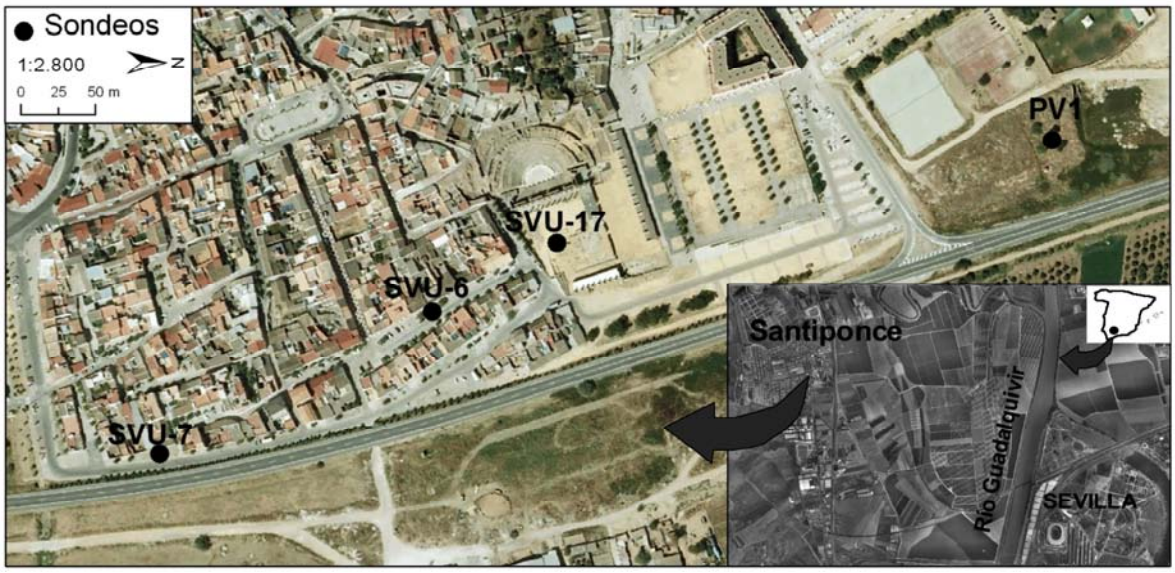


Fig. 1: Localización del área de estudio en el flanco occidental de la llanura aluvial del Guadalquivir, con indicación del emplazamiento de los sondeos rotatorios (SVU-6; SVU-7 y SVU-17) y de la zanja del colector de aguas urbanas (PV-1) utilizados en la presente contribución, en relación al casco urbano de la localidad de Santiponce).

Teatro, mientras que el perfil correspondiente al pozo PV1, el situado más al norte, ocupa el área de la Necrópolis romana ubicada en el ámbito conocido localmente como La Vegueta.

RESULTADOS PRELIMINARES

Desde el punto de vista metodológico, por ahora se ha practicado un análisis sedimentológico básico de seis muestras procedentes del sondeo SVU-7, en cuya base, entre -0,6 y +1,1 m se han practicado tres dataciones por radiocarbono (Laboratorio CNA, Isla de la Cartuja, Sevilla). De igual modo se han estudiado tipológica y cronológicamente los restos arqueológicos aparecidos en los sondeos y en la zanja de La Vegueta.

Con esta información y una vez niveladas las bocas de los sondeos se ha levantado la secuencia crono-sedimentaria perteneciente al sector de contacto entre la ciudad romana de Itálica y la Vega del Guadalquivir (Fig. 2). Dicha secuencia arranca con un material detrítico grueso carbonatado (1) el cual, interpretado como perteneciente a una antigua terraza fluvial, se ve sobremontado por un potente banco de arcillas fluviales grises ricas en M.O., que muestra una marcada estructura laminada (2). El tránsito entre ambos materiales en el sondeo SVU-7 ha arrojado una datación de 29.831 a 29.241 cal a.C.

Tras una nítida discontinuidad, situada en torno a 0 / +1 m, la secuencia da paso a un depósito (3) con arcillas, limos y arenas a partes iguales, de color pardo y manchas ocres (Fe, Mn), el cual incluye restos cerámicos de edad Republicana (s. II a.C.) a techo. Las dataciones hechas sobre algunos restos de carbón incorporados en la base de este sedimento han aportado fechas de 2.883 a 2.590 cal a.C. y de 374 a 119 cal a.C. (SVU-7). El cambio de Era coincide con la incorporación de un nuevo cuerpo aluvial areno-limoso de tonos pardos, cuyo techo se ubica a cotas entre los +4 y +5 m (4), donde se detecta un repunte de elementos carbonatados (SVU-7) y se recogen restos cerámicos que llegan hasta el s. I d.C. (SVU-17). Coincidiendo con este momento se lleva a cabo la construcción y las principales reformas del Teatro Romano (Augusto-Tiberio), fijándose una topografía de referencia ocupacional entre los +5 y +6 m, la cual se mantendrá durante la Época Imperial (ss. I-II d.C.). Esta etapa histórica aporta la primera formación superficial de origen exclusivamente antrópico a la secuencia de este sector de la llanura aluvial (5), la cual puede apreciarse en toda la transversal, presentando dos facies diferentes: una de carácter exclusivamente ocupacional (SVU-6 y SVU-7), y otra que, aún siendo profusa en restos constructivos, incorpora una abundante matriz aluvial.

Un episodio de similares características al que acabamos de describir para el entorno de Itálica ha sido documentado, asimismo, en el área de *Hispalis* (Borja et al., 2008), siendo también allí sus materiales los que reciben la primera ocupación romana sobre la vega sevillana. Tal hecho coincide con una etapa de estabilidad fluvial, la cual corre paralela con un pequeño encajamiento de la red fluvial (bajada del nivel de base del Atlántico), así como con un afianzamiento de la xericidad ambiental.

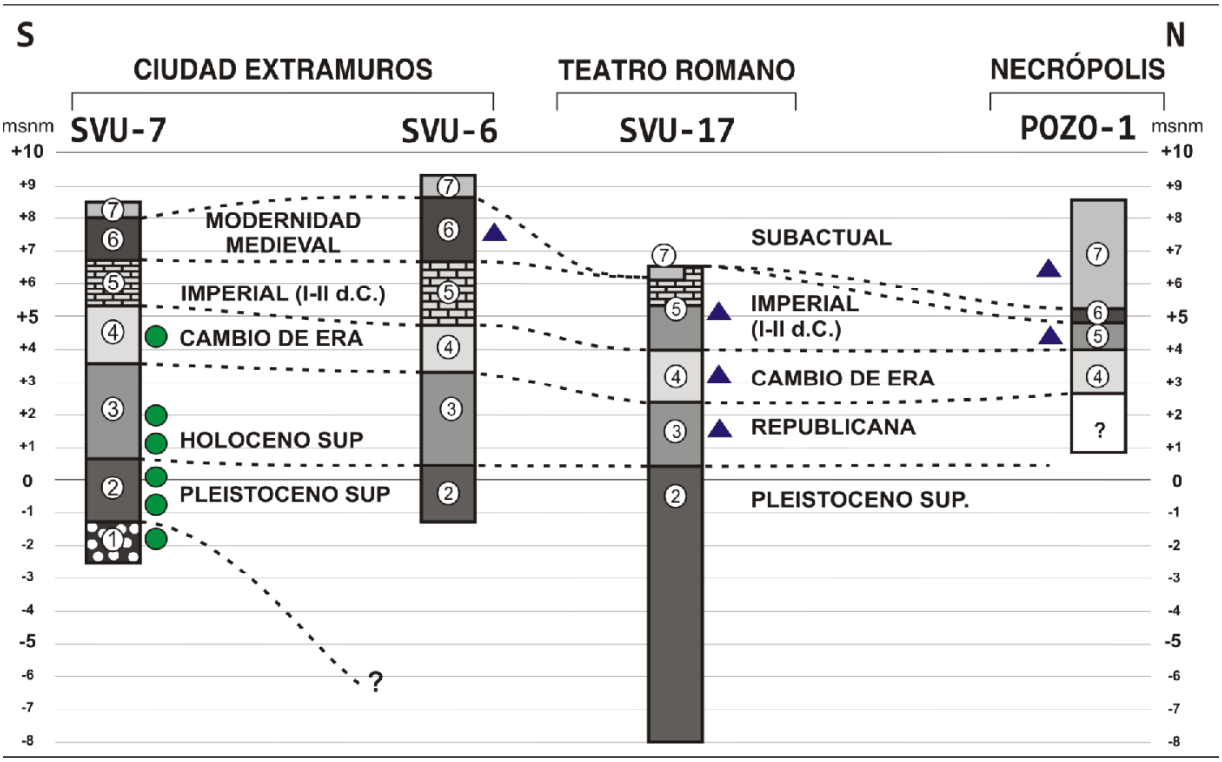


Fig. 2: Sección transversal N-S del flanco oriental de la ciudad Romana de Itálica. Se adosan círculos a los puntos de los sondeos donde se han realizado muestro para la caracterización físico-químico de los materiales obtenidos en los sondeos, y triángulos a los que han aportado restos cerámicos con filiación cronológica.

Finalmente, el cierre de la secuencia muestra soluciones morfo-sedimentarias diversas según la localización de los sondeos. En el sector urbano, al sur de la ciudad (SVU-6 y SVU-7), predominan los acúmulos heterogéneos pertenecientes al periodo Medieval y a la entrada de la Edad Moderna (6); mientras que al norte, en la zona de la Necrópolis de la Vegueta (PV-1), al tratarse de un ámbito nunca ocupado desde el punto de vista urbano, el principal elemento del relleno es de carácter antrópico y cronología subactual (7).

La particular evolución del sector del Teatro Romano, excavado en varias ocasiones durante el pasado siglo, hace que, en este punto de la transversal (SVU-17), la secuencia estratigráfica quede actualmente truncada a ras de los elementos de base del edificio (cimientos, solerías, etc.), en torno a los +6,5 m.

Agradecimientos: Contratos de investigación Universidad de Huellva-Conjunto Arqueológico de Itálica. OAPN 036/2008. CGL08-04000BTE. IGBP 588.

Referencias bibliográficas

Borja, F.; Hunt, M.A.; Ubera, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J.; Goy, J.L.; Barral, M.A.; Llergo, y Borja, C. (2008). Estudio geoarqueológico de la Vega de Sevilla. Reconstrucción paleogeográfica del sector interno del estuario del Guadalquivir durante el Holoceno. En: *Actas VII Congreso. Ibérico de Arqueometría*, Ed. Quadro. Madrid (España), 87-96.

DISCORDANCIAS DE CORRELACIÓN PALEOCLIMÁTICA DE DIFERENTES *PROXYS* EN TORNO AL ÚLTIMO CICLO GLACIAL EN LA PENÍNSULA IBÉRICA: PROPUESTA DE TRABAJO

P. de la Peña Alonso (1), F. Colino Polo (2), J. Úbeda Palenque (1)

(1) Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Complutense de Madrid. palomap@ghis.ucm.es; joseubeda@ghis.ucm.es
(2) Investigador independiente cuaternarista. colino_polo@yahoo.es

Abstract (Some problems correlating paleoclimate proxies around last glacial cycle in the Iberian Peninsula: implications for prehistoric archaeology): *Diverse cases of discordance of paleoclimatic correlation in the Iberian Peninsula around the last glacial cycle are presented; which, according to curve SPECMAP began around 71±5 ka BP and includes stages MIS2, MIS3 and MIS4.In order to carry out this work different cases of correlation of paleoclimatic sources are analyzed, as marine proxys or continental series, in particular: the temperatures of the surface of the sea, limnetic sequences and the most recent data of peninsular glaciarism. The objective is to highlight the discordance between diverse paleoclimatic sources. It is going to be proposed, for each example analized, if the discordances are related either to methodological problems or to real paleoclimatic changes or variations.*

Palabras clave: *último ciclo glacial, paleoclimatología, proxy, Península Ibérica.*
Key words*: last glacial cycle, paleoclimatology, proxy, Iberian Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

Desde que hacia el primer tercio del siglo XIX se acuñó el concepto de Cuaternario los trabajos dedicados a elaborar reconstrucciones paleoclimáticas han sido relativamente frecuentes. No en vano, uno de los rasgos que ayudó a definir este periodo fue precisamente el clima (Miskovsky y Rangin, 2002) y la explicación de muchos fenómenos del Cuaternario -p.e. las extinciones (Lister y Stuart, 2008)- se ha basado frecuentemente en las condiciones paleoambientales, situando los paleoclimas en un lugar preferente dentro de las cuestiones que preocupan a los cuaternaristas. Sin embargo, llama la atención que la discusión de un tema tan complejo como el paleoclima se base en la aceptación de modelizaciones de la realidad que muchas veces parecen excesivamente simplificadas. Tanto los primeros y simples esquemas glaciares clásicos -como el definido en los alpes por Penk y Brückner a principios del S. XX- hasta las rítmicas e intrincadas curvas climáticas de los diferentes sondeos actuales han mostrado un mundo prácticamente bipolar.

A pesar de la variedad de diferentes tipos de registros que están actualmente disponibles para comprender el clima del Cuaternario, las reconstrucciones suelen basarse casi exclusivamente en temperatura y humedad. Además, la interpretación de la evolución de esas variables climáticas muchas veces se limita a la definición de fases frías o cálidas, fases húmedas o áridas y estadios glaciales o interestadios interglaciales. Por otro lado, la discusión fundamental de la paleoclimatología, sobre todo en el Cuaternario, suele referirse fundamentalmente al cambio climático, como puede comprobarse en Bradley (1999).

Somos conscientes de que, dado que el objeto de estudio es tan complejo, no es tarea fácil aportar explicaciones que describan la realidad con suficiente resolución. Es preciso aclarar que la intención de los autores no es menospreciar el gran esfuerzo, la rigurosidad y los evidentes avances alcanzados en el campo de la paleoclimatología.

Sin embargo, pensamos que debemos promover una reflexión sobre el tipo de explicaciones paleoclimáticas que estamos construyendo. En nuestra opinión existen una serie de problemas que han conducido a elaborar explicaciones demasiado generales y simplificadas o, por el contrario, detalladas, que no suelen aprovecharse. Además son contadas las investigaciones con un enfoque de síntesis, que pretendan emplear conjuntamente diversas fuentes paleoclimáticas.

Mediante el análisis de diferentes casos en los que se han realizando correlaciones sobre el Último Ciclo Glacial, en este trabajo se pretende llamar la atención sobre los problemas metodológicos que plantea la correlación de diferentes *proxys* paleoclimáticos. Nuestro interés surge en el ámbito de la Arqueología prehistórica, disciplina que desde un principio incluyó la paleoclimatología como una de sus principales bases de conocimiento.

Antes de comenzar conviene señalar algunos de los problemas que habitualmente se deducen de la naturaleza de los datos.

En primer lugar, problemas en relación a la abundancia del registro. A pesar de que cada vez aquel va siendo más completo, las lagunas espacio temporales en todos los tipos de registros (palinológicos, de temperatura, sedimentológicos, faunísticos, cronológicos, etc.) son patentes.

En segundo lugar, otros problemas tienen que ver con la escala, resolución y concreción de los registros. Debido a su naturaleza, el registro estratigráfico suele presentar problemas que en ocasiones son difíciles de superar: series condensadas, series dilatadas, procesos de re-deposición, hiatos y lagunas, rangos de representación, (temporales y espaciales), etc. Esos

problemas son particularmente preocupantes cuando las descripciones y correlaciones se conciben para horquillas que sólo comprenden algunos miles de años.

En tercer lugar, otros imponderables se relacionan con una concepción incompleta del clima, un sistema de enorme complejidad en el que participan una elevada cantidad de variables. Frecuentemente las reconstrucciones paleoclimáticas se elaboran empleando un reducido conjunto de parámetros, fundamentalmente temperatura, precipitación y aridez, que se deducen indirectamente de otras fuentes, como registros sedimentológicos, palinológicos y faunísticos, entre otros. Además, debido a su carácter estratigráfico, esos registros pueden resultar afectados por los problemas que se han señalado con anterioridad. Lo cierto es que en la mayoría de los casos solo podemos tener una idea más o menos aproximada de las características de los paleoclimas.

A pesar de todo consideramos que una utilización conjunta de todas las fuentes de información disponibles pueden proporcionar a los investigadores potentes instrumentos de análisis. El clima es uno de los factores que determinan en mayor medida la geodinámica externa del planeta y sus variaciones a lo largo del tiempo han sido decisivas en la evolución geomorfológica de su superficie.

Por último, también deben mencionarse los problemas vinculados con las variaciones del clima a escala regional. A pesar del impacto que la dinámica de la atmósfera puede tener a nivel mundial, las condiciones ambientales a escala regional pueden presentar diferencias mucho más acusadas.

La Península Ibérica es un buen ejemplo de esa realidad. Donde debajo de la división clásica entre una región atlántico-húmeda y otra mediterránea subyace un mosaico de climas y situaciones cambiantes (Carrión et al., 2010; Delmas et al., e.p.).

Durante las últimas décadas se han realizado numerosas investigaciones que han analizado los isótopos de oxígeno en la estratigrafía de testigos de sedimentos marinos procedentes de diferentes partes de la Tierra, conformando un instrumento fundamental para comprender la naturaleza de los climas del pasado. Los resultados de esos trabajos se han empleado para elaborar reconstrucciones de la paleotemperatura de la superficie del mar (*Sea Surface Temperature*: SST), estimar el volumen global del hielo presente en los continentes y las variaciones a escala local de la salinidad de los océanos (Wright, 2000). Esas fuentes de información también constituyen la herramienta fundamental para realizar caracterizaciones paleoclimáticas en los estudios de Prehistoria.

Por otro lado, la abundancia de registros continentales como secuencias limnéticas, secuencias fósiles procedentes de cuevas y abrigos, cronologías glaciales y datos faunísticos, pueden resultar igualmente útiles para realizar estudios paleoclimáticos.

LA PALEOCLIMATOLOGÍA COMO INSTRUMENTO DE INVESTIGACIÓN PARA LA ARQUEOLOGÍA PREHISTÓRICA

Desde la segunda mitad hasta los años 90’ del pasado siglo XX, la principal herramienta utilizada por la Arqueología prehistórica para establecer correlaciones entre secuencias estratigráficas fue la caracterización sedimentológica, faunística y palinológica de niveles estratigráficos, identificados con diferentes estadios e interestadios dentro del Cuaternario reciente. Esta metodología fue una de las principales aportaciones del programa de investigación del que fue pionero F. Bordes, y fue ampliamente empleada para analizar contextos asociados al Paleolítico Medio y el Paleolítico Superior en el SO francés y el área cantábrico-pirenaica. Como muestra véase el resumen de Bordes (1972, 1973).

Por su parte, Arlette Leroi-Gourhan se basó en estudios polínicos para definir hasta 10 fases atemperadas de corta duración, comprendidas en el periodo entre 35 y 10 ka BP. Durante una época de la investigación los datos sugerían que los estudios sedimentológicos se adaptaban razonablemente bien a ese esquema paleoambiental del Cuaternario. Su aplicación permitió correlacionar contextos sedimentarios en cuevas y abrigos con independencia de los datos basados en el radiocarbono. Es decir, al mismo tiempo que los depósitos con restos arqueológicos se caracterizaban desde un punto de vista paleoambiental, se les otorgaba una cronología relativa.

Posteriormente, el esquema paleoclimático generado por dichos estudios fue criticado a través de diferentes artículos por diversos problemas: metodológicos, cronológicos, sedimentológicos, paleobotánicos y tafonómicos (Turner y Hannon, 1988), de los que se han hecho eco, más tarde, trabajos específicos para la Península Ibérica (Sánchez Goñi, 1991, 1996; Ramil-Rego y Gómez Orellana, 2002). Esta situación ha generado el abandono de aquel esquema de la segunda mitad del siglo XX, al menos desde el área de estudio de la paleobotánica (Ramil-Rego y López Orellana, 2002).

En la actualidad las dataciones basadas en el radiocarbono constituyen el principal instrumento para establecer correlaciones entre secuencias arqueológicas del último tercio del Pleistoceno Superior. La aplicación de métodos más depurados ha proporcionado resultados más precisos, reforzando esa tendencia.

Algunos ejemplos de la aplicación de nuevas técnicas que incrementan la precisión de las estimaciones son la generalización de las dataciones AMS, la calibración de las fechas utilizando curvas generadas con datos procedentes de distintos lugares con representatividad global (Weninger et al., 2008) o la reciente técnica de la ultrafiltración (Higham et al., 2006), que envejece las dataciones radiocarbónicas.

Desde el principio de la disciplina de la Prehistoria los modelos paleoclimáticos se han empleado para

generar marcos de comprensión y explicación (Colino, 2008). Su aplicación en este campo tiene una doble utilidad: por un lado, permite asociar los yacimientos a un contexto paleoambiental, así como elaborar modelos ecológicos del pasado; y por otra parte, su refinamiento constituye una forma independiente de datación cronológica.

El último de esos aspectos ha determinado los estudios de la Prehistoria desde la segunda mitad del siglo XX. Aunque en la actualidad apenas se aplica en las discusiones sobre ese periodo, sin duda constituye uno de los campos más fértiles para el futuro desarrollo de la disciplina.

EL CASO DEL ÚLTIMO CICLO GLACIAL

La curva SPECMAP sugiere que el Último Ciclo Glacial comenzó hacia 71±5 cal ^{14}C ka BP y comprende los estadios MIS4, MIS3 y MIS2. Ese *proxy* permite identificar el Último Máximo Glacial global o Last Glacial Maximum (LGM) en 18±5 cal ^{14}C ka BP, momento en que la curva isotópica estandarizada alcanza su máxima depresión de los últimos 500 ka.

Sin embargo, detrás de ese valor medio global subyace una realidad regional mucho más heterogénea, que ha puesto de manifiesto la amplia recopilación realizada por Clark et al. (2009). En efecto, las dataciones obtenidas por ^{14}C y cosmonucleidos de ^{10}Be, ^{3}He indican que en el hemisferio Norte los inlandsis continentales y algunos glaciares de montaña alcanzaron su máxima expansión entre 33 y 29 cal ^{14}C ka BP (Clark et al., 2009), en tanto que el nivel mínimo medio global del mar sucedió hacia 26 ka, según han indicado tres modelos independientes (Lambeck & Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000; Clark et al., 2009). Ese hecho se ha atribuido a que en ese momento todos los inlandsis regionales habrían alcanzado su máxima progresión (Clark et al., 2009). Sin embargo datos procedentes de la Cordillera de los Andes Centrales demuestran que en algunos lugares el Último Máximo Glacial Regional puedo retrasarse hasta ~12 ka en las regiones de alta montaña del Oeste de Bolivia y el sur de Perú (Úbeda, 2010; Zech et al., 2007), notablemente más áridas como consecuencia de la influencia de la corriente marina de Humboldt.

Las fechas disponibles indican que el enfriamiento del planeta se produjo diferencialmente, dependiendo de las características geográficas de cada región, de modo que la expansión glacial pudo consistir en un largo proceso con notables diferencias a escala local.

Desde un punto de vista paleoclimático el LGM se caracteriza por una sucesión de episodios denominados ciclos Dansgaard-Oeschger (D/O). La sucesión cíclica de dichos ciclos demuestra que ocurrieron oscilaciones climáticas en intervalos de tiempo tan cortos que no pueden atribuirse a los cambios de la insolación causados por las variaciones de los parámetros orbitales.

Los ciclos D/O fueron identificados por primera vez cuando se examinaron los sondeos de hielo GRIP y GISP 2, procedentes de Groenlandia, y se detectaron fuertes variaciones en la proporción de isótopos de oxígeno ^{18}O y ^{16}O (Bond et al., 1992; Dansgaard et al., 1993). Esos cambios fueron interpretados como variaciones intensas de la temperatura del aire a escala milenaria. Cada ciclo D/O incluye una etapa muy fría, denominada estadial, y otra etapa sensiblemente más cálida, conocida como interestadial.

Además de en el hielo del inlandsis de Groenlandia, las oscilaciones han quedado registradas en los sedimentos del Atlántico Norte, sugiriendo que la atmósfera y el océano se han comportado como un sistema único al menos durante los últimos 80 ka.

Otros trabajos habían demostrado que algunos ciclos D/O podían agruparse en etapas de enfriamiento progresivo, denominadas Ciclos Bond, que culminaron en descargas masivas de icebergs del inlandsis Laurentino en el Atlántico Norte, que habían sido identificadas por Heinrich (1988) en un trabajo anterior.

La identificación de esos eventos (Eventos Heinrich-HE) fue posible gracias al reconocimiento de sedimentos en el fondo oceánico que contenían granos de cuarzo transparente y un alto porcentaje de *Neogloboquadrina pachyderma,* una especie criófila de foraminífero marino.

Las evidencias disponibles sugieren que los ciclos D/O se repitieron con una periodicidad de entre 5 y 1 ka. Los eventos Heinrich tuvieron lugar hace aproximadamente 60, 45, 38, 30, 22 y 17,5 ka, presentando una buena correspondencia con los estadiales de los ciclos D/O. No obstante otros autores han señalado que las fases estadiales de los ciclos D/O fueron de menor intensidad que los eventos Heinrich, y que los sedimentos que en ocasiones se han empleado para definir esos episodios no siempre tienen porcentajes suficientemente significativos de *Neogloboquadrina pachyderma* (Reguera, 2001, 2004).

Trabajos realizados por diferentes investigadores indican que los episodios climáticos a los que se ha hecho referencia tuvieron un fuerte impacto en la Península Ibérica. La rápida tele-conexión entre el Mediterráneo y el Atlántico Norte se identificó originalmente en el registro de datos de temperatura de la superficie del mar de Alborán - Sondeo MD95-2043) (Cacho et al., 2001; Moreno et al., 2007) y se ha confirmado recientemente en una síntesis a escala europea (Fletcher et al, 2010). La SST de Sondeo MD95-2043 muestra oscilaciones rápidas de calentamientos y enfriamientos muy similares a los ciclos D/O, observándose un fuerte paralelismo con el sondeo en el casquete de hielo de Groenlandia GISP 2. Dentro de los eventos más fríos (HE), las aguas superficiales descendieron unos 4°C y se alcanzaron temperaturas mínimas de 9°C, con un reflejo en la expansión de las poblaciones del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina pachyderma*.

El Último Ciclo Glacial en la Península Ibérica es un caso de estudio idóneo para abordar la comparación de diferentes *proxys* paleoclimáticos y tratar problemas metodológicos, debido a la abundancia y variedad de los registros disponibles, tanto marinos como continentales. Como se ha señalado, en la

Península Ibérica pueden reconocerse diferentes contextos climáticos. Ese hecho podría considerarse un problema, si se intentasen correlacionar realidades ambientales diferentes. Sin embargo, precisamente por esa razón también puede constituir un marco adecuado para contribuir a la elaboración de correlaciones más reales y enriquecidas, y más representativas de un caso de estudio tan complejo como es la investigación del clima.

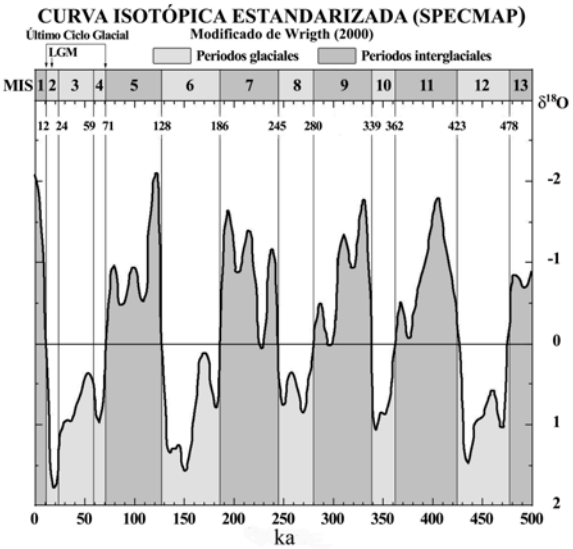


Fig. 1. Curva isotópica estandarizada (SPECMAP) en la que se muestran los ciclos glaciales e interglaciales de los últimos 500 ka años, mediante la representación de la variación de la relación isotópica $\delta^{18}O$. Fuente: Úbeda (2010), modificando una versión anterior de Wrigth (2000).

HIPÓTESIS Y OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

Los *proxys* de las SST alrededor de la Península Ibérica han demostrado que los picos más fríos durante la última glaciación acaecieron con los denominados eventos Heinrich, superando al periodo en el que aconteció el mínimo eustático o LGM.

Nuestra investigación se enfrenta con el reto de comprobar esas hipótesis, contrastando los datos marinos con *proxys* de procedencia continental. Consideramos que en el futuro la investigación del Cuaternario debería contemplar la evaluación de correlaciones entre las SST, registros limnéticos y cronologías glaciales.

Sin duda, el refinamiento de esas fuentes será esencial para la discusión, para elaborar contextualizaciones ambientales y para disponer de ellas como herramientas cronológicas, puesto que en definitiva se trata de series estratigráficas.

En este trabajo se presentan diferentes casos de discordancia paleoclimática en torno al Último Ciclo Glacial, con los siguientes objetivos:

1. Analizar a fondo dicho período.

2. Resaltar los problemas metodológicos que afectan al conocimiento de esa fase del Cuaternario.

3. Ensayar la utilidad de los proxys paleoclimáticos para la Arqueología prehistórica, como herramienta de contextualización ambiental e instrumento de datación indirecta.

METODOLOGIA

Para alcanzar los objetivos propuestos se compararán *proxys* marinos y continentales, que se correlacionarán empleando criterios cronológicos.

En cada caso analizado se discutirá si las discordancias obedecen a problemas relacionados con las técnicas de análisis (p.e. los métodos de datación) o realmente pueden vincularse con variaciones de los paleoclimas.

Las tareas previstas se abordarán en diferentes escalas, desde grandes series representativas de una escala global hasta otras representativas de regiones de menor tamaño, con un nivel más específico o de detalle.

En primer lugar se hará referencia a la información a escala planetaria, utilizando los sondeos procedentes del inslandsis de Groenlandia (GISP 2), en el Hemisferio Norte. A continuación se discutirán los sondeos marinos localizados en sitios situados en torno a la Península Ibérica. Finalmente se analizarán las series continentales, con especial atención a las secuencias limnéticas, cronologías glaciales y secuencias fósiles arqueológicas.

PERSPECTIVA DE TRABAJO Y CONCLUSIONES

El Último Ciclo Glacial en la Península Ibérica representa un caso de estudio ideal para comparar *proxys* paleoclimáticos marinos y continentales y tratar los problemas metodológicos.

La investigación del Cuaternario debe basarse en el análisis conjunto de SST, registros limnéticos y cronologías glaciales, con una doble finalidad: realizar reconstrucciones paleoclimáticas y disponer de un instrumento para asignar cronologías relativas. Ambas estrategias constituyen una herramienta fundamental y renovada para la Arqueología prehistórica.

Referencias bibliográficas

Bond, G. C., Heinrich, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., Mcmanus, J., Andrews, J. T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M. S., Bonani, G. & Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the Northh Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.

Bordes, F. (1972). *A tale of two caves.* Harper and Row, Nueva York.

Bordes, F. (1973). On the chronology and the contemporaneity of different paleolithic cultures in France. En: The explanation of culture change: models in Prehistory (C. Renfrew Ed.). University Pitthsburgh Press, Pittsburgh: 217-226.

Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N. J., Schoenfeld, J. & Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean sea surface temperature during the last 25000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleocenography*, 16, (1), 40.

Carrión, J. S., Fernández, S., González-Samperiz, P., Gil-Romera, G., Badal, E., Carrión-Marco, Y., López-Merino, L., López-Sáez, J. A., Fierro, E. & Burjachs, F.

(2010). Expected trends and surprises in the Late glacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162, 458-475.

Colino, F. (2008). Los ambientes de la prehistoria. Génesis de modelos dinámicos del medio ambiente del Pleistoceno. En: Actas de las I Jornadas de Jóvenes en investigación arqueológica: Dialogando con la cultura material (JIA Ed), Vol. I, C.E.R.S.A., Madrid, 7-14.

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakum, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. & Marshall, A. (2009). The Last Glacial Maximum. *Nature*, 325, 710-711.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Svenbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from 150 Kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Brucher, R. & Bourlés, D. (in press). Palaeogeography and 10Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northem Pyrenees: Implications for reconstructing regional paleoclimates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, *Palaeoecology.*

Fletcher, W. J., Sánchez-Goñi, M. F., Allen, J. R. M., Cheddadi, R., Comborieu, N., Huntley, B., Lawson, I., Iondeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U. C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K. & Tzedakis, P. C. (2010). Millenial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2839-2864.

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.

Higham, T. F. G., Jacobi, R. M. & Bronk, C. (2006). AMS radiocarbon dating of ancient bone using ultrafiltration. *Radiocarbon*, 48, 179-195.

Lambeck, K. & Chappell, J., (2001). Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.

Lister, A. M. & Stuard, A. J. (2008). The impact of climate change on large mammal distribution and extintion: Evidence from the last glacial/interglacial transition. *Geoscience*, 340, 615-620.

Miskovsky, J-C. & Rangin, C. (2002). La cadre de vie de l'homme conditionne par les phenomenes geologiques. En: Géologie de la Préhistoire: méthodes, techniques, applications (J.-C. Miskovsky, Ed,), Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire, París, 79-92.

Moreno, A., Cacho, I., Cannals, M., Grimalt, J. O., Sánchez-Goñi, M. F. & Sierro, F. J. (2007). Conexiones climáticas de escala milenaria entre procesos oceánicos y atmosféricos durante el último ciclo glaciar: estudio multidisciplinar de un sondeo del Mar de Alborán (Mediterráneo occidental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20, (1-2), 21-52.

Ramil-Rego, P. & Gómez Orellana, L. (2002). Nuevos planteamientos para la periodización climática y biogeográfica de los territorios cántabros y atlánticos de la Península Ibérica durante el Pleistoceno Superior. En: XV Congreso de estudios vascos, San Sebastián, 69-91.

Reguera, M. I. (2001). *Paleoceanografía y estratigrafía de alta resolución en el Golfo de Cádiz en los últimos 40000 años mediante el estudio de foraminíferos planctónicos*. Diploma de Estudios Avanzados. Universidad de Salamanca. 188 pp.

Reguera, M. I. (2004): Respuesta del Mediterráneo occidental a los cambios climáticos bruscos ocurridos durante el Último Ciclo Glacial: estudio de las asociaciones de foraminíferos. Universidad de Salamanca, Salamanca. 229 pp.

Sánchez-Goñi, M. F. (1991). On the Last Glacial Maximum and Interstadials During the Solutrean: A Contradiction? *Current Anthropology*, 32, (5), 573-575.

Sánchez-Goñi, M. F. (1996). Les changements climatiques du Paléolithique supérieur. Enquête sur le rapport entre paléoclimatologie et Préhistoire. Zephyrus, XLIX, 3-36.

Turner, C. & Hannon, G. E. (1988). Vegetational evidence for late Quaternary climatic changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. *Philosophical Translations of the Royal Society of London* Series B, (318), 451-485.

Úbeda, J. (2010). *El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera Occidental de los Andes, Sur del Perú).* Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. 594 pp.

Weninger, B., Jöris, O. & Danzeglocke, U. (2008) CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. http://www.calpal.de/, accessed 11-10-2010.

Wright, J. D. (2000). Global climate change in marine stable isotope record. En: Quaternary Geochronology, Methods and Applications (J. Stratton, J. M. Sowers y W. R. Lettis Eds.), American Geophysical Union, Washington, 427-433.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. & Fifield, K.L., (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716.

Zech, R., Kull, C., Kubik, P.W. & Veit, H.,(2007). LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from 10Be surface exposure dating. *Climate of the Past Discussions*, 3, 839-869.

REGISTROS GEOARQUEOLÓGICOS RESIDUALES Y RECONSTRUCCIÓN DE YACIMIENTOS EN MEDIOS SEMIÁRIDOS DEL NE DE ESPAÑA

J.L. Peña-Monné (1), M.C. Sopena Vicién (2), V. Rubio Fernández (3), A. Constante Orrios (4) y J.R. González Pérez (5)

(2) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jlpena@unizar.es
(2) Dpto. Ciencias de la Antigüedad. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. mcsopena@unizar.es
(3) Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco 28049 Madrid. virginia.rubio@uam.es
(4) Fundació Marcel Chevalier. Avd. Príncep Benlloch, 66-72. Dptx. 406-408. Andorra la Vella (Principat d'Andorra). igeofundacio@andorra.ad
(5) Servei d'Arqueologia. Fundació Pública Institut d'Estudis Ilerdencs. Diputació Provincial de Lleida. 22002 Lleida. jrgonzales@diputaciolleida.cat

Abstract (Geoarchaeological residual records and reconstruction at the semiarid regions of the NE of Spain): *Different kinds of geoarchaeological residual records were analyzed in areas of high erosion. Have been classified into five stages with different developmental characteristics and particular geo-archaeological and palaeoenvironmental significance. Its applicability to the study of human occupation in semi-arid regions allows the reconstruction of the location and archaeological sites characterization, mainly of the Bronze Age, who had lost their original occupational setting.*

Palabras clave: Holoceno, Geoarqueología, Edad del Bronce, laderas.
Key words*: Holocene, Geoarchaeology, Bronce Age, slopes.*

INTRODUCCIÓN

Las condiciones ambientales del NE de España no han sido a lo largo del Holoceno superior demasiado propicias para la conservación de los yacimientos arqueológicos prehistóricos, especialmente aquellos anteriores a época ibero-romana. Estas condiciones han sido especialmente severas en la Depresión del Ebro y en las depresiones internas de la Cordillera Ibérica. En estas zonas se han perdido numerosos vestigios de ocupación humana a causa de los procesos de erosión, generados ya desde el Neolítico y con momentos muy intensos en la Edad del Bronce y en Época Ibero-Romana (Sopena, 1998; Peña et al., 2004; Constante et al., 2010, 2011). Es por ello que resulta muy difícil crear una base de información territorial sobre el poblamiento de estas zonas sin intentar reconstruir previamente la ubicación de asentamientos partiendo de algunos escasos datos residuales. Es el caso de algunas "trampas de sedimentos", que hayan podido preservar información, ya sea *in situ* o en contextos derivados.

Tras el estudio geoarqueológico de numerosos yacimientos en estas especiales circunstancias post-deposicionales en el NE de España (Fig. 1), en este trabajo se aportan varios modelos de conservación e identificación de estos restos residuales y su reconstrucción evolutiva. Aunque la metodología puede ser diferente en cada caso, el objetivo es el mismo: la recuperación de testimonios mínimos, en trance de desaparición (algunos incluso ya no existen) y la conversión de la información obtenida en esquemas evolutivos que sean útiles para su aplicación en trabajos de prospección arqueológica.

METODOLOGÍA

La prospección sobre el terreno con criterios geoarqueológicos permite obtener una primera aproximación a los testimonios de procesos geomorfológicos holocenos, que podemos clasificarlos en cuanto a su estadio evolutivo siguiendo los modelos morfocronológicos expuestos por Peña et al. (2005). Tras la localización de pequeñas acumulaciones con restos arqueológicos protegidas de la erosión, se georreferencia su posición y se analizan las características de los materiales, levantándose un perfil de detalle del mismo y otro general de la ladera en su conjunto. A partir de estos restos se establece la cronología y ordenación de las fases mediante croquis evolutivos y se sitúan dentro del contexto paleoambiental regional y general.

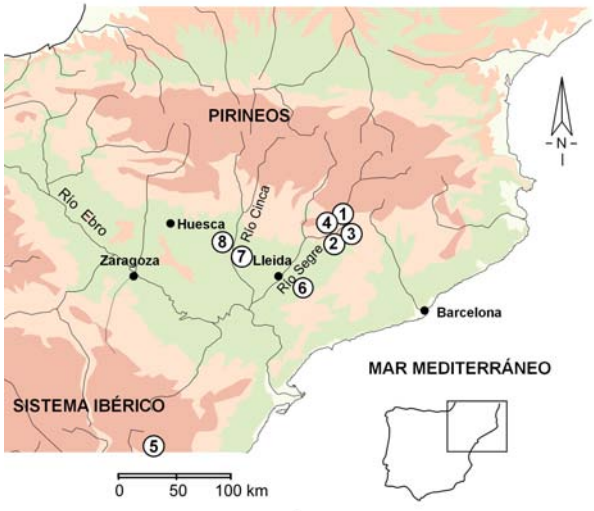


Fig. 1. Mapa de situación de los ejemplos analizados.1: Cova del Segre (Lleida); 2: Balma de Anya (Lleida); 3: Balma de La Força (Ponts, Lleida); 4: Balma Camí de Torreblanca (Lleida); 5: Cerrada de Severiano (Mora de Rubielos, Teruel); 6: Tossal de Moradilla (Lleida);7: Civiacas (Binaced, Huesca); 8 : Tozal de Macarullo (Monzón, Huesca).

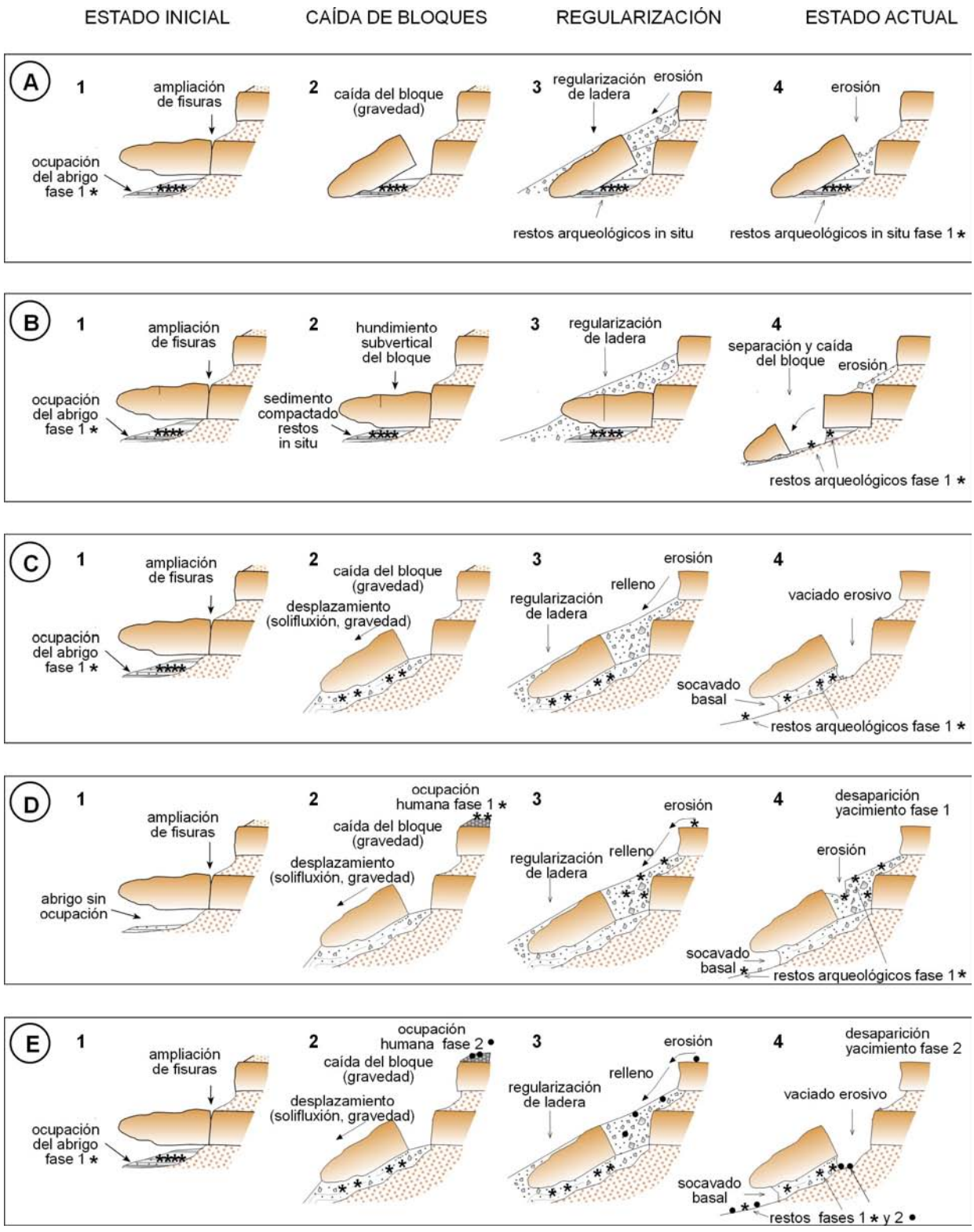


Fig. 2. Esquemas evolutivos de los cinco modelos de registros residuales analizados. A: Registro in situ protegido por un bloque inclinado. B: Registro in situ compactado por caída vertical de un bloque. C: Registro post-deposicional bajo un bloque desprendido y desplazado. D: Registro post-deposicional detrás de un bloque desprendido y desplazado. E: Registro post-deposicional por combinación de dos tipos anteriores.

RESULTADOS

El estudio de diversos casos nos ha permitido establecer cinco escenarios distintos (Fig. 2), aunque teóricamente esta clasificación podría ser más amplia. Esquemáticamente, los cinco modelos comienzan con la formación de un saliente rocoso o abrigo (Fig. 2, esquemas 1), que va evolucionando mediante procesos de caída gravitacional, que puede ir acompañado de desplazamientos posteriores por solifluxión en las laderas (Fig. 2, esquemas 2). Esta dinámica puede generarse de forma natural, por condicionantes estructurales y climáticos, aunque también puede intervenir en algunos casos el retoque humano, especialmente por ampliación de abrigos basales y por acentuación de la erosión a causa de la deforestación del entorno. Por supuesto que, para los casos que nos interesa analizar, es necesaria la presencia humana en forma de ocupación, tanto en este ámbito de abrigos y cornisas o en la zona situada inmediatamente por encima de los mismos. La posibilidad de la existencia de más de un momento de ocupación complica en muchos casos el resultado de la muestra arqueológica recuperable, dado que propicia la mezcla de materiales de diferentes épocas en el registro residual final, sólo interpretable a través de este tipo de reconstrucciones complejas. Por otra parte, como puede observarse en la variedad de escenarios estudiados, la evolución se complica en todos los casos por un proceso de regularización de las laderas (esquemas 3 de la Fig. 2), que se ha constatado en el NE de España con carácter general, relacionado con la etapa fría y húmeda del final de la Edad del Bronce y la Edad del Hierro (paso del Subboreal al Subatlántico) (Burillo et al., 1981; Peña et al., 1996; Gutiérrez y Peña,1998). Esta etapa de acumulación en las laderas fosilizó las etapas anteriores, de tal manera que el resultado final (Fig. 2, esquemas 4) que muestra el paisaje para los cinco modelos es consecuencia de la acción erosiva generada posteriormente a dicha etapa, en condiciones climáticas más secas y con mayor presión humana sobre el paisaje (Peña et al., 2004).
La variada combinación de estos aspectos geomorfológicos y arqueológicos determinan los cinco modelos propuestos, que vamos a describir de más simples a más complejos.

A. Registro *in situ* protegido por un bloque inclinado. Ocupación de un abrigo rocoso en una ladera y posterior caída del bloque, quedando en posición imbricada sellando el yacimiento. Los sedimentos de ladera colmatan el espacio abierto tras el bloque, hasta regularizar la ladera. Aunque la erosión reciente ha afectado al entorno, el yacimiento mantiene su contexto original. El caso más evidente es la denominada Cova del Segre, excavada por Serra Vilaró (1918), quien tuvo que dinamitar el bloque frontal para poder acceder al yacimiento, que mostraba registros de ocupación de la Edad del Bronce y del Hierro separados por un nivel de gravas fluviales, todo ello previo a la caída e imbricación de los bloques. Esta *balma* se modeló en areniscas oligocenas en el valle medio del Segre en un paisaje dominado por bloques desprendidos de otros abrigos similares que sólo mantienen registros residuales de los tipos B y C, de manera que es el único registro in situ gracias a su especial dispositivo.

B. **Registro *in situ* compactado por caída vertical de un bloque.** De este tipo se han analizado dos yacimientos: Las *balmes* de La Força (Ponts, Lleida) y la de Anya (Lleida). El contexto geológico y geomorfológico es similar al modelo anterior, aunque en este caso el bloque se hunde verticalmente y compacta el contenido del abrigo, que en ambos casos corresponden a enterramientos de la Edad del Bronce. La compactación ha asegurado su preservación a pesar de la erosión general que afecta al entorno, tras pasar, como en el caso anterior por procesos de regularización de laderas posteriores a la Edad del Bronce.

C. Registro post-deposicional bajo un bloque desprendido y desplazado. Se origina en idéntico contexto que en los dos tipos anteriores, pero la caída del bloque va seguida de un desplazamiento ladera abajo, mediante procesos de solifluxión en las arcillas basales, que se combina con procesos gravitacionales. Ello lleva consigo el deterioro de la estratigrafía original, de forma que los restos arqueológicos también se desplazan y se dispersan, aunque pueden quedar en algunos casos restos de niveles con estratigrafía. La posterior regularización de la ladera ha mantenido este dispositivo hasta que la erosión posterior deja estos bloques como pedestales elevados por erosión diferencial del sedimento basal, que es el que contiene algunos restos arqueológicos aislados, que van siendo extraídos y extendidos por las laderas. Este caso es uno de los más frecuentes en el valle medio del Segre y fue descrito por Peña (1983) y por Peña y González (2000) y Peña et al. (2002), que aportan dataciones ^{14}C (Balma del Camí de Torreblanca, Lleida) que sitúan la ocupación en la Edad del Bronce antiguo.

D. **Registro post-deposicional tras un bloque desprendido y desplazado.** En otros casos, sin ocupación previa del abrigo, se genera un relleno en la parte trasera del bloque caído y desplazado, como consecuencia de la erosión que afecta a un yacimiento situado en la parte alta de la ladera, cuya cronología puede ser de las Edades del Bronce (Moradilla, Lleida) (Peña et al., 1988; González et al., 2005), Hierro o de Época Ibérica (Cerrada de Severiano, Mora de Rubielos, Teruel).



Fig. 3. Acumulación con restos arqueológicos retenida tras un bloque desprendido, en el Tossal de Moradilla (Lleida).

Aunque el yacimiento superior ha sido destruido por la erosión, una parte del sedimento y del material arqueológico queda estacionado tras el bloque (Fig. 3). En muchos casos, estas trampas de sedimentos son los únicos testimonios analizables del yacimiento, por lo que son de gran interés pese a estar ya en situación post-deposicional. Caso similar es el de Civiacas (Binaced, Huesca) (Sopena, 1998). Al igual que en el tipo anterior, parte del material arqueológico es erosionado del registro y esparcido por la parte baja de la ladera, pasando a formar parte de pequeños conos.

E. **Registro post-deposicional por combinación de dos tipos anteriores.** La trampa sedimentaria más compleja se produce cuando además de una ocupación en el abrigo en una primera fase, que va a sufrir la caída y transporte del bloque distorsionando el registro original –como en el modelo C–, también hay relleno tras el bloque por materiales procedentes de la erosión de otro yacimiento, de una segunda fase, situado en la parte alta –como en el tipo D–. Un ejemplo es el tozal de Macarullo (Monzón, Huesca) con restos de dos épocas (Edad del Bronce y Edad del Hierro) (Sopena, 1998). El resultado, tras pasar por los mismos procesos descritos en los casos anteriores, es una mezcla de materiales arqueológicos de dos épocas distintas procedentes de la erosión de ambos registros post-deposicionales, que aparecen formando conos en la parte baja de la ladera. Este dispositivo complejo ha dado lugar en algunos casos a confusiones en la asignación cronológica y material de algunos yacimientos.

CONCLUSIONES

La necesidad de recuperar la información dispersa sobre la ocupación humana en medios de alta actividad de los procesos erosivos exige la aplicación de técnicas geoarqueológicas para su estudio. En muchos casos solamente podemos contar con las aportaciones de registros residuales o "trampas sedimentarias" que han permitido la conservación de una pequeña parte de los restos. Las diversas combinaciones de procesos naturales y antrópicos, algunos de carácter local y otros de orden general, determinan un resultado final muy variado, que requiere de interpretaciones específicas para comprender cada estilo evolutivo. Mientras los modelos A, B, C y D son relativamente sencillos en su evolución, el modelo E es el que puede generar más confusión por la mezcla de elementos arqueológicos que alcanza a presentar. La identificación de la etapa de regularización Post-Bronce/Hierro ayuda de forma importante a comprender la morfología de estas "trampas sedimentarias" tal como las contemplamos en la actualidad.

El estudio pormenorizado de estos registros residuales son de gran importancia para completar el conocimiento de la ocupación humana en el pasado, principalmente en la Edad del Bronce, al igual que lo son los rellenos de los fosos defensivos para yacimientos de la Edad del Hierro y época Ibérica (Rubio et al., 2006).

Agradecimientos: Trabajo realizado en el marco del Grupo Consolidado de Investigación del Gobierno de Aragón Paleoambientes del Cuaternario PALEOQ.y de los proyectos CGL2006-08973/BTE y CGL2009-10455/BTE.

Referencias bibliográficas

Burillo, F., Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1981). El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomofología y Arqueología. *Kalathos,* 1, 1-60.

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

Constante, A., Peña, J.L., Muñoz, A. & Picazo, J. (2011). Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the Late Holocene in the Central Ebro valley, Northeast Spain. *Holocene,* 21, 275-286.

González, J.R., Peña, J.L. y Rodríguez, J.I. (2005). El Tossal de Moradilla (Lleida) en el marco evolutivo del Holoceno superior de la Depresión del Ebro. En: *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno mediterráneo* (M. Santonja, A. Pérez-González y M.J. Machado, eds.), 383-394.

Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1998). Geomorphology and Late Holocene Climatic Change in Northeastern Spain. *Geomorphology,* 23, 205-217.

Peña, J.L. (1983). *La Conca de Tremp y las Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio geomorfológico*. Inst. Estudis Ilerdencs. Lleida, 365 pp.

Peña, J. L. & González, J. R., 2000. Evolució dels abrics de gres de la vall mitjana del riu Segre (sector oriental de la Depressió de l´Ebre). En: *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial M.P. Fumanal*, 217-227.

Peña, J.L., González, J. R. & Rodríguez, J. I., 1988. Estudi geoarqueologic del Tossal de Moradilla (Lleida), en *Recerques Terres de Ponent,* IX, 31-41.

Peña, J.L., González, J. R. & Rodríguez, J. I., 1996. Paleoambientes y evolución geomorfológica en yacimientos arqueológicos del sector oriental de la depresión del Ebro durante el Holoceno superior. En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A.Martínez Cortizas, eds). Santiago, 63-80.

Peña, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T. & Ángeles, G.R. (2004). Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva (Depresión del Ebro). En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos* (J.L. Peña, J.L., L.A. Longares y M. Sánchez, eds.), Inst. Fernando el Católico y Univ. Zaragoza, 289-302.

Peña, J.L., Rubio, V. & González, J.R. (2005). Aplicación de modelos geomorfológicos evolutivos al estudio de yacimientos arqueológicos en medios semiáridos (Depresión del Ebro, España). *X Col. Ibérico de Geografía,* Évora, 15 pp.
http://www.apgeo.pt/files/docs/CD_X_Coloquio_Iberico_Geografia/pdfs/077.pdf

Peña, J.L., Rubio, V., González, J. R. & Vázquez, P., 2002. Cambios dinámicos en laderas holocenas del valle del Segre (Depresión del Ebro). En: *Aportaciones Geográficas en memoria del Prof. L. Miguel Yetano Ruiz* (L.A. Longares y J.L. Peña, eds.), Universidad de Zaragoza, 421-432.

Rubio, V., Peña, J.L. y González, J.R. (2006). El impacto en el paisaje de los fosos de época prehistórica en el noreste de España y su reconocimiento por criterios geomorfológicos. *Actas III Congr. Int. sobre Fortificaciones "Paisaje y Fortificación*", Alcalá de Guadaira, 55-68.

Serra Vilaró, J. (1918). Excavaciones en la Cueva del Segre. *Mémorias Excavaciones*, año 1917, 7, 26 pp. Junta Sup. Excavaciones y Antigüedades. Madrid.

Sopena, M.C., 1998. *Estudio geoarqueológico de los yacimientos de la Edad del Bronce de la comarca del Cinca medio (Huesca), Bolskan,* 15, 138 pp. Huesca.

LA OCUPACIÓN NEOLÍTICA DE JUBERRI (SANT JULIÀ DE LÒRIA, ANDORRA) (I). MODELO DE ASENTAMIENTO Y CULTURA MATERIAL

P. Martínez (1), A. Vidal (2) y X. Maese (3)

(1) Investigador asociado a la Unitat de Recerca Històrica, Govern d'Andorra, Crta. de Bixessarri, s/n, Aixovall, AD 600-Sant Julià de Lòria. pablomartrod@gmail.com.
(2) Unitat de Recerca Històrica, Govern d'Andorra, Crtra. de Bixesarri, s/n, Aixovall, AD 600- Sant Julià de Lòria. alex_vidal@govern.ad.
(3) Servei d'Arqueologia i Paleontología, Departament de Cultura, Generalitat de Catalunya, Palau Moja, Portaferrissa 1, 08002-Barcelona. xmaese@gencat.cat

Abstract (The neolithic period in Juberri, Sant Julià de Lòria, Andorra (I). Models of settlement and material culture): *The knowledge of the neolithic period in recent years has increased steadily thanks to the data from new findings in this area. The research show us two different models of settlement (camp del Colomer and carrer Llinàs 28) probably related to the archaeological site of Feixa del Moro which is located very close to these. The first one presents only a few arrangements easy to assimilate to habitat structures, storing underground silos and some pits of unknown functionality. From carrer Llinàs, in a open area with no underground structures, it is documented a several number of polished stone axes and interesting pottery for the late epicardial neolithic period. All this together indicates the existence of a stable community dedicated mainly to agriculture for a livelihood.*

Palabras clave: Neolítico, Andorra, Cerámica, Industria lítica.
Key words*: Neolithic, Andorra, Pottery, Lithic technology.*

El conocimiento previo del yacimiento neolítico de la Feixa del Moro (Juberri) motivó en su momento la delimitación de un espacio de presunción arqueológica que se debía proteger del avance del desarrollo urbanístico. Tanto los restos arqueológicos localizados, como el sector más próximo a lo mismos, eran susceptibles de contener nuevas evidencias relacionadas con la ocupación neolítica del lugar. Recientemente, los trabajos de ampliación de la urbanización ubicada de este sector ha originado una serie de intervenciones arqueológicas que han permitido documentar dos nuevos yacimientos muy próximos entre ellos, intervenidos simultáneamente entre los meses de mayo y septiembre de 2009 (Fortó et al., 2010).
En el primer caso, se trata de una excavación de urgencia localizada en un campo de grandes dimensiones muy próximo a la iglesia de Sant Esteve de Juberri.

El yacimento del camp del Colomer es el más extenso y el que ha aportado un mayor número de estructuras aunque no ha sido delimitado en su totalidad ya que los trabajos se han reducido exclusivamente a las zonas ocupadas por los viales de la urbanización. En total se han documentado cuarenta estructuras excavadas en el subsuelo correspondientes a dos fosas de grandes dimensiones asimilables a posibles fondos de cabaña, siete silos (alguno conservado casi a nivel de la boca), y treintena y una fosas o cubetas de función desconocida pero que podrían relacionarse con sistemas de almacenamiento y áreas de trabajo de un hábitat situado cronológicamente en el neolítico epicardial final.

Entre el material recuperado destacan los grandes vasos o contenedores destinados al almacenaje y la transformación de alimentos. En muchos casos éstos aparecen decorados con cordones lisos que arrancan desde el asa hacia el borde. También aparecen otras formas de dimensiones más reducidas y herramientas macrolíticas (molinos y

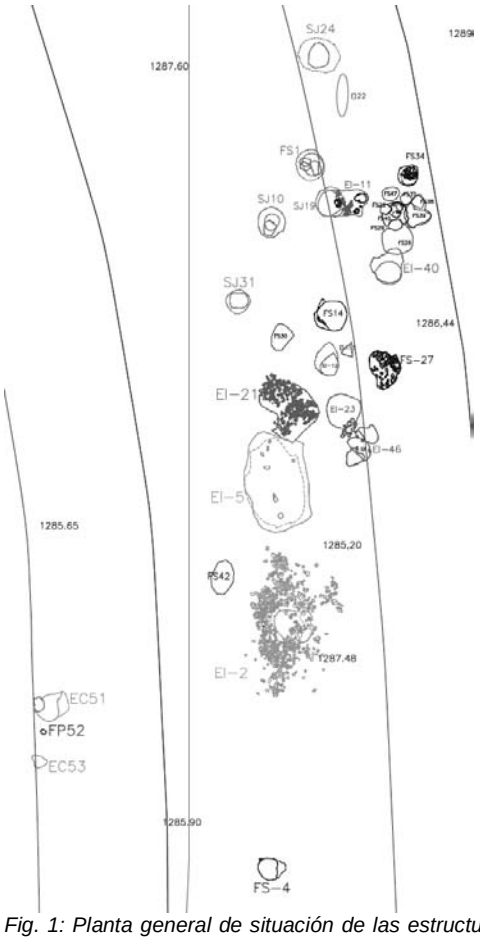


Fig. 1: Planta general de situación de las estructuras excavadas en el yacimiento del camp del Colomer de Juberri (Sant Julià de Lòria).

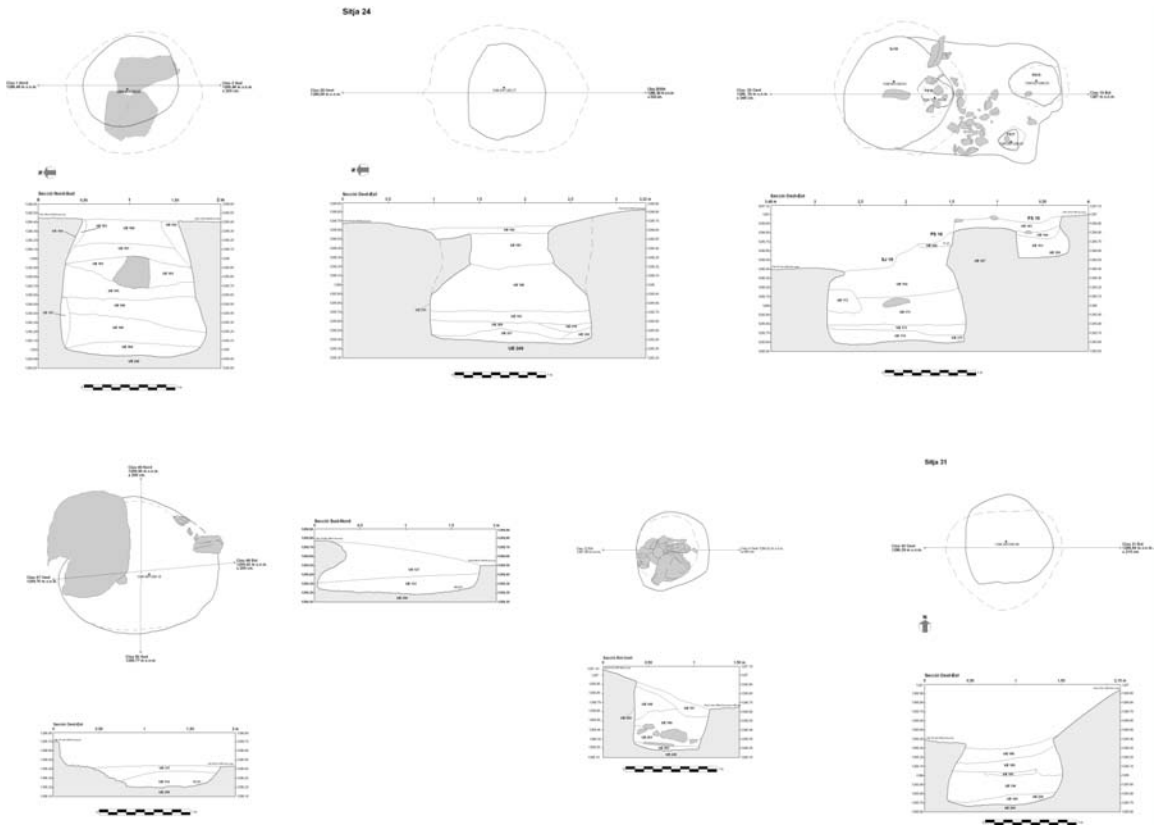


Fig. 2: Detalle de la planta y sección de algunos de los silos excavados en el camp del Colomer.

La excavación preventiva en el solar del carrer Llinàs 28 de Juberri ha proporcionado unos restos mucho más modestos ya que en este caso no se trata de estructuras excavadas en el suelo sino de un espacio abierto. Se trataba de una sencilla estratigrafía compuestas por diferentes niveles de tierra y grava. Ésta contenía abundante material cerámico (muy fragmentado) y un número importante de hachas de piedra pulida, esbozos y restos de talla producto de los trabajos de elaboración de las mismas.

La excavación en este sector permitió documentar también un pequeño muro de terraza así como algún agujero de poste. Todo ello podría indicar que se trataría de una zona con evidencias de hábitat el cual se situaría en una cota ligeramente superior. Esta ocupación podría relacionarse con las estructuras halladas en la cercana Feixa del Moro (Llovera y Bertrán, 1991; Yánez y Maese, 2009).

Por el momento, y aunque nos encontramos en un momento muy inicial de la investigación y la asimilación de los datos obtenidos (que incluyen todas las analíticas necesarias para la reconstrucción paleoambiental de Juberri), se perfila ya la gran importancia de estos dos yacimientos, en la medida que demuestran de manera evidente una mayor fijación sobre el terreno de las comunidades neolíticas en el territorio pirenaico en contraposición a algunas hipótesis condicionadas a una ocupación humana de carácter más bien estacional.

La constatación arqueológica de elementos tales como estructuras de almacenaje, posibles fondos de cabaña y otras fosas de función indeterminada asociadas al conjunto, apuntan a una ocupación siguiendo un modelo estable basado principalmente en la actividad agrícola, seguramente por encima de la ganadería. La preponderancia de esta estrategia productiva habría llevado irremediablemente hacia una acción intensa de deforestación, lo cual explicaría de manera plausible el registro de una cantidad significativa de hachas de piedra, muchas de ellas con marcas de uso en este sentido.

Referencias bibliográficas

Fortó, A., Maese, X. & Vidal, A. (2010). Darreres troballes arqueològiques a Juberri (Andorra). *Cota Zero*, 24, 14-16.

LLovera, X. & Bertran, R. (1991). Juberri (Andorra): un exemple de centre receptor i de comerç de joies cap a l'any 3.000 a.C. *Les joies de la Prehistòria. Catàleg de l'exposició itinerant Andorra –Gavà– Barcelona*, Andorra la Vella (Andorra), 20-24.

Vives, E. (1987): La Feixa del Moro a Juberri. Antropologia de les restes neolítiques. *Butlletí del Comitè Andorrà de Ciències Històriques*, 2, Andorra, 9-14.

Yáñez, C. (2005): El neolític. *En: Història d'Andorra. De la prehistòria a l'edat contemporània*. Edicions 62, Barcelona, 51-76.

LA OCUPACIÓN NEOLÍTICA DE JUBERRI (SANT JULIÀ DE LÒRIA, ANDORRA). ANÁLISIS TERRITORIAL Y RESULTADOS ARQUEOBOTÁNICOS PRELIMINARES

G. Remolins (1), F. Antolín (2) y A. Fortó García (3)

(1) Investigador asociado a la Unitat de Recerca Històrica, Govern d'Andorra, Crta. de Bixessarri, s/n, Aixovall, AD 600-Sant Julià de Lòria, menairo@hotmail.com
(2) Laboratori d'Arqueobotànica, Dept. Prehistòria, Facultat de Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona. Becario Jae-Pre vinculado al GASA, unidad asociada al CSIC-IMF, Edifici B, 08193 Bellaterra (Barcelona), ferranantolin@hotmail.com
(3) Unitat de Recerca Històrica, Govern d'Andorra, Crta. de Bixessarri, s/n, Aixovall, AD 600-Sant Julià de Lòria, abel_forto@govern.ad

Abstract (Neolithic occupation of Juberri (Sant Julià de Lòria, Andorra) (II). Territorial analysis and preliminary archaeobotanical results): *The latest archaeological digs carried out in Juberri show that Neolithic occupation of this area, had a higher degree of complexity than had been thought during the last 25 years, following the dig of the Feixa del Moro in the mid 80's of the XXth century. The predominant role of agriculture and a more settled are, undoubtedly, two of the most remarkable aspects of this review, as opposed to the initial theory that proposed a seasonal settlement of semi-nomadic pastoralists. In this poster we approach this set of sites from the spatial analysis through the application of GIS and preliminary results provided by the archaeobotanical study of Camp del Colomer.*

Palabras clave: Neolítico, Andorra, SIG, Estudio arqueobotánico.
Key words*: Neolithic, Andorra, GIS, Archaeobotanical study.*

Entre mayo y septiembre de 2009 se llevo a cabo la excavación de los yacimientos de Camp del Colomer y de Carrer Llinàs nº 28. Dichas excavaciones tuvieron lugar gracias a la estrategia de arqueología preventiva y de urgencia desarrollada por la Unitat de Recerca Històrica de Govern d'Andorra, en la medida que ambos yacimientos se encontraban en el área de protección que se había determinado a raíz de la documentación y excavación, en la década de 1980, del yacimiento neolítico de la Feixa del Moro, con evidencias de hábitat y necrópolis (Fig. 1).

Estos nuevos yacimientos nos dibujan, para este período, una ocupación mucho más compleja de lo que se creía originalmente y que obliga a replantearse algunas de las conclusiones a las que se había llegado tras aquella primera intervención en la Feixa del Moro, como el semi-nomadismo y el peso específico de la ganadería en la economía (Llovera y Bertran, 1991; Yáñez y Maese, 2009). Las

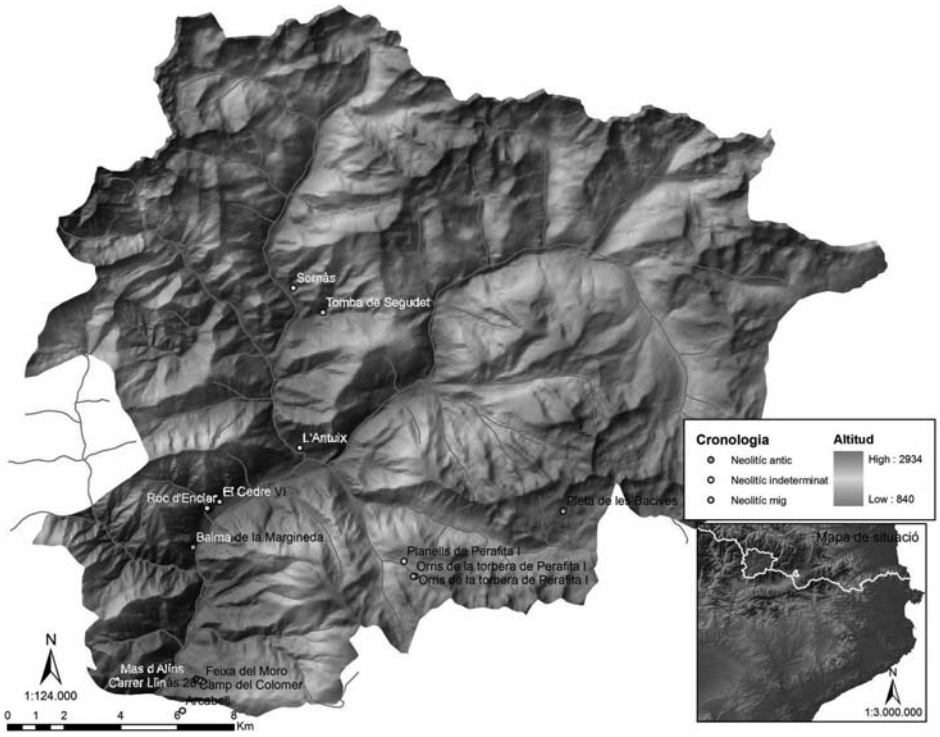


Fig. 1: Mapa de ubicación de los yacimientos de Juberri en relación a otros hallazgos neolíticos de Andorra.

diversas estructuras relacionadas con el almacenaje de cereal en el Camp Vermell, así como el volumen de material cerámico y de molinos recuperados y las evidencias de una producción de hachas y otras herramientas de piedra pulida, a una escala que parece sobrepasar el autoconsumo, indican que nos hallamos ante una comunidad estable, con un elevado grado de sedentarización y con una economía en la que la agricultura ocupa un papel destacado (Fortó, 2011; Fortó et al., 2010).

El propósito principal de esta comunicación es presentar la existencia de pautas en base a las cuales se materializó la ocupación de zonas en altitud a inicios del neolítico medio. La combinación de diversas disciplinas y técnicas ha permitido documentar numerosas evidencias antrópicas de este período, la distribución de las cuáles se ha sometido al análisis espacial mediante los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Los resultados obtenidos confirman la existencia de una clara concepción del espacio para aquellas comunidades prehistóricas y de cómo éste se tenía que estructurar para satisfacer sus necesidades culturales, sociales, económicas, ideológicas y de cualquier otra índole. Se generó así un determinado paisaje donde los asentamientos ocupaban emplazamientos característicos atendiendo a factores como la insolación, la accesibilidad y la visibilidad teórica. Este análisis debe permitirnos establecer la potencialidad teórica del lugar, así como aproximarnos a las razones de su elección.

Por otro lado, pero en una estrecha relación con este factor territorial, se presentan los resultados preliminares del estudio arqueobotánico (exclusivamente a partir de la carpología) realizado a partir de la flotación de muestras de sedimentos de los rellenos de las diferentes estructuras excavadas en el Camp del Colomer. Cabe decir que el muestreo original fue sistemático, si bien para el estudio definitivo se ha reducido la muestra a aquellos sedimentos de apariencia más orgánica, abarcando, eso sí, la práctica totalidad de estructuras. Así pues se ha analizado 62 unidades estratigráficas (UE) correspondientes a 32 estructuras, lo que supone más de 670 litros de sedimento. Como puede apreciarse en la Fig. 2 el tipo de restos hallados más frecuentes son los carbones, seguidos por los carpológicos, entre los que destaca la cebada (*Hordeum vulgare*) y la avellana (*Corylus avellana*), y, a mucha distancia, por la fauna que, como ya se apreció durante la excavación, tiene un papel casi testimonial. Estos resultados deben entenderse como una primera aproximación que habrá de completarse con el estudio definitivo de antracología, palinología y fitolitos.

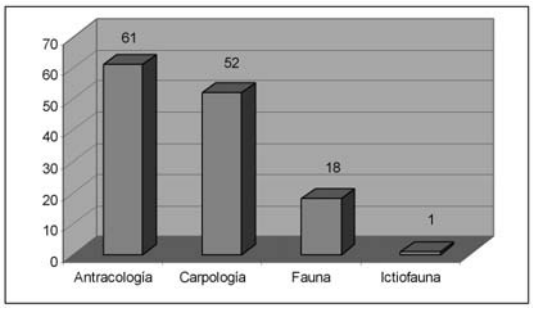


Fig. 2: Representación gráfica del número de unidades estratigráficas que han proporcionado restos según el tipo de los mismos.

Referencias bibliográficas

Fortó, A., Maese, X. & Vidal, A. (2010). Darreres troballes arqueològiques a Juberri (Andorra). *Cota Zero*, 24, 14-16.

Fortó, A. (2011). Darreres intervencions arqueològiques al Principat d'Andorra. *Ex-Libris Casa Bauró*, 14, 23-29.

LLovera, X. & Bertran, R. (1991). Juberri (Andorra): un exemple de centre receptor i de comerç de joies cap a l'any 3.000 aC. *Les joies de la Prehistòria. Catàleg de l'exposició itinerant Andorra –Gavà– Barcelona*, Andorra la Vella (Andorra), 20-24.

Yáñez, C. & Maese, X. (2009). De les primeres societats caçadores recol•lectores a la implantació del món visigòtic. Del 12.000 AC al 600 DC. *Andorra un profund i llarg viatge. Catàleg de l'exposició*, Govern d'Andorra i Fundació Crèdit Andorrà, Andorra la Vella (Andorra), 41-74.

CAMBIOS DE PAISAJE Y GESTIÓN DEL COMBUSTIBLE DURANTE LA TRANSICIÓN PLEISTOCENO - HOLOCENO EN EL NE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE LA PERSPECTIVA ANTRACOLÓGICA

E. Allué (1,2) y I. Euba (3)

(1) Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social c/ Escorxador, s/n. 43003. Tarragona, España. eallue@iphes.cat
(2) URV. Àrea de Prehistòria, Facultat de Lletres, Universitat Rovira i Virgili. Avda. Catalunya, 35. 43002 – Tarragona, España.
(3) Institut Català d'Arqueologia Clàssica (ICAC). Plaça Rovellat s/n; 43003 Tarragona, España. Itxaso_euba@hotmail.com

Abstract (Landscape changes and firewood management during the Pleistocene-Holocene transition in the NE of the Iberian Peninsula from the anthracological perspective): *The aim of this work is to present a synthetical overview on charcoal studies from the NE of the Iberian Peninsula taking into account the different approaches of the discipline. Furthermore some methodological aspects will be discussed in order to understand the characterization of the assemblages and their interpretation. In this region bigeographical differences are a key fact to explain past landscape transformations which were dominated by Pinus sylvestris type during the end of the Pleistocene and changed, due to climatic effects, into a much diverse plant formation including Pinus and other mesothermofillous taxa. From the Neolithic the assemblages change into oak dominant reflecting different landscapes. This vegetal landscape cover and the socioeconomic changes from hunter-gatherers to farmers also affected the management of firewood.*

Palabras clave: Diversidad de formaciones vegetales, Pleistoceno final, Holoceno inicial, Combustible
Keywords: Plant formation diversity, Late Pleistocene, Early Holocene, Firewood

INTRODUCCIÓN

La antracología es una disciplina con una larga trayectoria especialmente por lo que respecta a la transición Pleistoceno-Holoceno. Esta disciplina permite realizar inferencias sobre la evolución del paisaje vegetal y sobre la explotación de los recursos forestales, especialmente el combustible. Para poder analizar los datos desde ambas perspectivas de la investigación es necesario un buen muestreo y tener en cuenta las limitaciones propias de la disciplina. En este sentido, debemos considerar que los carbones son fruto mayoritariamente de la recolecta de madera como combustible y por lo tanto registran únicamente elementos leñosos. Asimismo, esta recolección nos ofrece una visión de la vegetación más próxima a los sitios de ocupación y una posible selección de acuerdo con parámetros económicos de los grupos estudiados. Este hecho así como la metodología de muestreo y la abundancia de carbones conduce a la obtención de registros diversos que en ocasiones pueden valorarse únicamente cualitativamente. Igualmente, la identificación taxonómica en un análisis antracológico permite identificar en algunas ocasiones la especie, sin embargo es mayoritariamente el género o grupos de especies o géneros las categorías más utilizadas; esto puede limitar la interpretación.

Uno de los intereses del estudio de estos conjuntos en este territorio y período es la diversidad biogeográfica de acuerdo con la localización de los yacimientos (Tabla 1). La mayor parte de yacimientos se localizan en la línea de la Serralada prelitoral entre los 300 y 500 msnm. Sin embargo existen algunas secuencias en áreas más elevadas del Prepirineo y Pirineo con altitudes de más de 1000 msnm. Los yacimientos en la línea de costa son puntuales en cada una de las zonas desde el Ebro hasta el norte de Catalunya. Este hecho permite realizar un análisis de las transformaciones de las formaciones vegetales en un territorio diverso y determinar como afecta a estas formaciones en cada momento. Cronológicamente las secuencias que incluimos en este trabajo abarcan un período entre 15.000 y 5.000 años BP que culturalmente corresponden al Paleolítico superior final hasta el Neolítico antiguo (Fig. 1). Con respecto a las cronologías encontramos depósitos de forma continua para todas las cronologías excepto para el Dryas reciente y entorno a 8000 BP (Morales et al., 2010).

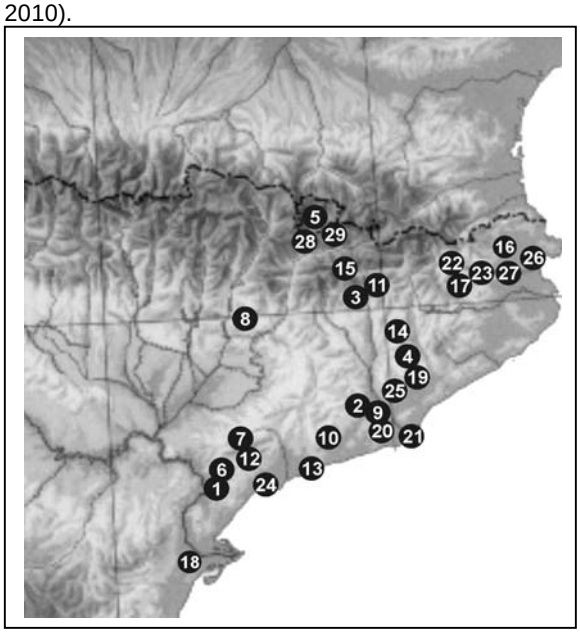


Fig. 1. Distribución de yacimientos con conjuntos antracológicos utilizados en este trabajo (leyenda en tabla 1)

Los datos existentes son diversos, por una parte por las características propias de las secuencias y por otra por las condiciones del registro antracológico. En relación a los depósitos arqueológicos existen yacimientos al aire libre y en cueva con diversidad de funcionalidades. La mayor diferencia se puede registrar en relación a las ocupaciones de cazadores recolectores y las ocupaciones de agricultores-ganaderos del Neolítico. La primeras son estacionales y en periodos más recientes la permanencia es mayor (Allué et al., 2009). Las secuencias pueden ser estacionales en el caso de las cuevas y permanentes en el caso de los asentamientos al aire libre. Este hecho afecta al registro antracológicos mostrando una mayor variabilidad en los yacimientos en cueva y con visitas esporádicas con una gestión del combustible aleatoria (Piqué, 2005; Allué et al., 2009). En asentamientos más permanentes la variabilidad puede ser menor y sobretodo siempre encontramos un taxón o dos dominantes con respecto al resto.

Num	Yacimiento	Periodo	Altitud snm	Piso bioclimático
1	Abric dels Colls	Paleolítico Superior final	400	mesomediterraneo
2	Can Manel	Paleolítico Superior final	350	mesomediterraneo
3	Balma de Guilanya	Paleolítico Superior final/Mesolítico	1157	supramediterraneo
4	Balma del Gai	Paleolítico Superior final/Mesolítico	700	supramediterraneo
5	Balma Margineda	Paleolítico Superior final/Mesolítico/Neolítico	970	supramediterraneo
6	Filador	Paleolítico Superior final/Mesolítico	350	mesomediterraneo
7	Moli del Salt	Paleolítico Superior final/Mesolítico	490	mesomediterraneo
8	Parco	Paleolítico Superior final/Mesolítico	420	mesomediterraneo
9	Abric Agut	Mesolítico	350	mesomediterraneo
10	Cova de la Guineu	Mesolítico/Neolítico	730	mesomediterraneo
11	Font del Ros	Mesolítico	680	supramediterraneo
12	Font Voltada	Mesolítico	600	termomediterraneo
13	La Cativera	Mesolítico	50	termonmediterraneo
14	Roc del Migdia	Mesolítico	650	supramediterraneo
15	Sota Palou	Mesolítico	738	montano
16	Bauma Serrat del Pont	Mesolítico/Neolítico	235	mesomediterraneo
17	Cova de l'avellaner	Neolítico	430	mesomediterraneo
18	Barranc d'en Fabra	Neolítico	10	termomediterraneo
19	Cova del Toll	Neolítico	760	mesomediterraneo
20	Can Sadurni	Neolítico	390	termomediterraneo
21	Can Tintorer	Neolítico	50	termomediterraneo
22	Cova 120	Neolítico	460	supramediterraneo
23	Cova d'en Pau	Neolítico	200	mesomediterraneo
24	El Cavet	Neolítico	0	termomediterraneo
25	La Cova del Frare	Neolítico	960	mesomediterraneo
26	La Draga	Neolítico	170	mesomediterraneo
27	Plansallosa	Neolítico	460	mesomediterraneo
28	Pleta de les Bacives	Neolítico	2520	subalpino
29	Orris de la Torbera de Perafita	Neolítico	2248	subalpino

Tabla 1. Listado de yacimientos, asignación cronocultural y datos biogeográficos. Los números corresponden a la leyenda del mapa de la Fig. 1.

También existen limitaciones para la interpretación en relación al número de fragmentos estudiados que puede afectar a los conjuntos antracológicos. Algunas secuencias debido a la falta de material por problemas de conservación o a un muestreo limitado presentan un registro escaso. Sin embargo en conjunto, este período es el mejor representado desde un punto de vista antracológico.

CONJUNTOS ANTRACOLÓGICOS EN EL NE PENSINSULAR

Paleolítico superior Final (15.000-11.000 BP) (Fig. 2): Los datos antracológicos muestran un dominio casi absoluto de *Pinus sylvestris* en todas sus secuencias (Allué, 2009; Allué et al., en evaluación a; Allué et al., en evaluación b). Este taxón agrupa a tres especies de pino de montaña (*Pinus sylvestris*, *Pinus nigra* y *Pinus uncinata*). Su distribución abarcaría desde el nivel del mar hasta las zonas más elevadas del Pirineo. El dominio del pino nos indica un paisaje arbóreo homogéneo bien distribuido. Con respecto a la distribución actual observamos un descenso de los de los límites altitudinales de los pinos de montaña que se distribuyen desde el Pirineo hasta la línea de costa. La recolecta de combustible se basa en una recogida aleatoria de las especies más abundantes y sobre todo de las que producen una mayor biomasa muerta permitiendo un uso inmediato de acuerdo con el tipo de ocupaciones que tienen lugar en este período.

Mesolítico (10.000-7.000 BP) (Fig. 2): Durante este período las secuencias antracológicas muestran un incremento de la diversidad florística en los conjuntos (Allué, 2009; Allué et al., en prensa; Allué

et al., en prensa). Los taxones que aparecen junto al todavía dominante *Pinus* t. *sylvestris* son *Juniperus*, *Acer*, *Rhamnus catártica/saxatilis*, *Prunus*. Otros taxones que se repiten con cierta asiduidad son *Sambucus* y Maloideae. La presencia de *Quercus* se detecta en algunas de las secuencias más recientes. La explotación del combustible continúa dirigida a la recogida de la leña más disponible y abundante, sin embargo empezamos a registrar el uso de taxones que están supeditados a otras actividades. Así pues se identifica un uso reiterado de especies productoras de frutos que además su leña servirá como combustible con posterioridad. El combustible es pues más diverso.

Neolítico antiguo (7.000-5.000 BP) (Fig. 2): A partir del Neolítico antiguo inicial el dominio de *Quercus* caracteriza los conjuntos antracológicos (Ros, 1996, Piqué, 2005, Allué, 2005; Euba, 2008; Alcalde y Saña, 2008; Allué et al., 2009). La única excepción se da en el Pirineo, donde los pinos continúan siendo dominantes hasta la actualidad (Euba, 2009). Con respecto a *Quercus* encontramos diversidad entre la distribución de *Quercus* caducifolios y *Quercus* perennifolios. Otros taxones significativos para este período son *Buxus sempervirens*, *Taxus baccata*, que acompañan a las formaciones de robles y tienen un papel significativo en el paisaje. La explotación del combustible depende en mayor medida del tipo de ocupaciones en contextos en cueva o al aire libre y será dependiente de otras actividades. Se identifica un cambio significativo debido al cambio en la disponibilidad debido a los cambios en las formaciones florísticas y un cambio en la gestión de los recursos forestales.

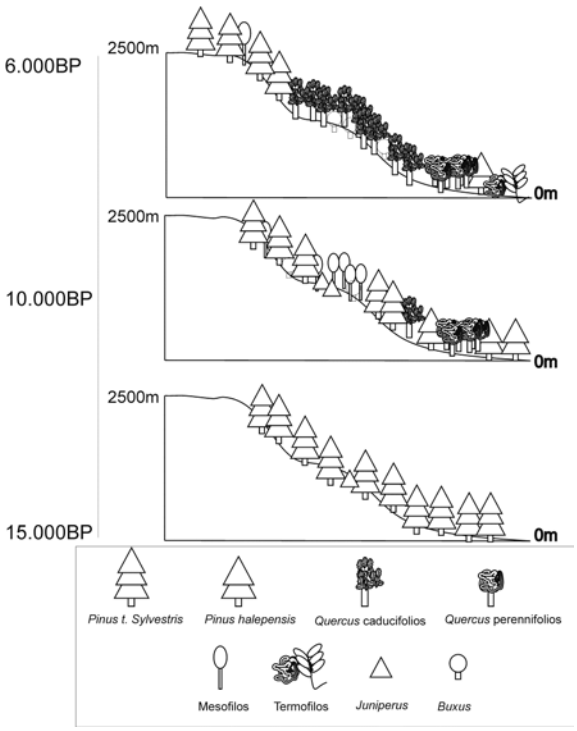


Fig. 2. Distribución diacrónica y altitudinal de las formaciones vegetales de acuerdo con los resultados antracológicos del NE peninsular.

CONCLUSIONES

Los conjuntos antracológicos referentes al NE peninsular son una fuente importante de datos que nos permiten una aproximación al registro desde una perspectiva paleoecológica y paleoeconómica. Los datos existentes hasta al momento ofrecen un conjunto suficiente para plantear hipótesis sobre la cobertura vegetal y su evolución durante un período de cambios significativos sujetos a las variaciones climáticas. Asimismo los cambios culturales que se suceden durante este período afectan también a las estrategias de aprovisionamiento de combustible. Sin embargo las trasformaciones económicas son en ocasiones difícilmente apreciables. El conjunto de datos existentes reflejan un paisaje que evoluciona bajo condicionantes climáticos con una tendencia a la mejoría. Asimismo denotan una cobertura arbórea continua, constituida por formaciones de coníferas en las fases más antiguas y una evolución hacia formaciones de bosques caducifolios a partir del inicio del Holoceno. Si tenemos en cuenta datos procedentes de otras disciplinas podemos confirmar que se trata de un paisaje diverso, en mosaico, que proporciona los recursos forestales que implican cambios también en las estrategias de aprovisionamiento.

Agradecimientos

2009 SGR 813, TRANSCULMED-II HAR2008-01984/HIST y 2006EXCAVA00015

Referencias bibliográficas

Alcalde, G., Saña, M., (2008). Procés d'ocupació de la Bauma del Serrat del Pont (La Garrotxa) entre 7400 i 5480 cal. aC. Publicacions Eventuals d'Arqueologia de la Garrotxa, 8, Olot.

Allué, E., (2009). Estudios antracológicos en la vertiente sur del Pirineo y áreas circundantes durante el Tardiglaciar. Una aproximación de la arqueobotánica al conocimiento del medio vegetal y su aprovechamiento. En: Els Pirineus i les àrees circumdants durant el Tardiglaciar. Mutacions i filiacions tecnoculturals, evolució paleoambiental (16000-10000 BP). (J.M. Fullola-Pericot, N. Valdeyron, M. Langlais Eds.)XIV Col·loqui internacional d'Arqueologia de Puigcerdà, Puigcerdà, Institut d'Estudis Ceretans, 163-181.

Allué, E., Vernet, J. L., Cebrià, A., (2009). Holocene vegetational landscapes of NE Iberia: charcoal analysis from Cova de la Guineu, Barcelona, Spain. *The Holocene* 19(5), 765-773.

Allué, E., Ibáñez, N. Saladié, P. & Vaquero. M., (2010). Small preys and plant exploitation by late pleistocene hunter–gatherers. A case study from the Northeast of the Iberian Peninsula. *Archaeological and Anthropological Sciences* 2(1), 11-24.

Allué, E., Fullola J. M., Mangado X., Petit M. À., Bartrolí R. & Tejero J. M., (en prensa)a. La séquence anthracologique de la Grotte du Parco (Alòs de Balaguer, Espagne): Paysages et gestion du combustible chez les derniers chasseurs-cueilleurs. *L'Anthropologie*.

Allué, E., Martínez-Moreno, J., Alonso, N. & Mora R., (en prensa)b. Changes in the vegetation and human management of forest resources in mountain ecosystems at the beginning of MIS 1 (14,7- 8 ka cal BP) in Balma Guilanyà (South-Eastern Pyrenees, Spain).

Euba, I., (2009). Análisis antracológico de estructuras altimontanas en el valle de la Vansa-Sierra del Cadí (Alt Urgell) y en el valle del Madriu (Andorra): explotación de recursos forestales del Neolítico a época moderna. Documenta, 9, Institut Català d'Arqueologia Clàssica. Tarragona, 116 pp.

Morales, J. I., Fontanals, M., Oms, F. X. & Vergès, J. M., (2010). La chronologie du Néolithique ancien cardial du nord-est de la Péninsule Ibérique. Datations, problématique et méthodologie. *L'Anthropologie* 114(4), 427-444.

Piqué, R., (2005). Paisaje y gestión de recursos forestales entre el VI y IV milenio cal BC en el nordeste de la Península Ibérica. En: III Congreso del Neolítico en la

Península Ibérica. (P.Arias, C., Ontañón, C. García-Moncó, Eds.), Universidad de Cantabria, Santander, 45-52.Ros, M. T. (1996). Datos antracológicos sobre la diversidad paisajistica de Catalunya en el Neolítico. *Rubricatum* 1, 43-56.

.

EL FINAL DEL PLEISTOCENO Y EL INICIO DEL HOLOCENO EN CATALUÑA. LOS DATOS APORTADOS POR LOS YACIMIENTOS INCLUIDOS EN EL PROYECTO TRANSCULMED-II

M. Fontanals (1, 2), J.I. Morales (2) y J.M. Vergès (2,1)

1. Area de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV), Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, España
marta.fontanals@urv.cat
2. IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, C/Escorxador s/n, 43003 Tarragona, España
mfontanals@iiphes.cat; verges@iphes.cat; jignacio.morales@gmail.com

Abstract: *Data published in recent years have enabled us to new interpretations of the different techno-cultural events that happen in the final moments of the Pleistocene and early Holocene in the northeast of the Iberian Peninsula. Have contributed to this, the work carried out in a several sites located in the center and south of Catalonia: la Cativera, el Molí del Salt, el Cavet and Picamoixons in the north of the province of Tarragona and Agut Abric in the south of Barcelona, all included in the project Transculmed-II.*

Palabras clave: Magdalenise Superior, Epipaleolítico microlaminar, Mesolítico macrolítico, Neolítico
Keywords*: Upper Magdalenian, Microlaminar Epipaleolithic, Macrolithic Mesolithic, Neolithic*.

A lo largo de esta última década, el conocimiento que se tenía entorno al tránsito Pleistoceno-Holoceno en Cataluña ha cambiado sustancialmente. Ello se ha debido principalmente a la aparición de nuevas informaciones derivadas de los trabajos de campo y a la reinterpretación de los datos ya conocidos, que junto con la realización de nuevas dataciones radiométricas han permitido cuestionar el esquema de referencia que para la vertiente mediterránea de la península Ibérica había elaborado Javier Fortea (Fortea, 1973). Actualmente, los nuevos datos sugieren una realidad más compleja que implicaría:

- Una supuesta dificultad para distinguir los conjuntos inmediatamente anteriores al 13.000 cal BP de los del Epipaleolítico microlaminar establecido por J. Fortea. Esta filiación tecnológica ha sido abogada por diferentes autores (Vaquero, 2006; Vaquero et al., 2009; García, 2007) e implicaría una perduración del período Magdaleniense hasta justo antes del inicio del Holoceno.
-Una escasez de evidencias en Cataluña correspondientes al tecno-complejo sauveterroide, equivalente a las facies Filador y Cocina del Epipaleolítico geométrico de Fortea. Si bien para la primera facies se conocen algunos conjuntos, la segunda no está presente en el territorio catalán.
-La irrefutable existencia del tecno-complejo conocido como Mesolítico de tipo macrolítico, no contemplado en la seriación de Fortea, y que hoy en día se documenta en diversas áreas del territorio catalán.
-La inexistencia de registro arqueológico correspondiente al Mesolítico reciente en Cataluña. Así, se constata un hiato de unos 1000 años hasta la aparición de las primeras evidencias de neolitización, hecho que impide conocer los momentos finales del Mesolítico y su relación con el período posterior.

Los yacimientos de Picamoixons, La Cativera, El Molí del Salt, El Abric Agut, y El Cavet, localizados en una área geográfica no muy extensa, en el centro y sur de Cataluña, disponen de secuencias que registran diferentes momentos de ocupación durante el periodo que estamos tratando y que por lo tanto, aportan un corpus de datos esencial para su interpretación.

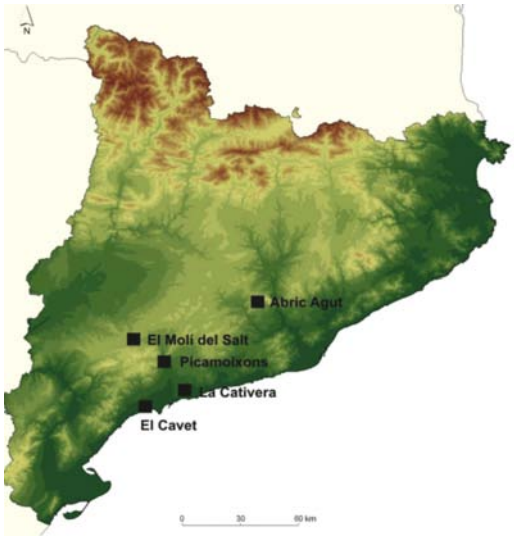


Fig. 1: Localización de los yacimientos arqueológicos

PICAMOIXONS (Valls, Tarragona)

El depósito arqueológico se halla en una formación travertínica localizada en el margen izquierdo del río Francolí. Excavado en los años 1988 y 1993, los estudios derivados de esos trabajos permitieron conocer que el yacimiento, muy afectado por procesos postdeposionales, presentaba una secuencia estratigráfica formado por cinco niveles arqueológicos. Se realizaron 4 dataciones radiométricas de las que se obtuvieron unas fechas de 9.170±80BP, 9.370±95 BP,10.900±90 BP y 10.055±90 BP. El conjunto arqueológico se interpretó como una evidencia de la perduración de las industrias microlaminares hasta el X milenio BP (Allué et al., 1992).

Recientemente, se ha realizado una revisión y reestudio de los materiales del yacimiento, especialmente de los obtenidos en la excavación de 1993 (García et al., 2009) así como nuevas dataciones, que ha derivado en una nueva interpretación para este conjunto arqueológico.

Ésta propone mantener la existencia de dos períodos cronológicos, uno entorno al 11.000 BP y otro entre los 9.100 y 9.500 BP a los que corresponderían pero

dos conjuntos tecno-culturales diferenciados. El primero se atribuye al Magdaleniense superior final y el segundo, presentaría elementos que permitirían caracterizarlo como un conjunto perteneciente al Mesolítico de facies macrolítica, aunque la presencia de un claro componente laminar indicaría según los autores, una clara vinculación con las industrias del Paleolítico Superior.

LA CATIVERA (El Catllar, Tarragona)

Este abrigo se localiza en el margen izquierdo del río Gaià. Presenta una secuencia estratigráfica con 3 conjuntos arqueológicos, que a su vez comprenden 8 niveles arqueológicos. Las dataciones radiométricas realizadas en cada uno de ellos permiten situar la secuencia en los momentos finales del Pleistoceno e inicios del Holoceno. Así las 5 unidades arqueológicas que integran el conjunto inferior, denominado C, presentan una sucesión de 4 dataciones: el nivel C3 con 11.230±100 BP, 11135±80 BP para el C3b, el C2 con 10660±120 BP y 10.370±100 BP para el C1; el conjunto B dispone de dos fechas, 8.860±95 y 8.230±40 BP y finalmente al conjunto A le corresponde una datación de 7979±60 años BP (Allué et al.,2000).

Las fechas disponibles junto con los datos derivados del estudio de la industria lítica recuperada permitirían establecer la filiación de los dos conjuntos inferiores, B y C, con la tecnología microlaminar, aunque en el caso de este último, al no estar aún excavado en extensión, requiere que se contemple a nivel de hipótesis. En el caso del conjunto B en cambio, tanto el nivel B como el B base presentan unos patrones tecnológicos atribuibles al Epipaleolítico microlaminar, siendo un ejemplo de su perduración más allá del inicio del Holoceno. En el conjunto superior, el A, se produce un cambio por lo que se refiere a las pautas tecnológicas, documentándose un conjunto de carácter plenamente macrolítico.

EL MOLÍ DEL SALT (Vimbodí, Tarragona)

Se trata de un abrigo situado en el margen izquierdo del río Milans. En su secuencia estratigráfica se han identificado 3 conjuntos arqueológicos. El superior (Sup), con una datación de 8040±40 BP; el conjunto A, con tres niveles arqueológicos, A1, A y Asup, este último con dataciones de 10840±50 BP y 10990±50 BP, y el conjunto B, con dos niveles, el B2 datado en 12510±100 BP y 11940±100 BP (Vaquero, 2004).

El estudio de los artefactos líticos pone de relieve diferencias tecnológicas notables entre el nivel más reciente, el Sup, y el resto de niveles. Así, mientras estos últimos presentan unas características técnicas que se atribuyen, en todos los casos, al Magdaleniense Superior, el nivel Sup se relaciona con un conjunto macrolítico con presencia, pero, de un componente laminar destacable. A pesar de que esta asociación es muy poco frecuente en los conjuntos descritos como macrolíticos hasta el momento, las diferencias tecnológicas y tipológicas entre los efectivos del conjunto Sup y los de los niveles subyacentes presentan diferencias significativas que permiten descartar una posible mezcla de materiales entre unidades arqueológicas (Vaquero et al., 2009).

El ABRIC AGUT (Capellades, Barcelona)

Este abrigo fue excavado en diferentes momentos a lo largo del siglo XX, pero es a raíz de los resultados de las excavaciones realizadas entre 1999 a 2001 y su contraste con los obtenidos anteriormente, cuando se descarta su tradicional atribución al Paleolítico Medio y se sitúa en el contexto del Mesolítico de facies macrolítica.

Entre 1999 y 2001 se intervino en la única parte del yacimiento que aún no había sido excavada totalmente. Aquí se identificaron 4 niveles arqueológicos que se contextualizaron cronológicamente a partir de la datación de l as formaciones de travertino que los sellaban, mostrando una sucesión de fechas entre el intervalo 9185±60 BP y 10.060±65 BP (Vaquero et al., 2002).

El estudio de los materiales líticos obtenidos en estas últimas campañas en cambio evidenciaría que éstos no presentan los rasgos técnicos propios del Paleolítico Superior si no que se relacionarían con las industrias macrolíticas.

Así, el Abric Agut adelantaría significativamente la aparición del Mesolítico de tipo macrolítico, con las consecuentes interpretaciones que ello conlleva.

El CAVET (Cambrils, Tarragona)

Excavado con carácter de urgencia en diversas ocasiones por estar sujeto a la progresión urbanística del municipio, finalmente en 2005 se inició su excavación programada en el marco de un proyecto de investigación.

Formado básicamente por alrededor de centenar de fosas excavadas en el suelo, de las que hasta el momento se han intervenido una veintena. Por su morfología y las características de su relleno se interpreta que la mayor parte de estas fosas podrían haber tenido una función relacionada con el almacenaje de productos agrícolas, concretamente cereales. Una vez terminada su vida útil, estos silos fueron rellenados con sedimento y materiales de origen antrópico, las características del que indicarían que su uso final sería el de basurero.

Actualmente se dispone de una datación radiométrica realizada sobre un carbón localizado en el interior de uno de los silos. La fecha, de 6620±60 años BP (Fontanals et al., 2006), una de las más antiguas para ubicar temporalmente el proceso de neolitización en Cataluña, y que sirve de referente para acotar el lapso de tiempo del que no se dispone de registro arqueológico alguno entre los períodos Mesolítico macrolítico y Neolítico en Cataluña.

CONSIDERACIONES FINALES

El análisis detallado de la información que se deriva de cada uno de los yacimientos arqueológicos presentados y su comparación entre si, permite configurar un corpus de datos esencial para la caracterización de los complejos tecnoculturales que se desarrollan en el tránsito Pleistoceno-Holoceno así como su periodización. A su vez pero, este mismo registro arqueológico pone sobre la mesa una serie de interrogantes relacionados con la variabilidad de los tecnocomplejos líticos entre yacimientos, la definición y caracterización de cada uno de ellos así como su distribución temporal.

Referencias bibliográficas.

Allué, E.; Carbonell, E.; Cervera, M.M.; Bermúdez de Castro, J.M.; Boj, I.; Esteban, M.; Estirado, R.M.; Fernández Jalvo, Y.; Gabarró, J.M.; Hortolà, P.; Lorenzo, C.; Miró, J.M.; Ollé, A.; Pastó, I.; Perales, C.; Prats, J.M.;

Rodríguez, X.P.; Rosell, J.; Sala, R.; Vallverdú, J.; Vaquero, M. & Vergés, J.M. (1992): *Picamoixons. Un assentament estratègic dels darrers caçadors-recol.lectors.* Arqueologia d'Intervenció, 1.Tarragona: Museu d'Història de Tarragona / L.A.U.T.

Allué, E.; Angelucci, D.; Cáceres, I.; Fiocchi, C.; Fontanals, M.; García, M.; Huguet, R.; Ollé, A.; Saladié P.; Vergès, J.M. & Zaragoza, J. (2000). La Cativera (El Catllar, Tarragona): datos preliminares sobre el límite Pleistoceno-Holoceno en el sur de Cataluña. *Actas do 3º Congresso de Arqueologia Peninsular. Vol. IX. Contributos das ciências e das tecnologias para a arqueologia da Peninsula Ibérica,* Porto: ADECAP, 81-98.

Fontanals, M.; Euba, I., Morales, J.I., Oms, F.X., Vergès, J.M. (2008). El asentamiento litoral al aire libre de El Cavet (Cambrils, Tarragona). *IV Congreso del Neolítico Peninsular*. Tomo I, 168-175.

Fortea, J. (1973). *Los complejos microlaminares y geométricos del epipaleolítico mediterraneo español.* Memorias del Seminario de Prehistoria y Arqueologia. Salamanca, Universidad de Salamanca.

García, S. (2007). La indústria lítica del nivel ASup del Molí del Salt (Vimbodí, Tarragona) y su contextualización en el Paleolítico Superior Final de la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria* 64 (2), 157-168.

García, S., Vaquero, M., Pérez, I., Menéndez, B., Peña, L., Blasco, R., Mancha, Eva., Moreno, D. & Muñoz, L. (2009). Palimpsestos y cambios culturales en el límite Pleistoceno-Holoceno: el conjunto lítico de Picamoixons (Alt Camp, Tarragona). *Trabajos de Prehistoria* 66 (2), 7-22.

Vaquero, M., Esteban, M., Allué, E., Vallverdú, J., Carbonell, E. & Bischoff, J. L. (2002). "Middle Palaeolithic Refugium, or Archaeological Misconception? A New U-Series and Radiocarbon Chronology of Abric Agut (Capellades, Spain)." Journal of Archaeological Science 29, 953-958.

Vaquero, M. (coord.) (2004). *Els darrers caçadors-recolectors de la Conca de Barberà: el jaciment del Molí del Salt (Vimbodí). Excavacions 1999-2003.* Montblanc, Museu-Arxiu de Montblanc i comarca.

Vaquero, M. (2006). El Mesolítico de facies macrolítica en el centro y sur de Cataluña. En Alday, A (Ed.). *El Mesolítico de muescas y denticulados en la cuenca del Ebro y el litoral mediterráneo peninsular.* Vol. 11. Diputación Foral de Álava, 137-160.

Vaquero, M., Alonso, S. & García, S. (2009). El final del Magdaleniense y el Mesolítico en Catalunya. *Els Pirineus i les àrees circumdants durant el tardiglacial. Mutacions i filiacions tecnoculturals, evolució paleoambiental (16.000-10.000 BP). Homenatge al professor Georges Laplace. XIV Col·loqui Internacional d'Arqueologia de Puigcerdà*. Puigcerdà, Institut d'Estudis Ceretans, 349-373.

EL APROVECHAMIENTO DE RECURSOS VEGETALES ENTRE EL PALEOLÍTICO SUPERIOR FINAL Y EL NEOLÍTICO ANTIGUO IBÉRICO MEDITERRÁNEO. APROXIMACIÓN PALEOCARPOLÓGICA.

A. Rodriguez (1,2)

(1) IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, C/ Escorxador s/n, 43003 Tarragona, Spain
(2) Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV), Avinguda. de Catalunya 35, 43002 Tarragona, Spain.
arodri@prehistoria.urv.cat

Abstract (The exploitation of plant resources between the Final Upper Palaeolithic and the Iberian Mediterranean earliest Neolithic. Paleocarpological approach): *The aim of this paper is to summarize data of fruit analysis made in the NE Iberian Peninsula and in the Mediterranean influence area, in deposits dated between the Final Upper Palaeolithic and the Iberian Mediterranean earliest Neolithic: Molí del Salt, Balma Guilanyà, Cingle Vermell, Abric del Gai, Sota Palou, Font del Ros, Bauma del Serrat del Pont, Roc del Migdia, Balma Margineda, El Cavet, Cova de Can Sadurní and cueva del Mirador. The archaeobotanical assemblage is mainly formed by edible plants; the fruits of Corylus avellana, Prunus spinosa and Quercus sp. are the most frequently documented in these sites.*

Palabras clave: Recursos vegetales, Paleolítico superior final, Neolítico antiguo, NE Península Ibérica
Key words: *Plant resources, Final Upper Palaeolithic, earliest Neolithic, NE Iberian Peninsula*

Introducción

Los estudios arqueobotánicos de semillas y frutos nos proporcionan una interesante información relacionada con las estrategias de explotación de los recursos vegetales.

Esta disciplina aporta conocimientos a dos grandes campos: el paleoambiente y la etnobotánica. Es este último el más específico, ya que su objeto de estudio son elementos vegetales que en la mayoría de los casos son aportaciones voluntarias antrópicas a los yacimientos arqueológicos. Pero el conjunto de restos recuperados en un yacimiento no representa el espectro real de especies explotadas por aquella comunidad; únicamente las que se han conservado (debido a factores naturales o antrópicos) nos proporcionan información, dificultando enormemente la interpretación del uso real de estas especies vegetales.

El presente trabajo pretende ser una síntesis de los resultados disponibles hasta el momento para yacimientos datados entre el Paleolítico superior final y el Neolítico antiguo, situados en el NE y zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica.



Fig. 1. Localización de los yacimientos arqueológicos mencionados en el texto. Leyenda: 1. Molí del Salt (Vimbodí, Tarragona); 2. Balma Guilanyà (Navès, Lleida); 3. Cingle Vermell (Vilanova de Sau, Barcelona); 4. Abric del Gai (Moià, Barcelona); 5. Sota Palou (Campdevànol, Girona); 6. Font del Ros (Berga, Barcelona); 7. Bauma del Serrat del Pont (Tortellà, Girona); 8. Roc del Migdia (Vilanova de Sau, Barcelona); 9. Balma Margineda (Juberri, Andorra); 10. El Cavet (Cambrils, Tarragona); 11. Cova de Can Sadurní (Begues, Barcelona); 12. Cueva del Mirador (Ibeas de Juarros, Burgos).

Yacimientos arqueológicos en el NE y zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica

El yacimiento con una cronología más antigua es el Molí del Salt (12550-12387 cal BP). La familia mejor representada es la de las rosáceas; el taxón más

abundante es *Prunus spinosa* (endrino) y se han documentado restos de cf. *Pyrus pyreaster* (peral silvestre), *Prunus* sp. y *Rosa* sp. Taxones como *Crataegus* sp., cf. *Juniperus* sp. y Maloidae aparecen igualmente representados (Allué et al., 2010; Piqué et al., 2011).

Yacimiento	**MS (ASup)**	**BG**	**CV**	**AG (I)**	**SP**	**FR**	**BSP (IV.3)**	**BSP (IV.2)**	**BSP (IV.1)**	**RM**	**BM**	**EC**	**CCS**	**M22**	**M23**	**M24**
Taxón																
Arbutus unedo							*						*			
Avena sp.													*			
Celtis australis															*	
Cornus cf. *mas*																*
Cornus sanguinea											*					
Corylus avellana		*	*		*	*	*	*		*	*					
Crataegus sp.	*															
Hordeum sp.															*	
cf. *Hordeum* sp.												*				
Hordeum vulgare													*			
H. vulgare var. *nudum*											*					
Juglans regia										*	*					
Juglans sp.			*													
Juniperus sp.											*					
cf. *Juniperus* sp.	*															
Leguminosae														*	*	
Maloideae	*	*				*										
Malus sylvestris		*				*					*					
Pinus pinea										*						
Pinus sp.			*								*		*		*	
Pyrus pyreaster		*				*					*					
cf. *Pyrus pyreaster*	*															
Pistacia terebinthus											*					
Prunus sp.	*													*		
Prunus spinosa	*	*	*	*		*				*	*					
Prunus tipo *cerasus*													*			
Quercus sp.			*				*		*	*	*		*			

Tabla 1. Presencia de restos paleocarpológicos en yacimientos del NE y zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica datados entre el Paleolítico superior final y el Neolítico antiguo. Leyenda: MS - Molí del Salt; BG - Balma Guilanyà; CV - Cingle Vermell; AG - Abric del Gai; SP - Sota Palou; FR - Font del Ros; BSP - Bauma del Serrat del Pont; RM - Roc del Migdia; BM - Balma Margineda; EC - El Cavet; CCS - Cova de Can Sadurní; M22 - cueva del Mirador (Nivel 22); M23 - cueva del Mirador (Nivel 23); M24 - cueva del Mirador (Nivel 24).

El resto de yacimientos con dataciones del Paleolítico superior final, Balma Guilanyà (11245-9010 cal BP / 11690-11450 cal BP), Cingle Vermell (11748-10611 cal BP), Abric del Gai (10372-9558 cal BP), Sota Palou (10154-9094 cal BP), Font del Ros (9401-8555 cal BP), Bauma del Serrat del Pont (9090-8775 cal BP / 8632-8430 cal BP / 8284-8021 cal BP) y Roc del Migdia (8981-7443 cal BP), presentan un espectro muy similar y se documentan taxones como *Corylus avellana* (avellano), *Prunus spinosa*, *Pyrus pyreaster*, *Sorbus* sp., *Juglans regia* (nogal), *Pinus* sp. y *Pinus pinea* (pino piñonero), *Quercus* sp., *Malus sylvestris* (manzano silvestre) y *Arbutus unedo* (madroño) (Buxó, 1997; Buxó & Piqué, 2008; López, 2006; Piqué et al., 2011; Zapata et al., 2004). Los yacimientos situados cronológicamente en el Neolítico antiguo presentan una mayor variabilidad taxonómica y se documenta la presencia de cereales y leguminosas cultivadas. Los frutos recolectados también están representados, ya que estas estrategias de

subsistencia se siguen manteniendo por parte de las comunidades agrícolas y ganaderas. Balma Margineda (7960-7430 cal BP / 7740-7320 cal BP), El Cavet (7580-7420 cal BP), Cova de Can Sadurní (7420-7250 cal BP) y la cueva del Mirador (7180-6900 cal BP / 7320-7170 cal BP / 7160-7120 cal BP / 7030-6870 cal BP), muestran un espectro complejo y aparecen representados taxones cultivados como *Hordeum vulgare* (cebada vestida), *Hordeum vulgare nudum* (cebada desnuda), *Triticum aestivum-compactum* (trigo común), *Triticum aestivum/durum* (trigo común/duro), *Triticum dicoccum* (escanda menor), *Triticum monococcum* (escaña) y *Pisum sativum* (guisante). Igualmente se documenta la presencia de especies recolectadas, como *Arbutus unedo*, *Pinus* sp., *Prunus* tipo *cerasus* (cerezo) y *Prunus spinosa*, *Quercus* sp., *Cornus* cf. *mas* (cornejo macho) y *Cornus sanguinea* (cornejo), *Celtis australis* (almez), *Corylus avellana*, *Juglans regia*, *Juniperus* sp., *Pyrus pyreaster*, *Pistacia terebinthus* (terebinto), *Rosa* sp., *Rubus fruticosus* (zarzamora) y *Viburnum lantana* (lantana) (Fig. 1; Tabla 1 y Tabla 1 cont.).(Antolín, 2008; Antolín et al., 2010; Fontanals et al., 2008; Oms & Morales, 2008; Rodriguez, 2006; Rodriguez & Buxó, 2008; Vergès et al., 2008).

Yacimiento	**MS (ASup)**	**BG**	**CV**	**AG (I)**	**SP**	**FR**	**BSP (IV.3)**	**BSP (IV.2)**	**BSP (IV.1)**	**RM**	**BM**	**EC**	**CCS**	**M22**	**M23**	**M24**
Taxón																
Rosaceae	*					*							*	*		
Rosa sp.	*										*					
cf. *Rosa* sp.	*															
Rubus fruticosus											*					
Sorbus sp.		*		*					*							
T. aestivum-compactum											*					
T. aestivum/durum											*			*	*	*
cf. *T. aestivum/durum*												*				
Triticum dicoccum													*	*	*	*
cf. *Triticum dicoccum*												*				
Triticum/Hordeum															*	
Triticum monococcum													*		*	
Triticum sp.														*	*	*
Pisum sativum											*			*		
Viburnum lantana											*					

Tabla 1 (cont.). Presencia de restos paleocarpológicos en yacimientos del NE y zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica datados entre el Paleolítico superior final y el Neolítico antiguo. Leyenda: MS - Molí del Salt; BG - Balma Guilanyà; CV - Cingle Vermell; AG - Abric del Gai; SP - Sota Palou; FR - Font del Ros; BSP - Bauma del Serrat del Pont; RM - Roc del Migdia; BM - Balma Margineda; EC - El Cavet; CCS - Cova de Can Sadurní; M22 - cueva del Mirador (Nivel 22); M23 - cueva del Mirador (Nivel 23); M24 - cueva del Mirador (Nivel 24).

Consideraciones finales

Si bien para los yacimientos del Neolítico antiguo la presencia de restos de cereales y frutos está ampliamente documentada, para cronologías anteriores contamos con menos datos. Esto en parte podría ser debido a la falta de una aplicación sistemática de recogida y tratamiento de las muestras paleocarpológicas, con técnicas adecuadas, como la flotación del sedimento, para la recuperación de este tipo de restos.

Otros factores, como la carbonización (accidental o intencionada) y el tipo de consumo afectan a la conservación de semillas y frutos en los yacimientos arqueológicos. Además, sólo se conservan los elementos más duros de la planta (cáscaras, frutos, semillas, ...) y la presencia de frutos carbonizados no puede relacionarse con una recolección y un consumo intencionado de los mismos, ya que la combustión de ramas con frutos podría ser un factor importante para determinar su presencia. El tipo de consumo es otro de los factores a tener en cuenta, ya que en muchas ocasiones los frutos acostumbran a consumirse en el mismo lugar donde son recolectados, dificultando así su presencia en los asentamientos. Sólo si son transportados al yacimiento y consumidos allí, pueden llegar a formar parte del registro arqueológico (Allué et al., 2010; Buxó & Piqué, 2008).

Aunque es difícil valorar su papel real en la dieta vegetal de las comunidades del Paleolítico superior final y del Neolítico antiguo, todo apunta a que debieron jugar un papel importante. Para la zona NE de la Península Ibérica, tenemos documentados diversos taxones, la mayoría de plantas con frutos comestibles, entre los que destaca la presencia del avellano, el endrino y las bellotas. Igualmente se documentan otros

árboles y arbustos, como el madroño, el peral y manzano silvestre, el cerezo, el cornejo, las nueces y los piñones. Sin duda su peso específico debió ser más importante de lo que podemos inferir a través de los pocos datos arqueobotánicos de los que disponemos hasta el momento. Futuras investigaciones, con programas bien definidos de muestreo, podrían ayudar a completar esta falta de información.

Agradecimientos

Este trabajo se enmarca dentro del Proyecto de Investigación "Cambios tecno-culturales y de paisaje en la transición Pleistoceno-Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica (TRANSCULMEDII) del MICINN (HAR2008-0184/HIST).

A Ethel Allué, Ferran Antolín, Ramon Buxó, Daniel López y Raquel Piqué por la aportación de los datos inéditos.

Referencias bibliográficas

Allué, E., Ibáñez, N., Saladié, P. & Vaquero, M. (2010). Small preys and plant exploitation by late pleistocene hunter-gatherers. A case study from the Northeast of the Iberian Peninsula. *Archaeologica and Anthropological Sciences*, 2, 11-24.

Antolín, F. (2008). *Aproximació a l'estudi de la percepció i la interacció amb l'entorn vegetal en societats caçadores recol·lectores i agricultores ramaderes (10.000-4.000 cal ANE). Resultats de l'estudi arqueobotànic del jaciment arqueològic de la Cova de Can Sadurní (Begues, Baix Llobregat)*. DEA, Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona (España), 289 pp.

Antolín, F., Buxó, R., Piqué, R. & Edo, M. (2010, en prensa). L'aprofitament dels recursos vegetals silvestres al jaciment de la Cova de Can Sadurní (Begues, Baix Llobregat). Una visió transversal des de l'Epipaleolític al Neolític final (11.000-2.700 cal BC). *Actas VI Trobada d'Estudiosos del Garraf*, Gavà (España), 19 pp.

Buxó, R. (1997). *Arqueología de las plantas.La explotación económica de las semillas y los frutos en el marco mediterráneo de la Península Ibérica*. Ed. Crítica, Barcelona, 367 pp.

Buxó, R. & Piqué, R. (2008). *Arqueobotánica. Los usos de las plantas en la península* Ibérica. Ed. Ariel, Barcelona, 268 pp.

Fontanals, M., Euba, I., Morales, J.I., Oms, X. & Vergès, J.M. (2008). El asentamiento litoral al aire libre de El Cavet (Cambrils, Tarragona). *Actas IV Congreso del Neolítico Peninsular*, Vol., 1, Alicante (España), 68-175.

López, D. (2006). *Estudi arqueobotànic de les llavors i fruits de la Balma del Gai (Moià, Bages)*, informe inédito, 19 pp.

Oms, X. & Morales, J.I. (2008). *Cambrils al Neolític. Implantació i desenvolupament de les economies productores al Camp de Tarragona*. Ed. Ajuntament de Cambrils, Cambrils, 219 pp.

Piqué, R., Allué, E., Buxó, R. & Rodriguez, A. (2011, en prensa). Firewood and fruits gathering in NE of Iberian Peninsula. *Actas VIII Conferencia Internacional sobre el Mesolítico en Europa*, Santander (España), 11 pp.

Rodriguez, A. (2006). *La gestió dels recursos vegetals durant el Neolític a partir de la seqüència paleocarpològica de la Cueva de El Mirador (Sierra de Atapuerca, Burgos)*. DEA, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España), 185 pp.

Rodriguez, A. & Buxó, R. (2008). Cultivos y alimentación vegetal durante el Neolítico en la cueva de El Mirador (Sierra de Atapuerca, Burgos). *Actas* I*V Congreso del Neolítico Peninsular*, Vol., I*,* Alicante, (España), 317-325.

Vergès, J.M., Allué, E., Angelucci, D., Burjachs, F., Carrancho, A., Cebrià, A., Expósito, I., Fontanals, M., Moral, S., Rodriguez, A. & Vaquero, M. (2008). Los niveles neolíticos de la cueva de El Mirador (Sierra de Atapuerca, Burgos): nuevos datos sobre la implantación y el desarrollo de la economía agropecuaria en la submeseta norte. *Actas* I*V Congreso del Neolítico Peninsular*, Vol*.,* I, Alicante (España), 418-427.

Zapata, L., Peña-Chocarro, L., Pérez-Jordà, G. & Stika, H.P. (2004). Early Neolithic Agriculture in the Iberian Peninsula. *Journal of World Prehistory*, 18(4), 283-325.

CAMBIOS CLIMÁTICOS *vs.* CAMBIOS TECNOCULTURALES EN LA TRANSICIÓN PLEISTOCENO - HOLOCENO DEL N.E. IBÉRICO

F. Burjachs (1-2-3), E. Allué (2-3), A. Ballesteros (3-2), I. Expósito (2), M. Fontanals (3-2), E. Gassiot (4), A. Pèlachs (5), R. Pérez-Obiol (6), A. Rodríguez (3-2), J.M. Soriano (5) y R. Yll (2-7)

(1) ICREA. Institució Catalana de Recerca i Estudis Avançats. Barcelona, Catalonia, Spain. francesc.burjachs@icrea.cat
(2) IPHES. Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. c/ Escorxador, s/n. 43003. Tarragona, Catalonia, Spain. eallue@iphes.cat, iexposito@iphes.cat
(3) URV. Àrea de Prehistòria, Facultat de Lletres, Universitat Rovira i Virgili. Avda. Catalunya, 35. 43002 – Tarragona, Catalonia, Spain. ana.ballesteros@urv.cat, mfontanals@prehistoria.urv.cat, arodri@prehistoria.urv.cat
(4) UAB. Departament d'Antropologia Social i Prehistòria, Facultat de Filosofia i Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 – Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. ermengol.gassiot@uab.cat
(5) UAB. Geografia, Facultat de Filosofia i Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 – Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. albert.pelachs@uab.cat, joanmanuel.soriano@uab.cat
(6) UAB. Unitat de Botànica, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 – Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. ramon.perez@uab.cat
(7) MINOA Arqueologia i Serveis S.L. I+D. Camí Antic de Sant Cugat, 145. 08193 - Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. minoasl@ya.com, riker@prehistoria.urv.cat

Abstract (Climatic changes* vs. *changes in technocultural transitions: Pleistocene – Holocene in the NE Iberia): *We present in this preliminary work the palaeoenvironmental results for technocomplexes of the transition Pleistocene - Holocene. Thus, Magdalenian technology is adapted to open landscapes, cold climate, while Sauveterrian corresponds to an exceptionally cold event (Younger Dryas). Finally, macrolithic Mesolithic would be a technology adapted to changing landscapes, transition between steppe, meadows and pine woods to interglacial climax forests.*

Palabras clave: Clima y paisaje vegetal, tecnocomplejos del Tardiglaciar, transición Pleistoceno – Holoceno, Palinología.
Key words*: Climate and vegetal landscape, Last Glacial technology and culture, Pleistocene – Holocene transition, Palynology.*

PLANTEAMIENTO

Uno de los temas debatidos en la Prehistoria peninsular de estos últimos años ha sido el de la definición de los cambios tecnoculturales sucedidos durante la transición del último período glacial al actual interglaciar, y desde el punto de vista de si estos pudieron estar condicionados por los cambios climáticos o no.

Entre las problemáticas para el estudio de esta transición destacamos la de las 'dataciones', sobre todo la del ^{14}C (dispersión de datos entre fechas AMS, convencionales, calibraciones, etc.), y la del consenso entre prehistoriadores a la hora de definir y/o diferenciar los distintos tecnocomplejos que se desarrollarían durante este período. Aunque, también, la escasez de depósitos (naturales o arqueológicos) de alta resolución con que contamos, a fin de poder seguir estos cambios (climáticos y culturales) con precisión.

Así pues, a lo largo de estas líneas afrontaremos esta transición ayudados por la paleobotánica, que nos aporta datos paleoambientales regionales y que correlacionamos con los globales de una curva isotópica (GISP-2). Por otro lado, aportamos aquí los datos inéditos proporcionados por el depósito lacustre – turboso de Burg.

RESULTADOS PRELIMINARES

De los pocos depósitos continuos disponibles para esta cronología hemos escogido los de Portalet (González-Sampériz et al., 2006), Banyoles (Pérez-Obiol y Julià, 1994) y los datos de Burg (Fig. 1).

La correlación de resultados entre las curvas paleobotánicas, isotópica y las de diacronía de tecnocomplejos (Fig. 1) nos informa de los paisajes y clima correspondientes a cada momento.

Así, las culturas del Magdaleniense final viven en un paisaje abierto, fruto de los fríos aún reinantes después del Máximo Glacial. Sin embargo, cabe observar que este paisaje sería más abierto en altitudes bajas (Banyoles) que en las montañas (Burg, Portalet), donde se extenderían los bosques de pinos a causa de unas precipitaciones más abundantes. Por otra parte y a nivel puramente climático, la mayor proporción de yacimientos de esta tecnología se concentra durante los momentos más antiguos y fríos (GS-2a y GI-1d), agotándose al inicio del episodio térmicamente positivo GI-1c, cuando ya se había producido un receso durante el también positivo GI-1e.

Por otra parte, justo antes del inicio del térmicamente positivo complejo Bölling-Alleröd (GI-1e) aparecen los primeros yacimientos del Epipaleolítico microlaminar. Este tecnocomplejo perdurará hasta el período Boreal con interrupciones (GI-1d y Preboreal, y con poca frecuencia durante el Dryas Reciente), acusando una máxima concentración de yacimientos durante el descenso térmico del episodio GI-1b.

Las escasas evidencias documentadas para el tecnocomplejo de "niveles con triángulos" (o Sauveterriense) corresponden práctica y plenamente con el Dryas Reciente (GS-1), aunque los primeros yacimientos coinciden también con el frío GI-b. En

estos momentos y en general, los bosques (sobre todo de pinos) que estaban en expansión, retroceden ligeramente a causa de los fríos, abriéndose de nuevo el paisaje.

Finalmente, el último de estos tecnocomplejos de "muescas y denticulados" (o Mesolítico macrolítico), coincide con la recuperación de los bosques interglaciales. Por otra parte, la evolución del clima en este momento se establece en dos fases, al igual que la concentración de yacimientos arqueológicos. La primera fase se corresponde con el aumento térmico progresivo del período Preboreal, mientras que una segunda fase lo haría con el Boreal, después de una breve interrupción en los asentamientos humanos durante esta transición. Esta interrupción no parece tener una causa climática, pues a nivel de paisaje vegetal sólo se observa un ligero descenso del bosque (AP).

En resumen, podemos interpretar que el Magdaleniense es una tecnología adaptada a los paisajes abiertos de prados y estepas mediterráneas (al frío y/o aridez); que el Epipaleolítico microlaminar es un tanto ambiguo, aunque con una máxima concentración durante el frío episodio GI-1b; que los 'niveles con triángulos' están adaptados a una crisis de frío excepcional (Dryas Reciente); y, que los 'niveles con muescas y denticulados' se adaptan a un paisaje cambiante, de abierto a boscoso, el cual pasa progresivamente de frío a templado. Aunque, quizás, estemos hablando también de que la tecnología de aquellos hombres se adaptaba a su realidad cotidiana: caza y recolección, animales y plantas, según clima del momento.

Agradecimientos: Parte de estos estudios han sido investigados a través del proyecto MICINN "*Cambios tecno-culturales y de paisaje en la transición Pleistoceno – Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica"* (HAR2008-01984/HIST) y "*Estudio de las características antropológicas de las poblaciones en transición Mesolítico – Neolítico del nordeste de la Península Ibérica"* (CCGL2009-07572-E/BOS). Forman parte también de los *Grups de Recerca Reconeguts* por AGAUR (2009, SGR 813 y 324).

Referencias bibliográficas

González-Sampériz, P., Valero, B., Moreno, A., Jalut, G., García, J.M., Martí, C., Delgado, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006). Climate varibility in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.

Grootes, P.M. & Stuiver, M. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^{-3}- to 10^{-5}-year time resolution. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102 (C12), 26455-26470.

Pérez-Obiol, R. & Julià, R. (1994). Climatic Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30,000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-98.

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Wohlfarth, B. & INTIMATE Group (1999). Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews,* 18, 1143-1150.

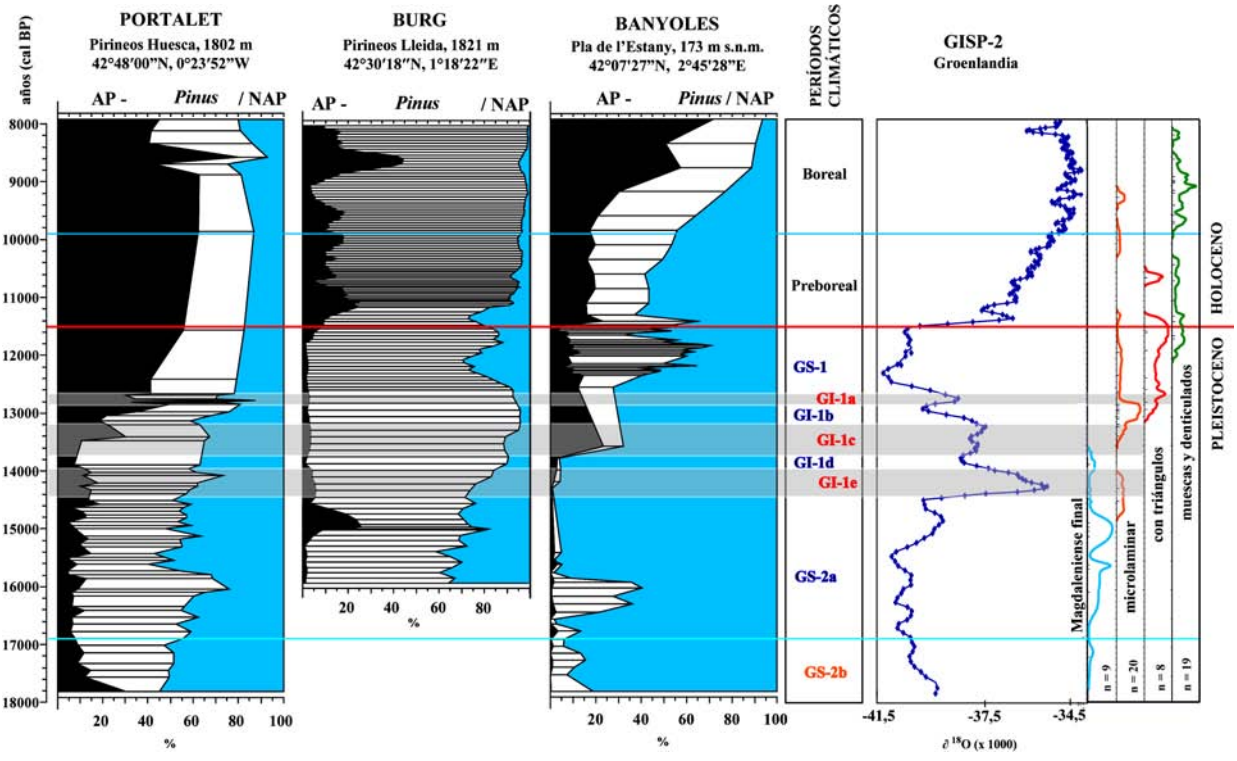


Fig. 1: Clima y paisaje vegetal durante la transición Pleistoceno – Holoceno (18–8 k-años cal. BP) en el NE de Iberia, según los depósitos de Portalet (González-Sampériz et al.*, 2006), Burg, Banyoles (Pérez-Obiol & Julià, 1994) y global curva isotópica de GISP-2 (Grootes & Stuiver, 1997), relacionado con los tecnocomplejos culturales arqueológicos de este momento. 'AP' representa los porcentajes de bosque en contra de un paisaje abierto ('NAP'), y donde el pino (*Pinus*) ha sido diferenciado por ser de 'amplio espectro' climático, a pesar de ser un árbol que puede formar bosques (pinares). Obsérvense las líneas horizontales con que se ha representado el taxón* Pinus *y que corresponde a cada una de las muestras analizadas: a más líneas, más resolución. Los períodos climáticos del Pleistoceno están basados en Walker* et al. *(1999). En la esquina inferior derecha, 'n' es el número de dataciones que integran la curva para cada tecnocomplejo.*

COVA DEL SARDO (BOÍ): L'ENTORN NATURAL DE LES PRIMERES OCUPACIONS NEOLÍTIQUES ALS PIRINEUS

A. Ballesteros (1-2), F. Burjachs (3-1-2) i E. Gassiot (4)

(1) IPHES. Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. c/ Escorxador, s/n. 43003. Tarragona, Catalonia, Spain
(2) URV. Àrea de Prehistòria, Facultat de Lletres, Universitat Rovira i Virgili. Avda. Catalunya, 35. 43002 – Tarragona, Catalonia, Spain. ana.ballesteros@urv.cat.
(3) ICREA. Institució Catalana de Recerca i Estudis Avançats. Barcelona, Catalonia, Spain. francesc.burjachs@icrea.cat
(4) UAB. Departament d'Antropologia Social i Prehistòria, Facultat de Filosofia i Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 – Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. ermengol.gassiot@uab.cat

Abstract (Sardo Cave: Environment of the first Neolithic occupations in the Pyrenees): *In this paper we present a reconstruction of the* Sardo *Cave landscape in prehistoric times. The Sardo Cave is located in* Parc Nacional d'Aigues Tortes - Estany de Sant Maurici *(Catalonia, Spain), in the zone of the fluvial* Sant Nicolau *Valley, at 1820 meters a.s.l. We used a classic palynology methodology research, allowed us to determine the fossil vegetal taxa and their evolution in time. The Neolithic sequence from the cave showed a wooded environment, characterized mainly by pines forests and other tree species were cf. Juniperus, Abies, Betula, and deciduous and evergreen Quercus. This forest would be also accompanied by riverside species in the most humid zones (Corylus, Salix, etc).*

Paraules clau: Cova del Sardo, arqueologia alta muntanya, palinologia, paisatge vegetal.
Key words*: Sardo Cave, Mountain archaeology, Palynology, Vegetal landscape.*

INTRODUCCIÓ

En els darrers anys s'ha produït una intensa tasca de cerca d'ocupacions prehistòriques a zones d'alta muntanya. En aquest sentit, l'estudi que presentem s'engloba dins d'un conjunt de projectes de prospecció i excavació duts a terme al Parc Natural d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici (Gassiot, 2006, 2008 i 2009), que han documentat més de 200 jaciments i vestigis arqueològics d'època Neolítica.

L'estudi d'aquests ha permès documentar diverses formes d'ocupació d'aquest territori i la seva evolució en el temps, observant una clara diferenciació de les ocupacions abans i després del 3500 cal. BP. Les primeres ocupacions abans d'aquesta data es caracteritzen per habitar refugis localitzats en petits abrics situats als marges de les valls (p.e. Cova del Sardo), mentre que posteriorment s'intensifiquen els assentaments, ocupant-se zones més elevades (p.e. Estany de la Coveta I).

Excepcionalment, en aquest context la Cova del Sardo presenta una ocupació pràcticament continuada al llarg de tot el Neolític, fet que a permès als arqueòlegs determinar-ne les activitats que si van dur a terme. La seva situació geogràfica, al fons d'una de les principals valls transversals del Parc Nacional d'Aigüestortes i fora de les cotes subalpines i alpines, explica en certa manera la duració i intensitat de la seva ocupació, on s'hi documenten dues fases del Neolític.

En aquest sentit, els resultats de les anàlisis palinològiques realitzades a la cova del Sardo ens permetrà veure com era l'entorn natural d'aquestes coves durant el Neolític.

SITUACIÓ

La Cova del Sardo és una petita balma situada a 1820 m d'altitud sobre la part baixa d'una de les vessants de la vall del Riu Sant Nicolau.

El jaciment està constituït per un abric rocós orientat al sud, a uns 40 m per damunt del riu i amb unes dimensions de 9,2 m d'amplada i quasi 3 de profunditat, amb una superfície total de 74,1 m².

Els inicis d'ocupació de la Cova del Sardo es remunten al VIè mil·lenni cal. ANE, i serà a partir de la primera meitat del Vè mil·lenni que s'ocuparà de forma pràcticament continua fins entorn al 2862-2493 cal. ANE, incrementant-se la seva activitat a mitjans del Vè mil·lenni.

METODOLOGÍA

El punt de partida d'aquest estudi és d'un total de 23 mostres. Sis foren extretes durant els treballs d'excavació de la campanya 2008 dels nivells més significatius (nomenclatura TR), i altres 17 es mostrejaren posteriorment a partir de dos perfils estratigràfics del jaciment (nomenclatura M) en novembre de 2008. Aquestes 23 mostres es van sotmetre a un tractament fisicoquímic (Burjachs *et al.*, 2003), obtenint-ne un residu orgànic que es va muntar en preparacions biològiques i es van analitzar sota microscopi òptic *Olympus* CX41, a 600 augments.

El tractament d'aquests resultats es va fer mitjançant el software *Tilia* (Grimm, 1991-2011), amb el qual és va fan fer la representació dels resultats palinològics. Aquests resultats s'han graficat mitjançant diagrames que ens mostren els valors obtinguts (Fig.. 1). Pel càlcul dels percentatges s'ha utilitzat la suma base dels pol·lens determinats, excloent-ne les espores monoletes.

DADES

Del total de mostres analitzades, en el present treball presentarem únicament aquelles de les que s'ha obtingut uns resultats estadísticament significatius. Tenint en compte això, treballarem a partir d'11 de les 23 mostres inicials, les quals engloben un període comprès entre els 4658 ±115 i 7442 ±32 cal. BP i que amb els treballs arqueològics s'ha dividit en dos períodes: abans del 6.000 cal. BP, com a Neolític I, i posteriorment com a Neolític II.

D'aquests dos períodes s'ha plotejat, a més a més, dos histogrames (N1 i N2), que són una mitjana de les diverses mostres que els integren. D'aquesta manera pel Neolític I (N1) s'han tingut en compte els valors de les mostres M12, M11, TR797 i M10 i pel Neolític II (TR557, M6, M4, M3, M2, M1 i M9). Aquesta síntesis de mostres ens permetrà fer-nos una idea més clara de les formacions vegetals i la seva proporció durant aquestes dues fases del Neolític (Fig.1).

INTERPRETACIÓ, DISCUSSIÓ

Així, hem obtingut un diagrama pol·línic on podem observar els dos moments del Neolític en que va ser ocupada la cova. A grans trets, veiem que l'entorn de la Cova del Sardo durant el Neolític, va ser ocupada principalment per diverses formacions arbòries.

que van lligades a un augment dels taxons mèsics (*Quercus* spp*, Corylus, Tilia, Ulmus*), i que fan referència a millores climàtiques que propicien que la vegetació de cotes més baixes pugui sobreviure a cotes més altes i augmentin proporcionalment al diagrama, de la mateixa manera que es produirà una migració dels pins cap a cotes més altes que propiciarà la disminució de la seva predominança al voltant del jaciment.

Altrament, l'estrat arbori es complementa per un seguit de taxons que precisen d'aigua permanent o alta humitat. Ens referim als salzes (*Salix*), vern (*Alnus*) oms (*Ulmus*) i avellaner (*Corylus*), que ens indiquen la proximitat de zona humides i amb disponibilitat d'aigua i que podríem localitzar al fons de la vall per on circula el riu Sant Nicolau.

Pel que fa a les herbes, veiem que ens apareixen un seguit de taxons propis dels prats (Poaceae, Asteraceae, plantatges, etc.), que ens indiquen l'existència de clarianes a l'entorn del jaciment

Durant el Neolític I, observem un clar predomini de les pinedes on s'assoleixen valors mitjans entorn al 60% de l'espectre arbori. A més a més dels pins, veiem traces dels taxons més termòfils (*Quercus* caducifolis i perennifolis*, Corylus, Alnus, Ulmus i Tilia*), en una menor proporció que en el període anterior.

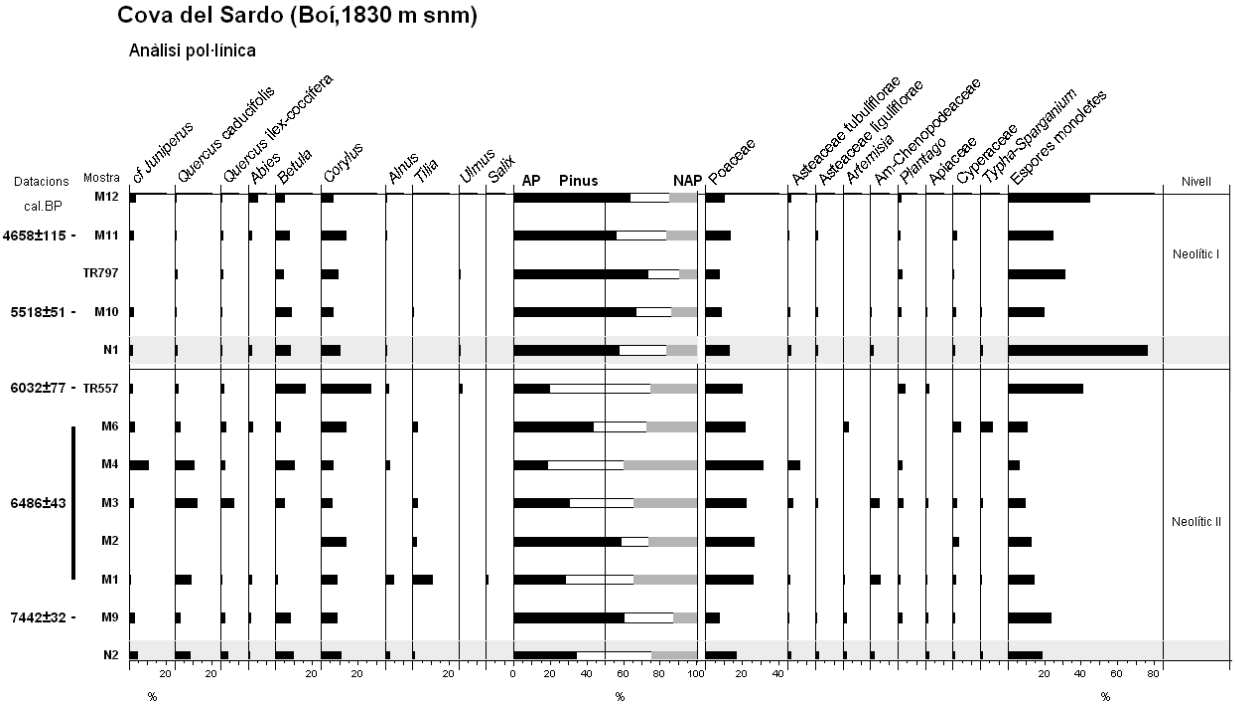


Fig. 1: Diagrama pol·línic de la Cova del Sardo. Al centre observem l'acumulació de percentatges dels tàxons arboris (AP) i no arboris (NAP), que ens permet veure l'evolució de la cobertura arbòria vs. espais oberts. A l'esquerra de la corba acumulada tenim els percentatges dels diversos tàxons arboris, mentre que a la dreta hi ha els arbusts, herbes i espores de Pteridòfits.

Durant el Neolític II veiem un clar predomini dels taxons arboris que superen durant tot el període el 60% de l'espectre arbori. D'aquesta manera la superfície arbrada es caracteritzaria per dos tipus de boscos diferents, d'una banda el bosc de pins climàcic a aquesta altitud i el bosc de caducifolis típic de la muntanya mitjana. D'aquesta manera, veiem com es produeixen fluctuacions en els valors de pi,

Durant ambdós períodes hi ha constància de *cf. Juniperus* i bedoll (*Betula*), que ens parlen de la proximitat d'insolades clarianes. O, d'altra banda, d'uns pocs avets (*Abies*), que ens demostraria la poca importància de les avetoses en aquesta zona.

una corba d'^{18}O, que ens mostra una clara correlació amb l'augment de la proporció d'aquests i la millora tèrmica al llarg del període (Fig. 2). Aquest augment dels taxons mèsics (M9 - M2) lligat a la conseqüent disminució en els valors dels pins és la plasmació de la millora de les condicions ambientals que possibilita la ascensió dels pisos de vegetació. És a dir, permet que el bosc de caducifolis és localitzi a cotes més altes que en moments anteriors i posteriors. Podríem dir que en aquest moment és produeix l'òptim climàtic per a aquestes espècies, que a partir d'aquest moment i durant el Neolític I, presentaran uns valors més baixos i constants.

Juntament amb aquest bosc predominant, al principi del període, com a conseqüència d'una millora de les condicions climàtiques es produirà una extensió dels boscos caducifolis cap a cotes més altes. Posteriorment i al llarg de la seqüència, aquests taxons perdran pes relatiu respecte al bosc de pins.

Finalment, al llarg de tot el període podem observar els taxons que formarien el bosc de ribera situat al fons de la vall; i, d'altra banda, taxons pratícoles que juntament amb els *Juniperus* spp. informen de l'existència de zones obertes o clarianes dins la massa forestal.

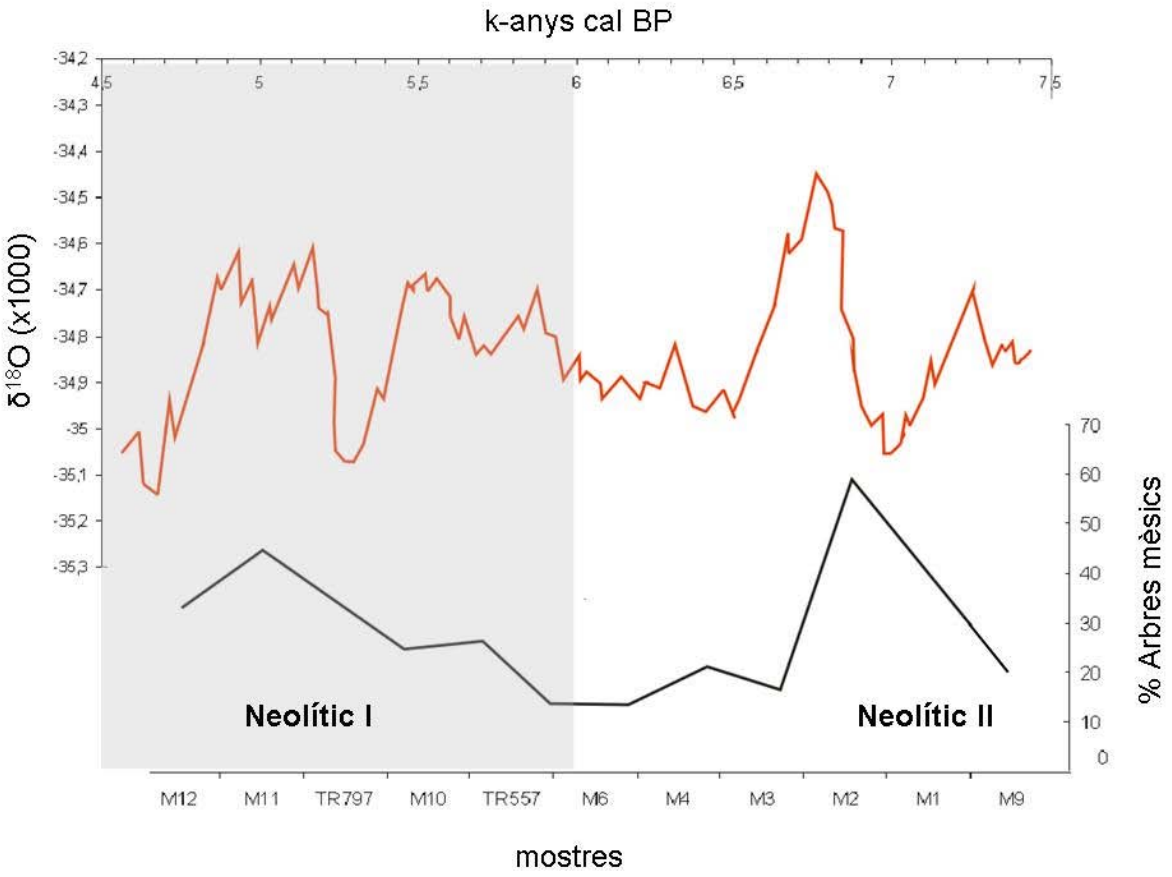


Fig. 2: Diagrama comparatiu entre la corba isotòpica GISP-2 (Grootes & Stuiver, 1997) a dalt i la corba dels arbres mèsics determinats a les anàlisis pol·líniques. Aquesta segona corba s'ha realitzat fent un sumatori dels taxons mèsics (Quercus sspp, Ulmus, Tilia i Alnus), que ens permet observar el comportant d'aquests lligat als canvis tèrmics.

CONCLUSIONS

La situació geogràfica de la Cova del Sardo, al fons d'una vall, ens ha ofert un diagrama divers, amb l'existència de taxons que són un reflex dels diversos pisos de vegetació que trobem en aquesta zona (prats alpins, boscos climàcics de pins, boscos de muntanya mitja i boscos de ribera) que ens a permès fer-nos a l'idea de com seria el paisatge vegetal d'aquesta zona durant el Neolític.

D'aquesta manera, durant el Neolític la vegetació al voltant de la cova, estaríem formada principalment pels boscos de pins, que estarien acompanyat per avets i bedolls i que ocuparien gran part d'aquest territori.

Agraïments: La present investigació s'engloba en el marc del projecte de recerca MICINN "*Cambios tecnoculturales y de paisaje en la transición Pleistoceno – Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica"* (HAR2008-01984/HIST); formant part també del *Grup de Recerca Reconegut* per l' AGAUR (2009, SGR 813). Aquesta recerca ha estat finançada per una beca predoctoral FI de la Generalitat de Catalunya, atorgada a Anna Ballesteros.

REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES

Burjachs, F., López-Sáez, J.A. & Iriate, M.J. (2003). Metodología arqueopalinológica", En: *La recogida de muestras en arqueobotànica: objetivos y propuestas metodológicas*.(R.Buxó; R. Piqué, ed.), Museu d'Arqueologia de Catalunya, Barcelona (Espanya). 11-18.

Gassiot, E., Jiménez J. (2006). El poblament prefeudal de l'alta muntanya dels Pirineus occidentals catalans. Tribuna d'arqueologia 2004-2005, Barcelona (Espanya) 89-122 .

Gassiot, E., Jiménez, J.& Picón A.,(2006). Nuevas Aportaciones al Estudio de la Prehistoria y la Protohistoria en las Zonas Altas del Pallars Sobirà: Planteamientos, Resultados y Potencialidad. En: *Simbolismo, Arte e Espaços Sagrados na Pré-história da Península Ibérica (Olivera, N ed.). Actas do IV Congreso de Arqueología Peninsular*. Universidade do Algarve, Faro (Portugal) ,169-179 .

Gassiot, E. (2008). Excavació arqueològica de l'Abric de l'Estany de la Coveta I. Memòria final de la intervenció de juny-setembre 2005: Àrea de Coneixement i Recerca, Direcció General del Patrimoni Cultural, Barcelona (Espanya).

Gassiot, E., García, V.& Celma, M., (2008). Tres anys de recerca arqueológica al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. En: *L'investigació al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici, VII Jornades sobre recerca al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*, Generalitat de Catalunya, Lleida (Espanya) 365-387.

Gassiot, E. (2009). Prospeccions arqueològiques al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Àrea de Coneixement i Recerca, Direcció General del Patrimoni Cultural, Barcelona (Espanya).

Gassiot, E.; Pèlachs, A.; Bal, M.C.; García V.; Julià, R.; Rodríguez-Antón, D. & Astrou, A.Ch., (2009). Dynamiques des activités anthropiques sur un milieu montagnard dans les pírense occidentales catalanes pendant la période de la préhistoire : une approche multidisciplinaire.En : Bibliothèque d'Archéologie Méditerranéenne et Africaine.

Grimm, E.C. (1991-2011). Tilia, Tilia·Graph and TGView. Springfield,Illinois State Museum. (http://demeter.museum.state.il.us/pub/grimm/).

Grootes P.M & Stuiver, M. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^3 to 10^5 year time resolution. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102 (C12): 26455-26470.

NUEVOS DATOS DEL COMPLEJO GLACIO-LACUSTRE DEL ESTANY DE BURG DE FARRERA (PALLARS SOBIRÀ, LLEIDA). APORTACIONES DEL LOI Y EL POLEN AL ESTUDIO DEL CLIMA Y LA VEGETACIÓN TARDIGLACIAR

A. Pèlachs (1), R. Julià (2), R. Pérez-Obiol (3), F. Burjachs (4-5), I. Expósito (5), R. Yll (5-6) y J.M. Soriano (1)

(1) Dpt. de Geografia, Facultat de Filosofia i Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. albert.pelachs@uab.cat; joanmanuel.soriano@uab.cat
(2) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, C/ Lluis Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. rjulia@ija.csic.es
(3) Unitat de Botànica, Facultat de Biociències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. ramon.perez@uab.cat
(4) ICREA: Institució Catalana de Recerca i Estudis Avançats. Barcelona, francesc.burjachs@icrea.cat
URV: Àrea de Prehistòria, Facultat de Lletres, Universitat Rovira i Virgili. Avda. Catalunya, 35. 43002. Tarragona.
(5) IPHES. Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. C/ Escorxador, s/n. 43003. Tarragona.
(6) MINOA Arqueologia i Serveis S.L. I+D. Camí Antic de Sant Cugat, 145. 08193 – Bellaterra. minoasl@ya.com, riker@prehistoria.urv.cat

Abstract (New data about the glacio-lacustrine system of Burg lake (Pallars Sobirà, lleida). Contributions of loi and pollen data in the study of climate and late glacial vegetation): *By comparing the LOI and pollen we obtain new data on the dynamics of vegetation and climate during the transition between Lateglacial and Holocene in the southern slope of the Pyrenees.The results indicate that LOI is more sensitive to temperature changes than precipitation for this particular period as observed from the dynamics of vegetation.*

Palabras clave: LOI, polen, Pirineos, Tardiglaciar.
Key words*:* LOI, pollen, Pyrenees, Lateglacial.

INTRODUCCIÓN

Existen muy pocas secuencias paleoambientales en la vertiente sur del Pirineo que aporten información de la cronología entre el Máximo Glacial y el inicio del Holoceno (González-Sampériz et al., 2006; Pérez-Obiol & Julià, 1994; Pla & Catalán, 2005). El registro sedimentario del Estany de Burg es altamente sensible a las variaciones medioambientales a escala regional (Pèlachs et al., 2011). El *Loss On Ignition* (LOI) constituye un indicador paleoambiental y es sensible a las variaciones tardiglaciales y holocenas. Existe una significativa correlación entre el contenido en materia orgánica del sedimento y la existencia de eventos como el Dryas reciente.

SITUACIÓN Y DATOS SONDEO

El Estany de Burg (42° 30′ 18″N 1° 18′ 22″E) se encuentra a 1.821 metros de altitud entre la Noguera Pallaresa y el río Segre, cerca de la frontera con Andorra y Francia. El entorno se caracteriza por una elevada calco-esquistosidad (Poblet, 1991). La media anual de la precipitación oscila entre los 500-900 mm/año y la media anual de las temperaturas entre 10.1 ºC (en el valle) y 2.3 ºC en la cima, según los datos del *Atlas Climàtic Digital de Catalunya* (Ninyerola et al., 2000).

La vegetación actual se caracteriza por una elevada presencia de *Pinus sylvestris* en combinación con *Betula pendula* en el piso subalpino. En el piso alpino domina *Pinus uncinata*.

La geomorfología glacial de la Coma de Burg la forman ocho cordones morrénicos y un depósito glaciar, el Estany de Burg se situa entre los cordones 5 y 6 y ha sido formado por obturación de una morrena frontal (Vizcaíno, 2003). Actualmente está totalmente colmatado y la columna de agua no

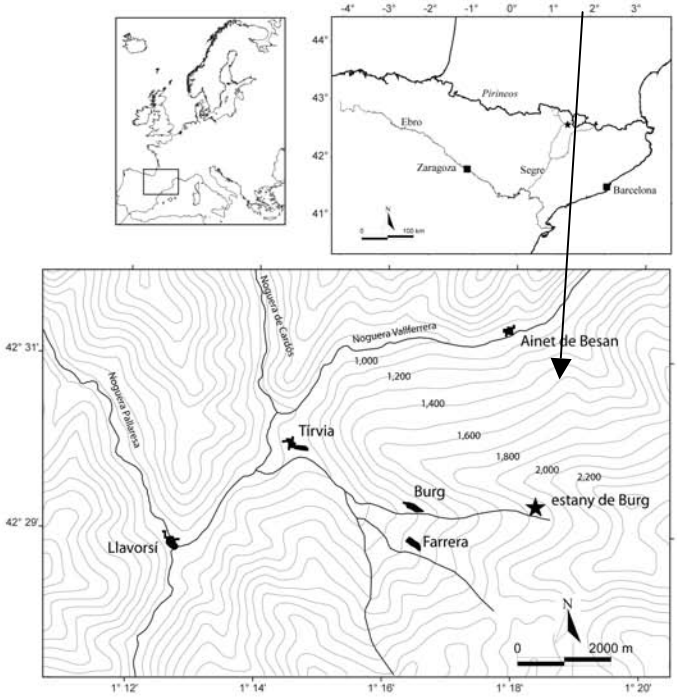


Fig. 1: Situación geográfica del Estany de Burg (estrella).

excede los 40 cm. La longitud máxima es de 85 metros y su amplitud de 64 metros.

El Registro sedimentario de Burg presenta tres litologías principales: (1) turba, con un componente orgánico elevado (>65%); (2) limos orgánicos, con una materia orgánica entre 30% y 65% mezclada con limos arcillosos; y (3) limos, con un contenido orgánico bajo (<30%), en el que se sitúan pequeñas capas de arenas y gravas. Estratigráficamente se pueden distinguir cinco niveles: (a) de la superficie

hasta los 121 cm de profundidad, el sedimento se corresponde con un suelo hidromórfico con finas capas de limos, gravas y arenas que contienen carbones y macrorestos vegetales; (b) el nivel de turba (entre 121 y 405 cm) también presenta algunas

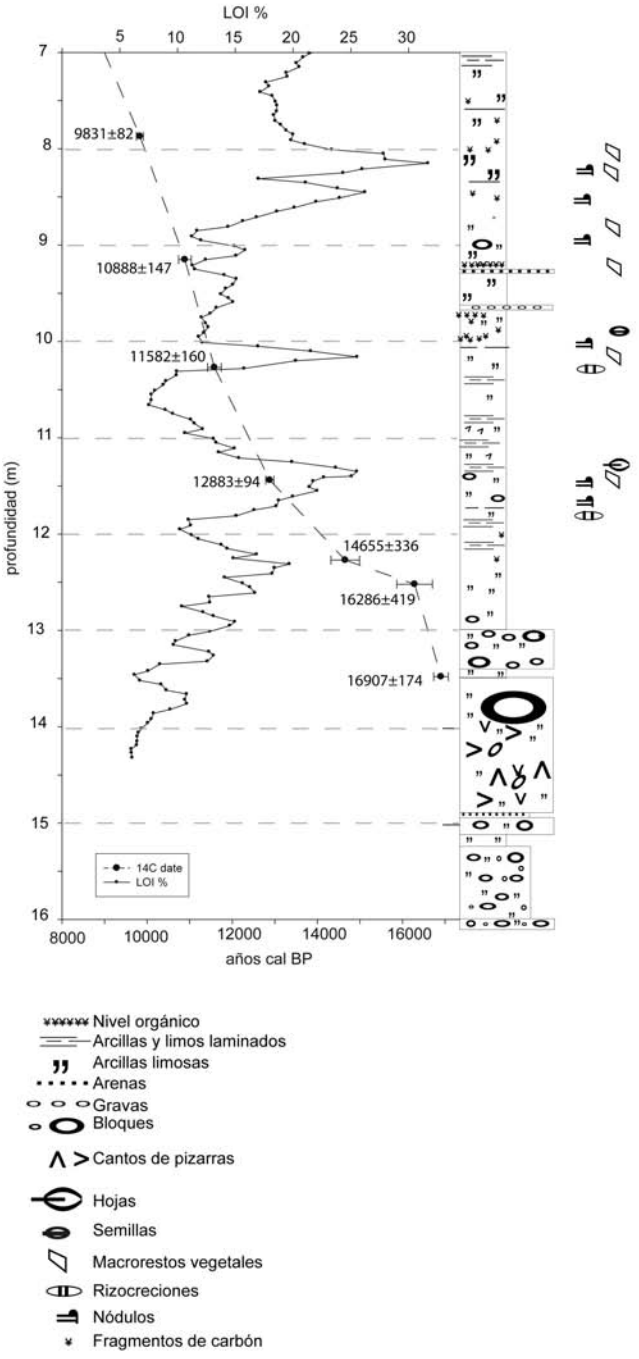


Fig. 2: LOI y descripción sedimentológica

capas de limos orgánicos a: 165–181, 211–235 y 390–401 cm; (c) limos orgánicos entre 405 y 525 cm; (d) limos lacustres entre 525 y 1300 cm, coincidentes según el modelo cronológico con la transición entre el Holoceno y el Tardiglacial; (e) a partir de los 1300 cm, gravas heterométricas y bloques hasta la base a 1650 cm con un elevado contenido de arcillas (Pèlachs et al., 2011). En esta comunicación se presenta la descripción sedimentológica entre la cota 700 cm y la base del sondeo a 1650 cm, si bien el registro paleobotánico solamente es fértil hasta la cota 1441 cm (Fig. 2). La datación basal disponible sitúa a 1348 cm la edad de 16907±174 años cal BP (Fig. 2).

METODOLOGÍA

El registro sedimentario del Estany de Burg se ha recuperado mediante una sonda Rolatec RL 48-L (10 cm. de diámetro) y es la base de los datos de LOI y polen que se presentan en este resumen. Un total de 13 dataciones de ^{14}C, calibradas mediante CalPal2007 (Danzeglocke et al., 2010), han permitido extrapolar linealmente edad y profundidad para toda la secuencia.

En este artículo se presentan los datos polínicos de 154 muestras, entre el centímetro 659 y 1441 cm., así como de 157 muestras de LOI, entre la cota 655 y 1441 cm. Ambos análisis se han realizado mediante los estándares habituales descritos en Pèlachs et al. (2011).

Un análisis de componentes principales (Statistica 8.0) ha servido para analizar las principales especies vegetales y la sensibilidad de la materia orgánica (Fig. 3). Para detectar mejor la tendencia y eliminar conflictos entre muestras, el tratamiento estadístico se ha realizado sobre la media móvil de cada tres muestras.

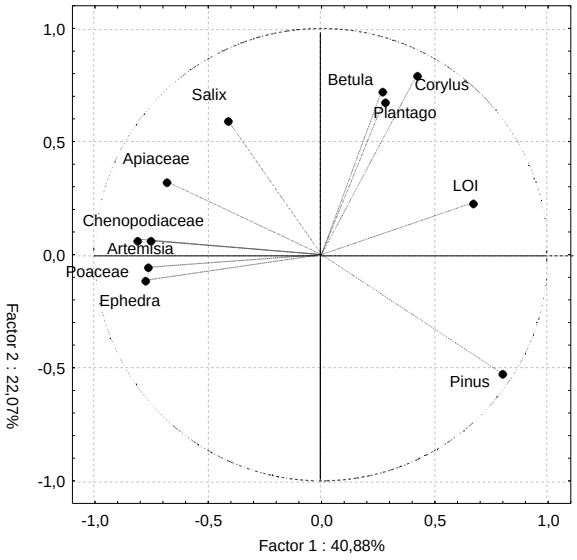


Fig. 3: Análisis de Componentes Principales. Eigenvalue Factor 1 = 4,49; Factor 2 = 2,42. Todos los datos se han realizado sobre smooth de 3.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El contenido de materia orgánica del lago es sensible al funcionamiento real de la cuenca y depende tanto de las condiciones climáticas como biológicas del entorno inmediato. Por ello, el contenido de materia orgánica del lago depende tanto de la biomasa que recibe como del hecho que esta se pueda mineralizar.

Los datos indican como, en general, los paisajes abiertos (Factor 1 valores negativos) aportan menos materia orgánica al lago como indican los bajos valores del LOI. En cambio, los picos de LOI se corresponden con situaciones forestales arbóreas (Factor 1 valores positivos) que se explican sobre todo por porcentajes elevados de *Pinus* (Fig. 3, 4 y 5). Un hecho al que se puede sumar la explicación

de la temperatura, porqué se debe aceptar, por la propia naturaleza de las especies, que los paisajes dominados por *Artemisia* y *Ephedra* pueden ser mucho más fríos que los dominados por *Pinus.*

El Factor 2 responde a la presencia de taxones mésicos (*Corylus* y *Betula*) y, por lo tanto, a la disponibilidad hídrica del entorno. La humedad ya sea ambiental o de disponibilidad hídrica del suelo es importante para la presencia significativa de estas especies. En este sentido de los datos se desprende que el contenido en materia orgánica del lago no depende de la presencia de planocaducifolios, tal y como se puede observar entre la profundidad 750 y 700 cm. Únicamente entre la cota 1000 y 1030 cm el pico de LOI se corresponde claramente con un incremento del Factor 2 (Fig. 4 y 5).

La caída de la LOI entre la cota 1135 y 1061 cm se ha correlacionado con el Dryas Reciente, según la cronología. El Factor 1 indica que la transformación del paisaje fue significativa. El Dryas provocó el paso de un paisaje forestal arbóreo a un paisaje mucho más abierto y dominado por estépicas. El Factor 1 también indica como las condiciones ambientales del Dryas Reciente pudieron no ser las mismas durante todo el período, ya que primero LOI y Factor 1 se comportan igual, mientras que en un segundo momento el Factor 1 se recupera a pesar que la LOI sigue cayendo (Fig. 4 y 5). Si fue una cuestión de temperatura lo que provocó la recuperación de la vegetación forestal, no tuvo incidencia en la transformación de la materia orgánica. Si fue la disponibilidad hídrica, no fue suficiente para provocar la recuperación de los taxones mésicos. Lo que si sorprende es que la LOI indique un solo episodio y la vegetación señale dos, permitiendo plantear la hipótesis que el Dryas Reciente pudo tener dos fases desiguales.

Los datos también reflejan como la recuperación del Dryas Reciente se caracteriza por un aumento de los Factores 1 y 2. Un proceso que a su vez favorece la LOI. Así, la transición desde el Dryas Reciente al Holoceno no sería un único proceso homogéneo, caracterizado por un incremento regular de temperatura y precipitación. A pesar de que el Factor 1 tiene una tendencia lineal mucho más marcada que el resto de indicadores utilizados, sus pequeñas oscilaciones coinciden con cambios mucho más evidentes en la curva de LOI. El Factor 2 sigue un patrón mucho más irregular y presenta grandes oscilaciones que no afectan la LOI. Durante este período se observan oscilaciones importantes de la LOI, lo que parece indicar cambios en la temperatura del entorno.

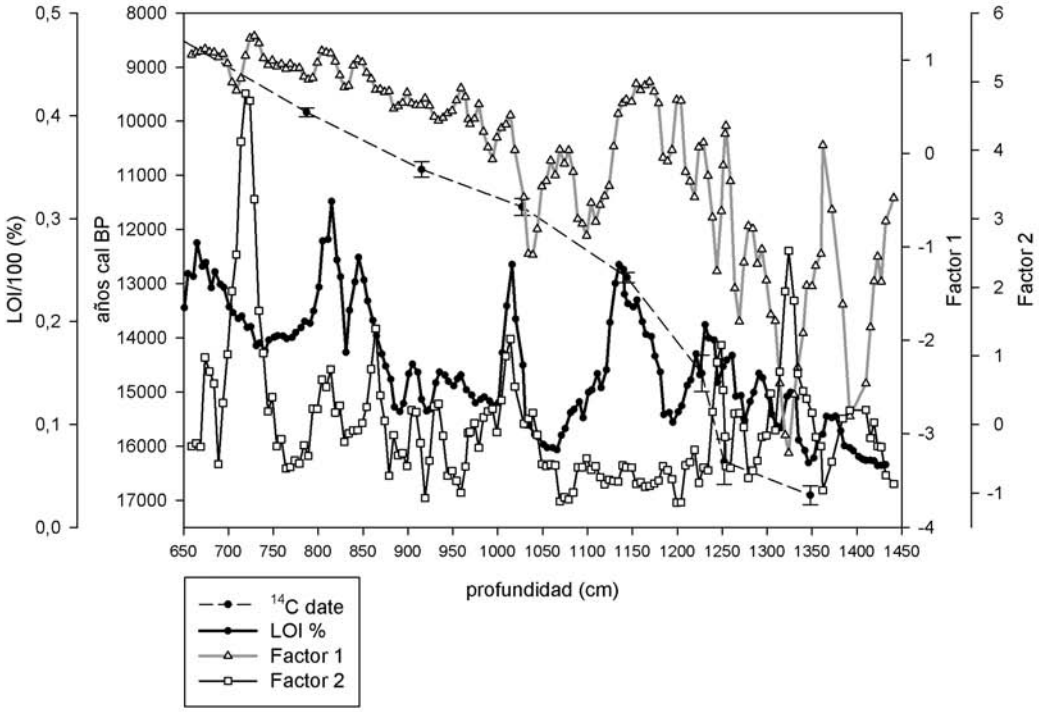


Fig. 4: LOI (curva en negro), dataciones ^{14}C (línea discontinua) y Factor 1 (triangulo) y 2 (cuadrado) a partir del Análisis de Componentes Principales. Factor 1=Temperatura. Paisaje abierto (Artemisia, Ephedra) / Paisaje arbóreo (Pinus); Factor 2= Humedad y presencia de caducifolios (Corylus, Betula).

CONCLUSIONES

- El contenido en materia orgánica del lago refleja el tipo de paisaje, arbóreo o estépico, de su entorno inmediato.

- La LOI en este sistema lacustre funciona como un buen termoindicador, porqué a partir del tipo de paisaje vegetal se puede deducir si la temperatura favorecía las especies frías (estépicas). Los resultados del Factor 1 indican que las caídas de LOI se pueden asociar con un descenso de las temperaturas.

- Las oscilaciones de la LOI en este sistema lacustre no responde de una manera clara al comportamiento de la disponibilidad hídrica del entorno. La LOI no es un buen hidroindicador en el Estany de Burg.

Agradecimientos: Esta comunicación ha sido posible gracias a la financiación de distintos proyectos: Grup de Geografia Aplicada (2009 SGR 00106) y Grup de Recerca Palinológica (2009 SGR 1102) de la Generalitat de Catalunya. Además de los proyectos del MEC “Los paisajes

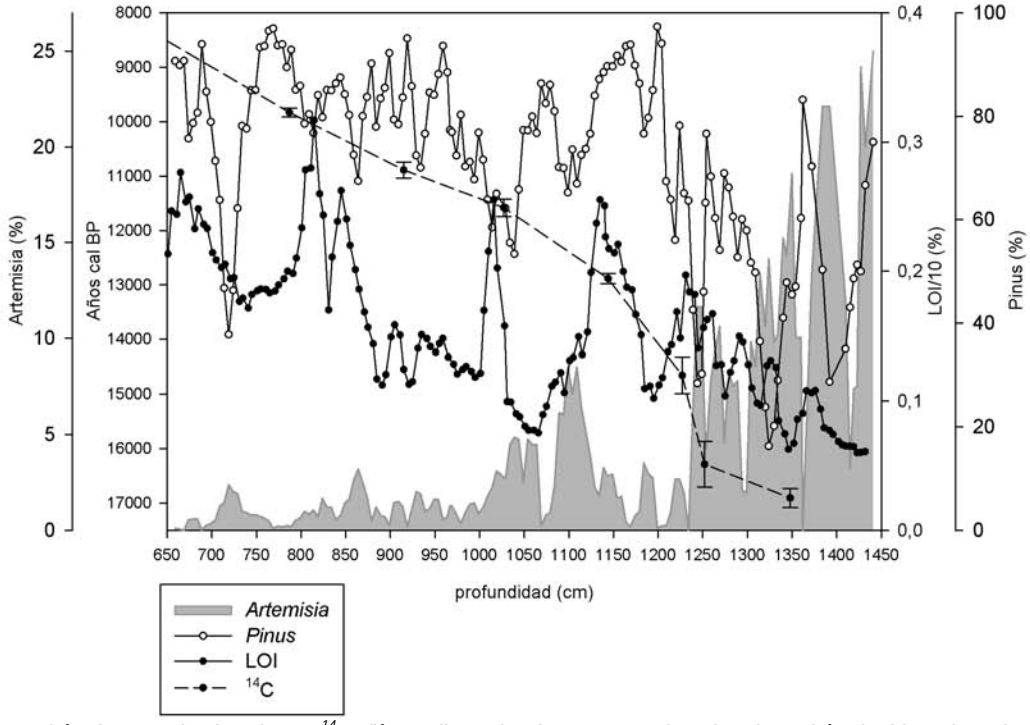


Fig. 5: LOI (círculo negro), dataciones ^{14}C (línea discontinua) y porcentajes de Pinus (círculo blanco) y de Artemisia (sombreado gris) a partir del análisis polínico.

de las áreas de montaña. Patrones de gestión y de ocupación del territorio [CSO2009-08271 (subprograma GEOG)]" y "Cambios tecno-culturales y de paisaje en la transición Pleistoceno-Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica (II) (HAR2008-01984/HIST).

Referencias bibliográficas

Danzeglocke, U., Jöris, O., & Weninger, B. (2010). *CalPal-2007online*. http://www.calpal-online.de/ accessed 2010-03-25.

González-Sampériz, P. Valero, B., Moreno, A., Jalut, G., García, J.M., Martí, C., Delgado, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006). Climate varibility in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.

Ninyerola, M., Pons, X. & Roure, J.M. (2000). A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology*, 20, 1823-1841.

Pèlachs, A., Julià, R., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M., Bal, M.C., Cunill, R. & Catalán, J. (2011). Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assessed from Burg lake LOI and pollen records. *The Holocene*, 21 (1), 95-104.

Pérez-Obiol, R. & Julià, R. (1994). Climatic Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30,000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-98.

Poblet, J. (1991). *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Barcelona, Departamento de Geología, Universidad de Barcelona

Pla, S. & Catalán, J. (2005). Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter/spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene. *Climate Dynamics,* 24, 263–278.

Vizcaino, A. (2003). *Geologia glacial de la Coma de Burg (Pirineu Central)*. Trabajo final de carrera de Geología, Universitat de Barcelona, Barcelona (Catalonia), documento inédito.

DINÀMICA DEL CLIMA Y DEL PAISAJE DEL PIRINEO DE LLEIDA DURANTE LA TRANSICIÓN TARDIGLACIAR-HOLOCENO. LA SECUENCIA DE ESTANILLES

J.M. Rodríguez (1), R. Pérez-Obiol (1), A. Pèlachs (2), R. Cunill (2), J.M. Soriano (2)

(1) Unitat de Botànica, Facultat de Biociències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra), Barcelona, jmrodrig@gmail.com, ramon.perez@uab.cat
(2) Departament de Geografia, Facultat de Filosofia i Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra). albert.pelachs@uab.cat ; joanmanuel.soriano@uab.cat; cunillraquel@gmail.com

Abstract (Climate and landscape dynamics of the Leridan Pyrenees during the Late Glacial-Holocene transition. The Estanilles sequence): *This article presents the results of the Estanilles bog, located at 2247 meters in altitude (Lleida). A principal component analysis has served to validate the behavior of the main indicator species.*
*Prior to the 12000 cal yr BP, there is a Late Glacial interstadial characterized by a forest landscape dominated by a mosaic of pine, deciduous (*Betula*,* Corylus*) and open spaces. Subsequently, the Younger Dryas, defines a cold steppe landscape. At the beginning of the Holocene the moisture seems to play an important role, promoting the colonization of* Quercus*. At the same time, there is a notable primary productivity in the ancient lake.The data indicate that before 9000 years cal BP, the altitude limit of the forest was located approximately at 2300 meters. From the point of view of the landscape postglacial colonization, pollen data provide evidences of the expansion of mesophilous trees probably refuged in the neighboring areas.*

Palabras clave: Tardiglacial, Palinologia, Clima, Vegetación, Pirineo
Key words: Lateglacial, Pallinology, Climate, Vegetation, Pyrenees

INTRODUCCIÓN

El período Tardiglacial, se estableció en un primer momento en base a la litología y la paleobotánica a partir de secuencias límnicas del noroeste de Europa. Posteriormente, los isótopos de oxígeno provenientes de testimonios de hielo establecen de forma más resolutiva el estratotipo del período Tardiglacial, estableciendo una secuencia de fenómenos climáticos (estadiales e interestadiales). Uno de los últimos períodos fríos anteriores al Holoceno, el Greenland Stadial1 (Walker, 1999) o el Dryas reciente ha tenido una respuesta paleoambiental notable en el Pirineo catalán
Existen muy pocas secuencias en la vertiente sur del Pirineo que aporten información precisa de la cronología Tardiglacial y de los inicios del Holoceno. La secuencia inédita de la turbera de Estanilles permite discutir el paisaje vegetal entre el Dryas Reciente y el inicio del Holoceno.

SITUACIÓN

La turbera de Estanilles (42º37'7" N 1º17'42.9" E) se localiza a 2.247 metros de altitud entre la Noguera de Cardós y la Noguera de Vallferrera, en el Pallars Sobirà (Lleida) (Fig.1). La litología está formada por esquistos cuarcíticos y filitas del Cambro-Ordoviciano, en un lago de cubeta de origen glacial. Actualmente el lago está colmatado y funciona como una turbera estacional. La precipitación media anual en la zona oscila entre los 793 mm (fondo valle) y los 1352 (cabecera) mm. La temperatura media anual varía entre 7.7ºC (1100 m a.s.l.) y los 2.6ºC (2240 m a.s.l.). La vegetación entre 1.200 y 1.350 m la componen bosques mixtos de roble (*Quercus petraea*) y abedul (*Betula pendula*). En el estadio subalpino domina *Pinus uncinata*, acompañado, en el sotobosque, por *Rhododendron ferrugineum* y *Vaccinium myrtillus*. En el piso alpino, entre 2.300-2.450 m, el paisaje abierto combina leñosas (*Genista balansae*) con pastos (*Festuca eskia*), aunque el límite altitudinal del bosque en esta zona ha sido claramente modificado por la acción humana y el uso del fuego (Cunill, 2010).

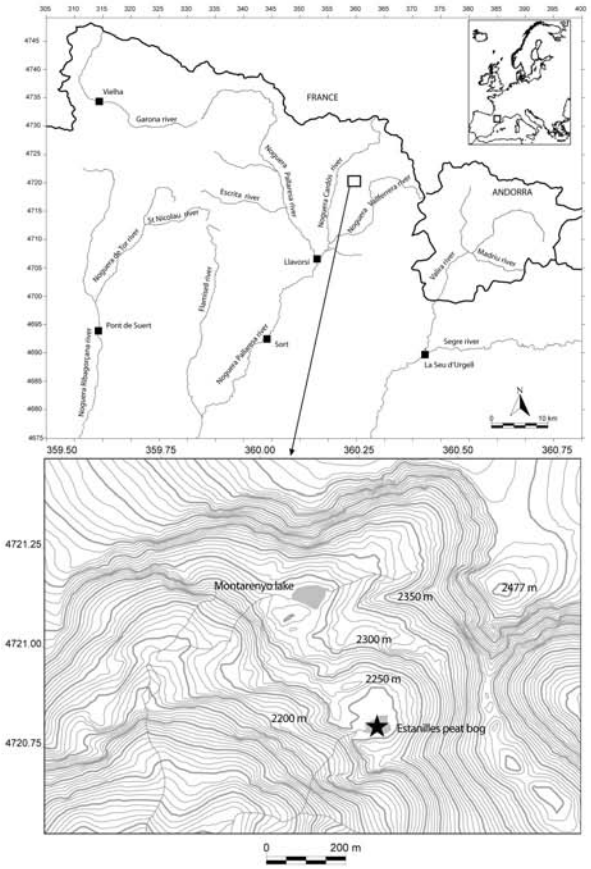


Fig. 1: Localización de la turbera de Estanilles.

METODOLOGÍA

Un testigo sedimentario de 277 cm (EST-4) se seleccionó de entre 5 testigos extraídos mediante una sonda a percusión mecánica. En este artículo se presentan los resultados de 53 muestras entre el centímetro 160 y la base de la secuencia. Cuatro dataciones de ^{14}C calibradas mediante CalPal2007 (Danzeglocke et al., 2010): 7713±40 (160 cm); 9346±68 (198 cm); 9803±97 (247 cm) y 11726±196 (265-266 cm) han permitido extrapolar linealmente edad y profundidad a partir de la cota 160 cm.

Un análisis de componentes principales ha servido para validar el comportamiento de las principales especies arbóreas (*Pinus*, *Corylus*, *Betula*) y de especies herbáceas indicadoras de espacios abiertos y/o de estrés climático (*Plantago*, *Ephedra*, *Poaceae*, *Artemisia* y Chenopodiaceae) que han representado siempre más de un 82% del porcentaje polínico total y siendo superior al 95% en la mayoría de los casos (Fig. 2). Para detectar mejor la tendencia y eliminar conflictos entre muestras el tratamiento estadístico se ha aplicado sobre la media móvil de tres muestras.

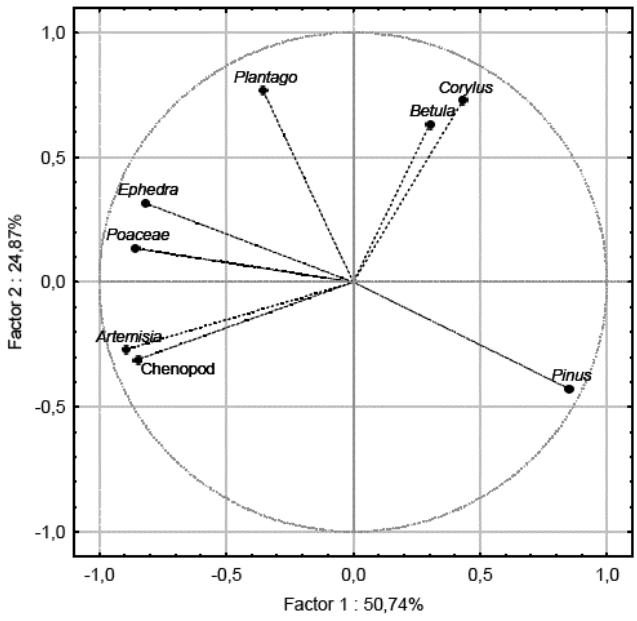


Fig.2: Análisis de componentes principales aplicado a los porcentajes polínicos de los taxones definitorios del hábitat climático.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Un total de siete zonas polínicas han servido para discriminar el paisaje vegetal y explicar la tendencia climática asociada (Fig. 5):

-est-1: Una matriz litológica claramente diferenciada del resto de la secuencia (conglomerados) y los porcentajes más bajos de *Pinus* de todo el diagrama contrastan con elevados valores de *Betula* y *Corylus* y Poaceae. El paisaje forestal es propio de la colonización progresiva de un interestadial en la que dominan los caducifolios y los espacios abiertos.

- est-2: Los limos glaciares/glacio-fluviales junto con los valores más destacados de *Artemisia* contrastan con la caída abrupta de *Betula* y *Corylus* que pierden protagonismo en favor de *Pinus* (Fig. 3). El paisaje es completamente abierto y esteparo. El clima es frío. La datación radiocarbónica nos permite describir el paisaje vegetal como un conjunto de formaciones propias de estepas frías que constituyen la respuesta al evento del Dryas Reciente.

-est-3: El ambiente lacustre de la litología permite observar la progresiva caída de *Artemisia*, lo que indicaría la entrada en el Holoceno. Episodio que se caracteriza por la presencia arbórea y la recuperación de *Betula* y *Corylus*. Se evidencia aquí un pleno funcionamiento límnico con una notable productividad primaria ya que se denota un crecimiento importante de *Pediastrum*.

-est-4: La llegada del Holoceno permite la colonización progresiva de nuevas especies como *Quercus*, tanto caducifolios como perennifolios, además de *Tilia*. El paisaje forestal aumenta en biodiversidad arbórea, evidenciándose la respuesta del paisaje vegetal a unas condiciones más húmedas y templadas.

- est-5: Etapa de mayor productividad lacustre con crecimiento exponencial de *Botryococcus* y, al mismo tiempo, se denota una ligera apertura del paisaje con incremento de *Artemisia* y decrecimiento de *Pinus*. De todos modos las condiciones mesófilas parecen prevalecer ya que *Alnus*, *Tilia*, *Abies* tienen una presencia importante. Asimismo *Olea* denota una pequeña curva continua por la más que probable instalación de condiciones termófilas en las llanuras meridionales por transporte lejano.

-est-6: Aparece una fase de transición hacia un duradero período dominado por la mesofília. Los planocaducifolios presentan sus máximos valores y, después de otra expansión de *Artemisia*, van desapareciendo las herbáceas. Las gramíneas dejan de recubrir parte del terreno circundante el cual será colonizado por el bosque de *Pinus* que se consolida a esta altitud.

-est-7: Se establece un paisaje forestal denso dominado por *Pinus* a la altitud de la turbera. Los porcentajes de polen arbóreo llegan a valores máximos.

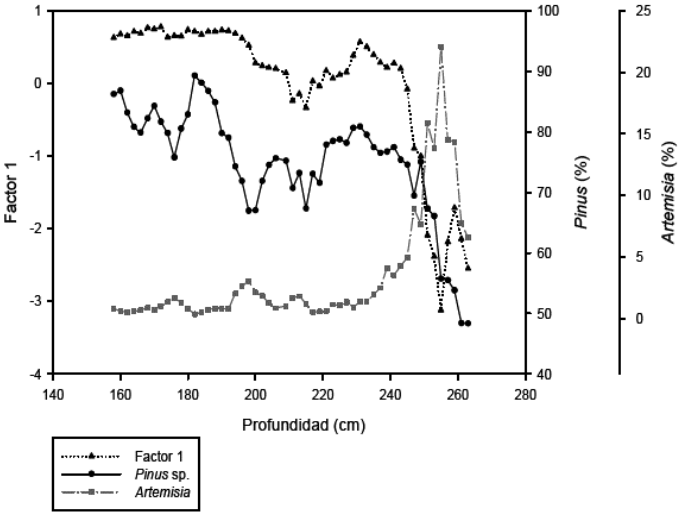


Fig.3: Comparación de la evolución del factor 1, Pinus *y* Artemisia*.*

DISCUSIÓN

Las Figs. 3 y 4 permiten debatir sobre el clima que acompaña las distintas fases descritas. De este modo se observa como la vegetación propia de los espacios abiertos y fríos dominada por *Artemisia* reacciona de forma inversamente proporcional con *Pinus*. **El factor 1** (Fig. 3) se puede relacionar con un ambiente frío y seco. Un análisis detallado de la Fig. 4, muestra como inicialmente en la secuencia y de forma anterior al Dryas Reciente, *Pinus* coloniza las zonas altas que hasta entonces habían estado dominadas por *Betula* y *Corylus*. Una vez *Pinus* ya se ha establecido en altura es cuando reacciona de forma negativa a la presencia de *Artemisia*. Así, inicialmente *Pinus* coloniza ambientes fríos y compite con elementos mesófilos pero una vez establecido existe una dinámica de estrés climático que se observa netamente con la representación de la Fig. 3. En **el factor 2** (Fig. 4) representado por *Corylus* y *Betula* la humedad parece tener un papel destacado teniendo en cuenta la autoecología de estos taxones. Sin embargo, los datos indican como hay episodios áridos que coinciden con momentos de frío intenso tal y como ocurre durante el Dryas Reciente. Durante estos episodios los recursos de agua no sólo vienen regulados por las precipitaciones sino por la disponibilidad hídrica del suelo.

Por otra parte cabe destacar las tempranas presencias o colonizaciones de algunos taxones como *Abies, Tilia, Alnus*, etc. Desde el punto de vista de las migraciones postglaciales cabría pensar en que nos encontramos cerca de zonas de expansión o zonas refugio.

El límite del bosque parece establecerse a la altitud de la zona de estudio con anterioridad de los 9000 años. Hecho que está refrendado por la presencia de carbones de *Pinus* con sedimentación edáfica a estas cotas durante los inicios del Holoceno (Cunill, 2010).

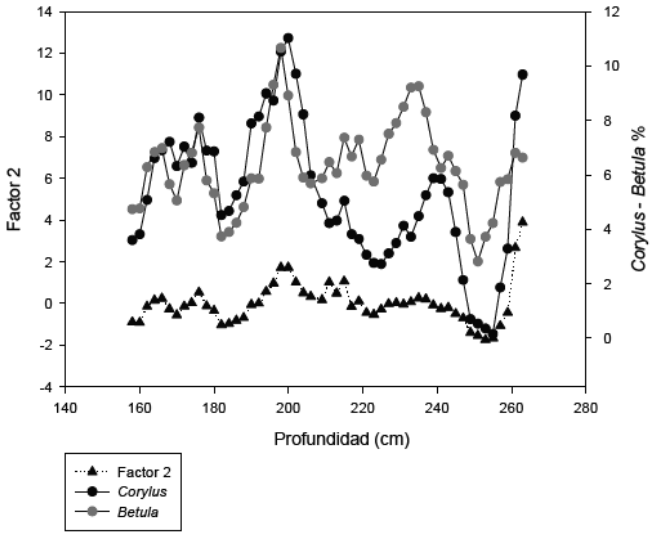


Fig. 4: Comparación de la evolución del factor 2, Corylus y Betula.

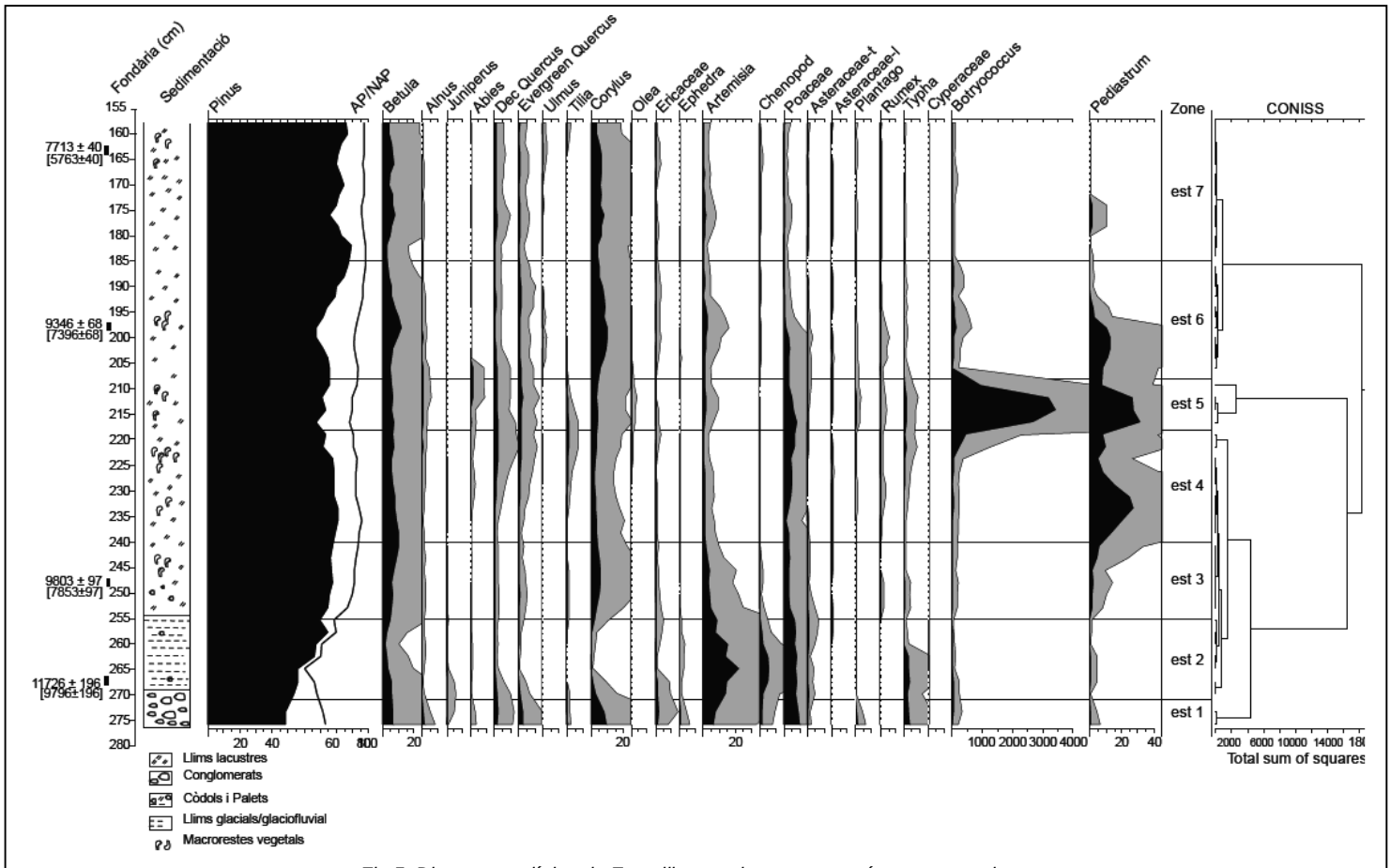


Fig.5: Diagrama polínico de Estanilles con los taxones más representativos.

CONCLUSIONES

En la secuencia de Estanilles, con anterioridad a los 12000 años cal BP, aparece un interestadial tardiglaciar que se caracteriza por un paisaje forestal dominado por un mosaico de pino, caducifolios (*Betula*, *Corylus*) y espacios abiertos.

Posteriormente, el Dryas Reciente, define un paisaje estépico frio, con elevados valores de Artemisia, que sustituye las anteriores formaciones forestales. Asimismo, *Pinus* es prácticamente el único taxón arbóreo que prevalece en el paisaje.

A continuación, la entrada del Holoceno marca la recuperación de *Betula* y *Corylus*, ya que la humedad parece tener un papel destacado, factor que también favorece la colonización de Quercus. Al mismo tiempo, existe un pleno funcionamiento límnico con episodios con una notable productividad primaria.

Los datos indican que el límite altitudinal del bosque se establece aproximadamente a 2300 metros con anterioridad a los 9000 años. Los prados de carácter alpino dejan de recubrir parte del terreno circundante siendo éste colonizado por *Pinus*.

Desde el punto de vista de la colonización postglacial del paisaje, los datos polínicos proporcionan evidencias sobre la cercanía de zonas de expansión o zonas refugio de árboles de carácter mesófilo.

Agradecimientos: Esta comunicación ha sido possible gracias a la financiación de distintos proyectos: Grup de Geografia Aplicada (2009SGR00106) y Grup de Recerca Palinológica (2009 SGR 1102) de la Generalitat de Catalunya. Además de los proyectos del MEC "Los paisajes de las áreas de montaña. Patrones de gestión y de ocupación del territorio [CSO2009-08271 (subprograma GEOG)]" y ""Cambios tecno-culturales y de paisaje en la transición Pleistoceno-Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica (II) (HAR2008-01984/HIST)." Raquel Cunill ha tenido también una beca de la Generalitat de Catalunya.

Referencias bibliográficas

Cunill, R. (2010). *Estudi interdisciplinar de l'evolució del límit superior del bosc durant el període holocènic a la zona de Plaus de Boldís-Montarenyo, Pirineu central català*. Bellaterra [tesis doctoral]

Danzeglocke, U., Jöris, O., Weninger, B., (2010). *CalPal-2007online*. http://www.calpal-online.de/ accessed 2010-03-25.

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Wohlfarth, B., INTIMATE group. 1999. *Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene*. Quaternary Science Reviews 18, 1143–1150.

POBLAMIENTO Y EXPLOTACIÓN DE LOS ESTADIOS ALPINOS Y SUBALPINOS DURANTE LA PRIMERA MITAD DEL HOLOCENO

E. Gassiot Ballbè (1) y D. Rodríguez Antón (2)

(1) UAB. Departament de Prehistòria, Edifici B, Facultat de Filosofia i Lletres, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 – Bellaterra, Barcelona, Catalonia. ermengol.gassiot@uab.cat
(2) CSIC. Departament d'Arqueologia i Antropologia, Institució Milà i Fontanals, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. C/ Egipcíaques 2, 08001 – Barcelona, Catalonia. drodriguez@imf.csic.es

Abstract (Peopling and explotation of alpine and subalpine stages during the first half of Holocene): This paper summarizes the current archaeological data about the first peopling of alpine and subalpine areas in western Catalan Pyrenees. The scarce archaeological evidences of Mesolithic occupations suggest, at least, punctual presence of little hunting parties in alpine areas around 9000-8500 cal BP. Since 7500 cal BP the evidences of human settlement become more intense and sustained. The Cova del Sardo de Boí, at 1830 m. altitude, displays a continuous archaeological sequence from this period until the end of Neolithic, around 4400 cal BP. After 5300 cal BP the traces of human presence expanded to higher alpine areas. More little shelters and, even, open air sites with occupations of this later Neolithic period have been documented, scattered through all the study area. After 4400 cal BP abruptly disappear all the evidences of human habitats until protohistoric times. The implications of this sequence are discussed.

Palabras clave: Arqueología, Mesolítico, Neolítico, Holoceno inicial.
***Key words**: Archaeology, Mesolithic, Neolithic, Early Holocene.*

INTRODUCCIÓN

Progresivamente, en las últimas dos décadas, la Prehistoria europea ha empezado a abordar la cuestión de la ocupación humana de las áreas de montaña. Los Pirineos tradicionalmente han jugado un rol, ya sea como lugar de encuentros, área de paso o muro divisorio, en la comprensión de las sociedades prehistóricas de la Península Ibérica y su relación con otras poblaciones europeas. Sin embargo, la escasez de datos arqueológicos ha dificultado una evaluación empírica de los diferentes modelos propuestos (Gassiot y Jiménez, 2006).

El progresivo incremento de investigaciones arqueológicas en la cordillera ha empezado a modificar este panorama y a incrementar el cuerpo de datos sobre los que construir las explicaciones de los procesos de poblamiento prehistóricos. Las investigaciones arqueológicas efectuadas en los últimos 10 años en torno al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Mauric, en la zona axial de los Pirineos occidentales de Catalunya, ha permitido conocer una extensa secuencia de ocupación humana que arranca de inicios del Holoceno y se extiende, con algunas interrupciones, hasta la actualidad. En este artículo se presentan y discuten las evidencias mesolíticas y neolíticas, comprendidas entre 10.500 cal BP y 4.400 cal BP.

MÉTODOS Y MATERIALES

Desde el año 2001 se han efectuado prospecciones arqueológicas sistemáticas en zonas altas de las cabeceras de las cuencas del Noguera Pallaresa, Noguera Ribagorzana y Garona. Las áreas estudiadas, principalmente, consisten en la cabecera de las cuencas, desde valles y circos hasta carenas y picos. La mayor parte del terreno recorrido se encuentra entre los 1800 y 2800 m de altitud. Esta actividad ha permitido documentar, únicamente en el en torno del Parque Nacional, más de 350 puntos con vestigios arqueológicos. La mayoría de ellos son elementos arquitectónicos de morfologías diversas (cercados, cabañas, muros). Especialmente en el área granítica, se han identificado también yacimientos en pequeños covachas y abrigos resultantes de la acumulación de bloques erráticos y de canchal.

Dada la general ausencia de materiales diagnósticos, en diversos yacimientos se han efectuado sondeos estratigráficos para obtener materiales que pudieran ser fechados mediante ^{14}C. Estos sondeos también han permitido, especialmente en cuevas y abrigos, detectar la presencia de niveles arqueológicos y definir secuencias estratigráficas.

Finalmente, también se han efectuado excavaciones en extensión de tres yacimientos prehistóricos y dos cabañas del s. XVI. Los tres primeros consisten en un dolmen (Dolmen de la Font dels Coms) que ha resultado tener una secuencia de ocupación bastante compleja, un abrigo rocoso (Abric de l'Estany de la Coveta I) y una cueva abierta (Cova del Sardo de Boí).

En total se han obtenido 27 dataciones AMS de contextos prehistóricos procedentes de 10 yacimientos diferentes. A excepción de una, todas son anteriores al 4.400 cal BP. Dos yacimientos han facilitado resultados del inicio del Holoceno (Gassiot et al., 2010 a; Rappalino et al., 2007). Uno de ellos es el Dolmen de la Font dels Coms, donde un sondeo en la base del túmulo ha permitido documentar un posible agujero de poste con una lasca asociada. Su datación ha facilitado una fecha de 10.744 – 10.407 cal BP. El otro, el Abric de l'Estany de la Coveta I, ha proporcionado un hogar basal, por debajo de un nivel neolítico, con una cronología mesolítica avanzada, concretamente del

8.950 – 8.521 cal BP. Este segundo yacimiento es una cavidad en la base de una acumulación de bloques situada a 2.425 m de altitud. La ocupación documentada ilustra su uso como lugar de hábitat por parte de poblaciones que empleaban sílex alóctono y que realizaron actividades de procesamiento de carne, presumiblemente fruto de la caza.

La mayoría de los yacimientos con dataciones prehistóricas tienen ocupaciones neolíticas, 7 en total. De éstos, la Cova del Sardo posee una extensa secuencia de ocupaciones dentro y fuera de la cavidad comprendida entre el 7.550-7.325 cal BP y el 4.835-4.445 cal BP. La excavación en extensión del yacimiento ha permitido documentarla extensamente y caracterizar funcionalmente sus diferentes fases de ocupación. Otro, Covetes, posee un nivel basal con cerámica y fragmentos líticos tallados por debajo que un estrato estéril que está cubierto por una ocupación fechada entre 4.520 y 4.300 ca lBP. Aunque de la ocupación más antigua no se dispone de ninguna datación absoluta, su cronología aparentemente se sitúa en la primera mitad del Neolítico. Ambos yacimientos se localizan cerca del fondo del valle de Sant Nicolau, por debajo de 1.900 m de altitud.

Al margen de la existencia de ocupaciones anteriores, todos los yacimientos con cronologías neolíticas (8 en total) han facilitado contextos datados entre 5.300 y 4. 400 cal BP. Cinco de ellos se localizan por encima los 2.200 m de altitud, en los circos que definen las cabeceras de las cuencas fluviales y que actualmente tienen áreas de pastizal. Consisten principalmente en pequeños abrigos formados por la acumulación de bloques erráticos que facilitan espacios de unos pocos metros cuadrados que albergan ocupaciones humanas en torno a hogares. Únicamente uno, Coma d'Escós, consiste en una construcción al aire libre. De ella se han documentado la base de muros anchos de piedra, cubiertos por un derrumbe de tapial, definiendo una planta tendente a rectangular. La datación de una biga del techo ha proporcionado una datación de 4.835-4.615 cal BP. Los tres yacimientos restantes se encuentran en valles por debajo los 2.000 m y, de éstos, únicamente la Cova de Sarradé no contiene ninguna ocupación anterior.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La reciente localización de yacimientos arqueológicos en áreas alpinas y subalpinas de los Pirineos y, concretamente, de los Pirineos occidentales de Catalunya, permite replantear el papel de la cordillera para las poblaciones humanas a lo largo del tiempo, también durante la Prehistoria.

Los datos presentados en esta comunicación apuntan algunos de los parámetros en los que parece haberse dado los procesos de poblamiento de la cordillera a inicios del Holoceno. Si para el final del Pleistoceno, yacimientos como Monlleó, en la Cerdanya, y sobretodo Balma Margineda, en Andorra, muestran la existencia de asentamientos humanos en los principales valles, con el ascenso térmico posterior al Dryas Reciente aparecen las primeras trazas de presencia humana en las cabeceras de estas cuencas, por encima de los 1.800 m de altitud. Es posible que esta colonización de zonas altas fuera gradual pero, en todo caso, al final del Mesolítico alcanzó ya los niveles alpinos con el emplazamiento de algunos pequeños refugios presumiblemente ocupados por grupos de cazadores/as. La exigüidad de los registros no permite, por ahora, avanzar mucho más.

En términos generales, durante el Neolítico se produce un notable incremento en el número de yacimientos identificados y en su dispersión geográfica, ocupándose todos los nichos del área de estudio. Sin embargo, es posible identificar dos fases claramente diferenciadas. En la primera, entre 7.500 y 5.300 cal BP, el número de yacimientos documentados continua siendo muy escaso. Éstos se localizan en áreas de valle y no se documenta presencia humana en los circos de las cabeceras de las cuencas. En la segunda, entre 5.300 y 4.400 cal BP, se produce un notorio incremento en el número de yacimientos. Mientras los que tenían vestigios de la fase precedente continúan siendo ocupados, se generan nuevos asentamientos en las cabeceras de las cuencas y se reocupa l'Abric de l'Estany de la Coveta I. En síntesis, parece darse una explotación de todos pisos altitudinales por encima de los 1.700 m (Gassiot et al., 2010a y 2010b).

Esta situación se interrumpe abruptamente alrededor de 4.400 cal BP. Los vestigios de hábitats arqueológicos desaparecen mientras, paradójicamente, las secuencias paleoecológicas parecen indicar un incremento en el impacto humano sobre la vegetación. Aparentemente un cambio en el sistema de asentamiento y de ocupación del espacio es el responsable de esta nueva situación, más que el despoblamiento de las zonas altas de la cordillera.

Agradecimientos: Parte de estos estudios han sido investigados a través del proyecto MICINN "*Cambios tecno-culturales y de paisaje en la transición Pleistoceno – Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica"* (HAR2008-01984/HIST) y del proyecto OAPN 059/2009 "*Interacción entre clima y ocupación humana en la configuración del paisaje del Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici a lo largo de los últimos 15.000 años (OCUPA)*".

Referencias bibliográficas

Gassiot, E. & Jiménez, J. (2006). El poblament prefeudal de l'alta muntanya dels Pirineus occidentals catalans. *Tribuna d'arqueologia* 2004-2005: 89-122.

Gassiot, E., Pèlachs, A., Bal, M.C., García, V., Julià, R., Rodríguez-Antón, D. & Astrou, A. CH. (2010a). Dynamiques des activités anthropiques sur un milieu montagnard dans les píreneénne occidentales catalanes pendant la période de la préhistoire: une approche multidisciplinaire. *Archéologie de la Montagne Européenne*, Bibliothèque d'Archéologie de la Méditerranéenne et Africaine – 4, Errance, Paris, 33-43.

Gassiot, E., Rodríguez-Antón, D. & García, V. (2010b). El poblament del Parc Natural de Aigüestortes i l'Estany de Sant Maurici durant el neolític. Noves dades arqueológiques i les seves implicacions per a l'estudi de les zones d'alta muntaya. *VIIII Jornades sobre Recerca al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*, Lleida, Generalitat de Catalunya: 153-164.

Rappalino, V., Marugan, C. M., Gassiot, E., Font, J., Cazanueve, X., Cases, Ll, Bringué, J.M. & Adell, J.A. (2007). *Un passeig per la història de Llavorsí*, Ajuntament de Llavorsí i Pagès editors, Lleida, 196 pp.

PALEOANTROPOLOGÍA MESOLÍTICA DEL NORDESTE PENINSULAR: VIEJOS PARADIGMAS Y NUEVAS PERSPECTIVAS

M.E. Subirà (1, 2), M. Lozano (3,4), J. Ruiz (1,2) y R. Yll (2, 3).

(1) Unitat d'Antropologia Biològica, Facultat de Biociències, Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 – Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. Eulalia.Subira@uab.cat, Jordi.Ruiz@uab.cat
(2) MINOA Arqueologia i Serveis S.L. I+D. Camí Antic de Sant Cugat, 145. 08193 - Bellaterra, Barcelona, Catalonia, Spain. minoasl@ya.com
(3) IPHES. Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. c/ Escorxador, s/n. 43003. Tarragona, Catalonia, Spain. mlozano@prehistoria.urv.cat, riker@prehistoria.urv.cat
(4) Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV), Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, Spain

Abstract: Mesolithic Paleoanthropology of the Peninsular Northeast: old paradigms and new perspectives: *The study of prehistoric human populations has been based traditionally by anthropologists in the typological skull description of the individuals. At present, the applied methods have been increased to the Anthropology, as for example the analysis of stable isotopes and 3D-Geometric Morphometrics (GMM). Likewise the classic methods as the metric studies and of nonmetric dental characters and markers of muscular activity are being interpreted from other perspectives. The overall assessment of the different analyses allows to know better the human groups, as they lived, their activities and the degree of relationship that had. Finally the data can support a hypotheses on the transitional model among societies hunter/gatherers and farming communities.*

Palabras clave: Antropología, Mesolítico, cazadores/recolectores *vs* agricultores/ganaderos.
Key words*: Anthropology, Mesolithic, hunter/gatherers vs farming communities.*

INTRODUCCIÓN

La ocupación humana en el nordeste peninsular está documentada desde el Pleistoceno Medio. Sin embargo los restos hallados son escasos hasta el Neolítico, momento en el que, junto a los asentamientos, aparecen necrópolis de diversa entidad. El salto demográfico, a la vez que la aparición de nuevos parámetros socio-culturales y económicos, han suscitado todo tipo de teorías en torno al origen y transición Mesolítico-Neolítico. No obstante, el estudio de las poblaciones humanas en sí carece de nuevos enfoques analíticos que puedan superar los estudios clásicos basados tradicionalmente en una caracterización meramente tipológica y centrada en los restos craneales.

En los últimos años se han producido nuevos hallazgos y también un importante replanteamiento de los protocolos metodológicos. No se trata únicamente de describir morfológicamente los diversos individuos sino de analizarlos e integrarlos, además, en el entorno de sus actividades cotidianas como factor esencial en su comprensión social.

El periodo Mesolítico reviste en la mayoría de los territorios europeos del sur de Europa unas características muy heterogéneas en cuanto a los restos culturales, medio ambiente y poblaciones humanas. Esto es especialmente válido para el nordeste de la Península Ibérica donde cada yacimiento de éste período presenta sus propias características diferenciadas. Desde el inicio de los trabajos arqueológicos sistemáticos en esta zona se ha intentado una caracterización cultural que es constantemente cuestionada por el descubrimiento de nuevos yacimientos o niveles. Esta enorme diversidad cultural ha intentado explicarse desde diferentes puntos de vista (substratos culturales diversos, procesos de colonización cultural o poblacional, diversidad ambiental, cambios climáticos…). La naturaleza y origen de las mismas poblaciones que ocupaban estos territorios han sido objeto de numerosas especulaciones como base de algunas teorías explicativas. La escasez de los yacimientos correspondientes a este periodo y la reducida existencia de enterramientos o restos humanos asociados a estos yacimientos impiden hasta el momento determinar el grado de adecuación de estas teorías. La mayoría de ellas descansan sobre la aceptación de una ruptura del substrato poblacional entre el paleolítico superior y el neolítico y atribuyen a las poblaciones mesolíticas, unas características diferenciadas respecto a las del Neolítico Antiguo.

A partir de los proyectos CGL2008-03368-E, PT2009-0018 y CGL2009-07572-E/BOS centrados en el suroeste de la Península Ibérica, los dos primeros, y en el nordeste el tercero se pretende dar una nueva visión de estas poblaciones. Se trata, pues, de contribuir al conocimiento de ciertas características biológicas y de los hábitos alimentarios de las poblaciones humanas en el momento de transición entre los períodos mesolítico y neolítico con el fin de contribuir a la caracterización social, cultural y paleoambiental de estos grupos humanos.

El ambiente siempre ha sido un factor limitante en la alimentación de cualquier ser vivo. La presencia o ausencia de fuentes alimentarias, tanto de origen animal como vegetal, en un medio determinado condiciona la dieta de la población humana. Es por tanto el estudio de dicha alimentación una clave indispensable en la reconstrucción del ambiente de las ocupaciones humanas. No debe obviarse que un cambio de un grupo humano por otro puede asociarse a pautas alimentarias concretas y es una de las hipótesis que se barajan en el momento de transición de las últimas sociedades cazadoras

recolectoras a las que se basan en una economía de producción. Es necesario, pues, el estudio tanto de la alimentación como de las características biológicas de los diversos grupos humanos para completar la formulación de las posibles causas de cambio en los modos de producción.

El estudio de los restos humanos permite evidenciar algunos de los eventos que le sucedieron en vida. Así se puede decir que los datos obtenidos no son meras aproximaciones, sino pruebas directas que pueden obtenerse a partir de la aplicación diferentes recursos metodológicos, cada vez más numerosos y fiables:

-La morfología dental, y los caracteres no métricos dentales, tienen una base biológica que aplicada a poblaciones prehistóricas, permiten establecer filogenias entre poblaciones cercanas tanto en el espacio, como en el tiempo. Paralelamente el estudio métrico dental ha sido utilizado para valorar el cambio del tamaño dental entre poblaciones.

-El análisis de microdesgaste dentario permite inferir el tipo de alimentación y su método de procesamiento así como otras conductas prehistóricas relacionadas con el uso de la dentición como herramienta.

-El análisis de los marcadores ocupacionales pretende establecer patrones para poder determinar actividades cazadoras-recolectoras o actividades agricultoras-ganaderas u otro tipo de actividades evidenciadas en los restos esqueléticos.

-El análisis de isótopos estables evalúa, entre otras cosas, la alimentación y los movimientos migratorios de las poblaciones mesolíticas y neolíticas.

-El estudio de morfometría geométrica en 3D aplicado a los estudios morfométricos y tipológicos a nivel craneal se considera el método más fiable para la descripción tipológica de una población.

METODOLOGÍA

-Para el estudio de la morfología dental, y los caracteres no métricos dentales se ha utilizado el sistema ASUDAS (Arizona State University Dental Anthropology System42) (Scott y Turner, 2004). Para el anàlisis métrico dental se han tomado los diámetros mesio-distal y vestíbulo-lingual descritos por Moorrees (1957). A partir de estas dimensiones se ha calculado el área dental, el módulo de la corona y el índice de la misma (Prakash et al. 1979).

-El análisis de microdesgaste dentario de etiología cultural se ha realizado siguiendo las directrices indicadas por Lozano en su tesis doctoral (2005). Para el análisis relacionado con la dieta se ha llevado a cabo siguiendo los estándares establecidos para la superficie bucal (Lalueza Fox y Pérez-Pérez, 1993; Pérez-Pérez et al. 2003).

-Para el análisis de los marcadores ocupacionales se ha utilizado la descripción de los marcadores de de actividades en el esqueleto humano establecido por Mariotti et al., (2007).

-El análisis de isótopos estables se ha realizado según el método propuesto por Richards y Hedges (1999).

-Finalmente para el estudio de morfometría geométrica en 3D se han seguido las directrices de Bastir et al. (2008) y Martínez-Abadias et al. (2009).

RESULTADOS

Los datos recogidos hasta el momento proceden de los estudios dentales, ya sea desde la métrica, la morfología o el estudio del desgaste dental (Tabla 1). Por lo que al estudio de los marcadores ocupacionales, el registro de restos postcraneales pertenecientes al período mesolítico es escaso y los restos se hallan mal conservados por lo que los datos son más que insuficientes. En cuanto al análisis de la morfometría en 3D el estudio está en un estadio muy incipiente.

Los estudios de odontometría realizados en poblaciones del Próximo y Medio Oriente de los últimos 15.000 años, hallan una reducción en el tamaño dentario a lo largo de este período, por lo que se ha hipotetizado una teoría que se considera aplicable de forma generalizada a todo el Mediterráneo (Frayer 1987, Trinkaus, 2004). Sin embargo estos datos apenas se han contrastado en el Mediterráneo occidental para valorar su aplicabilidad en esta región (Dittmar et al., 1998). Uno de los puntos que se plantean en este trabajo es dilucidar su aplicabilidad. Para ello se han comparado los diámetros mesio-distal y buco-lingual de cada una de las piezas dentales de período mesolítico hasta neolítico final –bronce que se recogen en la tabla 1.

El estudio estadístico de los mismos a partir de pruebas bivariantes y multivariantes indican que no existen diferencias significativas entre las diversas poblaciones comparadas para ninguno de los diámetros utilizados así como tampoco para el tamaño dental y la superficie de la misma. Un ejemplo claro se puede observar al analizar el árbol filogenético sin raíz Neighbor-Joining obtenido a partir del diámetro mesio-distal de las distintas cronologías y yacimientos. Para la realización del árbol se han utilizado también series mesolíticas europeas (Trinkaus, 2004). La escala obtenida del árbol refleja la gran distancia genética que presentan estas poblaciones, donde puede observarse que el individuo de Els Cirerers (neolítico) se halla más cercano a los restos de Balma Guilanyà (los más antiguos) que a los restos procedentes de Mas Nou (mesolítico) o los de Can Sadurní (neolítico). Si se tienen en cuenta las series europeas también se observa esta falta de reducción diacrónica en el tamaño de las piezas en las posiciones relativas que ocupan los mesolíticos de Muge (M) o los de Uzzo (Uz) y Molara (M) o los paleolíticos de Frayer (Fr1 y Fr2) (Fig. 1).

Los datos arqueológicos que se disponen en la actualidad en la zona del nordeste peninsular apuntan hacia una continuidad en los modos de subsistencia entre el mesolítico y el neolítico. Parece pues, que los resultados métricos odontológicos confirman estos resultados arqueológicos ya que la relación entre los grupos del árbol no son justifica-

Yacimientos	Nº muestra laboratorio	Determinación ^{14}C (BP)	Datación cal BC	Nº individuos	Nº dientes
El Collado (Cll)	UBAR-927 UBAR-928	8690±100 8080±60	8185-7551 7301-6779	8	153
La Corona (LC)			6059–5849	2	28
La Braña	Beta-226472 Beta-226473	6980±50 7030±50	5980-5750 6010-5800	2	54
Cingle del Mas Nou (MN)	Beta-136676 Beta-136677 Beta-170714 Beta-170713 Beta-170715	6800±70 6900±70 6910±40 6760±40 6920±40		3	30
Balma Guilanyà (BG)				3	12
Ca l'Estrada (CE)	Poz-10391	5740±40	4694-4491	1	32
Els Cirerers (EC)				1	32
Can Gambús (CG)	UBAR-900 UBAR-901 UBAR-902 UBAR-903	4850±80 4980±40 4865±40 4570±60	3800-3495 3812-3656 3714-3628 3385-3090	27	420
Can Sadurní (CS)				101	815
Mas d'en Boixos (MB)				6	116
Horts Can Torras (HCT)				4	61
Avda Mediterrani (Med)				40	279
PS-M Italians				108	987
N- Italians				224	1520

Tabla 1: Relación de yacimientos estudiados, especificando su datación (si existe), así como el número de individuos y de piezas analizados

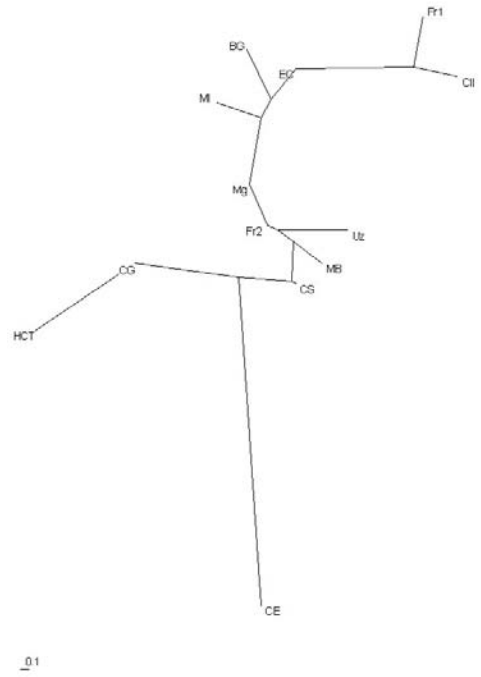


Fig. 1: Árbol filogenético sin raíz Neighbor-Joining para el diámetro MD.

bles con una evolución temporal sino más bien debidas a una continuidad en los modos de subsistencia regional. Así pues el modelo pensado para el Próximo Oriente no parece ser válido, siendo pues necesario plantear un modelo para esta región.

Por lo que se refiere al estudio de la morfología dental los resultados que se disponen hasta el momento (Muncunill, inédito) han permitido construir un primer árbol filogenético (Fig. 2), para el cual se han utilizado tanto las series estudiadas como otras de comparación (tabla 1) con el fin de tener una primera aproximación a la relación existente entre ellas.

En la mitad inferior del árbol se puede observar una estrecha relación entre las poblaciones de todo el levante peninsular, de un lado entre las series Mesolíticas valencianas del Cingle de Mas Nou, La Corona y El Collado, y de otro, y a corta distancia, entre las series Neolíticas catalanas de Ca l'Estrada y Can Gambús. Por otra parte hallamos a continuación y a corta distancia de éstas últimas a la población de Av. Mediterrani, perteneciente a la Edad del Bronce. Por tanto, parece reflejarse un continuo temporal por lo que se refiere a las poblaciones del Este peninsular.

En la mitad superior del árbol, en cambio, se encuentran mezcladas las series de comparación (Neolíticas, Mesolíticas y Paleolíticas italianas) con la Braña-Arintero, perteneciente al Mesolítico del Norte peninsular.

Estos primeros resultados parecen apuntar a una evolución estructurada del sustrato mesolítico, por lo que se refiere a las poblaciones mediterráneas, sin existir un reemplazamiento brusco de los últimos cazadores-recolectores. De suceder esto, obtendríamos un distanciamiento claro entre cazadores-recolectores y agricultores-ganaderos. Lejos de este punto, nos encontramos con una ligera separación entre unos y otros, que nos podría dejar entrever un posible modelo mixto de transición. Según éste, la transición de modelo económico se daría mediante una posible llegada de grupos neolíticos de pequeño tamaño, pero suficientemente importantes como para alterar la composición del sustrato mesolítico y convertirlo, con el paso del tiempo, en un grupo diferenciado.

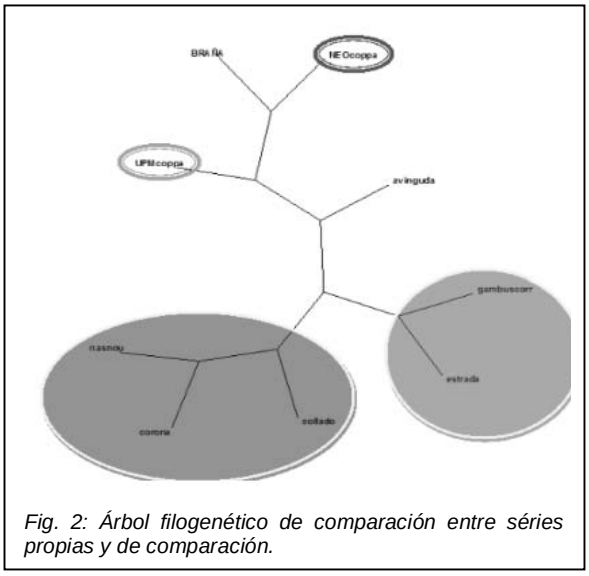


Fig. 2: Árbol filogenético de comparación entre séries propias y de comparación.

El tercer modelo de transición, la aculturación, quedaría en parte descartado precisamente por el hecho de poder distinguir claramente, en el árbol, los grupos mesolítico y neolítico. Según éste, el sustrato mesolítico seguiría siendo el mayoritario y la transición se habría dado por simple contacto entre ambos grupos. Si hubiera tenido lugar este patrón de cambio, gráficamente se habría observado una mezcla entre unos grupos y otros, de forma que gráficamente no habrían quedado distanciados. No obstante el bajo tamaño muestral coincide con un reparto geográfico y cronológico muy claro, los mesolíticos proceden de yacimientos más al sur que los neolíticos todos ellos centrados en la región noreste.

En relación a la otra población mesolítica peninsular estudiada, La Braña-Arintero, llama ciertamente la atención el distanciamiento respecto los grupos levantinos. Si bien es cierto que a partir de una sola población de tan solo dos individuos la cautela nos obliga a no sacar conclusiones firmes, de confirmarse esta separación cabría plantearse la posibilidad de un poblamiento peninsular diferenciado ya desde el Paleolítico.

La ampliación de la muestra de estudio será de especial ayuda para aportar más luz a esta problemática y finalmente resolver los enigmas que nos plantea.

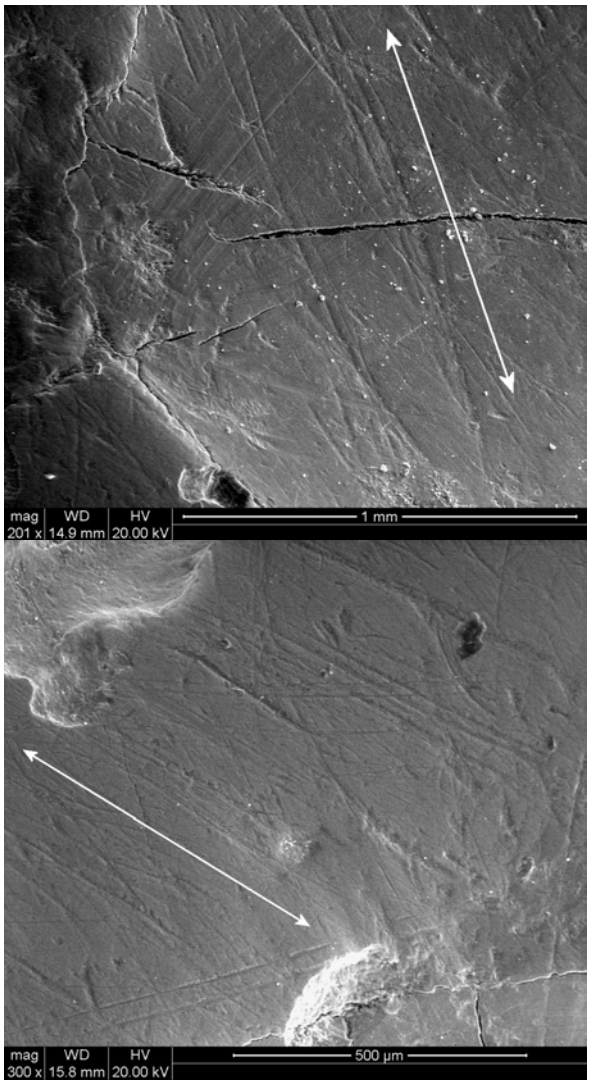


Fig. 3: Superficie oclusal de un canino inferior del Individuo 12 de El Collado. Tanto en la dentina expuesta como en el esmalte se aprecian numerosas estrías agrupadas que discurren en dirección vestíbulo-lingual (indicada por la flecha) sugiriendo un movimiento reiterado de fricción. (Imágenes de Microscopio Electrónico de Barrido Ambiental FEI QUANTA 600).

Uno de los aspectos antropológicos más interesantes sobre los que debemos ampliar los estudios es el desgaste dental de las poblaciones mesolíticas. En algunas poblaciones mesolíticas portuguesas se ha identificado un desgaste dental atípico en la dentición anterior de estas poblaciones asociándolo a tareas paramasticatorias o al uso de los dientes anteriores como tercera mano (Cunha et al., 2002). Sin embargo, no se ha establecido una descripción detallada de este tipo de desgaste ni ha sido asociado con actividades paramasticatorias concretas. No obstante, recientemente se ha empezado a estudiar en profundidad el desgaste dental de etiología paramasticatoria o cultural de grupos humanos mesolíticos como los recuperados en el yacimiento de El Collado (Oliva, Valencia) (Porras, 2010). Como antecedentes directos de este

estudio contamos los realizados por Pérez-Pérez et al. (1995) y Pérez-Pérez y Lalueza (2008) en los que se constata un importante desgaste de la dentición anterior no relacionada con la dieta.

El estudio mediante microscopía electrónica de barrido de la dentición anterior de los individuos de El Collado ha puesto de manifiesto la existencia de patrones de desgaste indicativos del uso de la dentición anterior en tareas que implicarían el procesamiento reiterativo de materiales abrasivos. En concreto, en 4 de los 11 individuos analizados se han identificado, en las superficies incisales, grupos de estrías superficiales orientadas buco-lingualmente (Porras, 2010; Porras et al., en prensa) (Fig. 3).

La morfología, el tamaño y la localización de estas estrías en el borde incisal de la superficie vestibular y en la superficie oclusal de incisivos y caninos las caracteriza como desgaste producido por actividades paramasticatorias, diferenciándolas por completo de las estrías de dieta.

El patrón de desgaste se corresponde con una acción muy concreta: la de sujetar materiales entre los dientes y estirarlos adelante-atrás con las manos. Esta acción conlleva la formación de estrías en el esmalte al ser realizada con una elevada frecuencia temporal y/o al manipular materiales abrasivos. En la actualidad se está llevando a cabo un trabajo experimental con el objetivo de determinar qué tipo de material es el causante de este patrón de desgaste.

CONCLUSIONES

Los resultados procedentes de la morfometría y morfología dental son dispares en algunos aspectos pero en ambos casos parecen reflejar la dependencia de las poblaciones a su entorno. El propio estudio de microdesgaste dental apoya este fenómeno ya que demuestra la especialización de este utensilio, el diente, a tareas dispares sujetas a la actividad cotidiana muy relacionada con el medio. A menudo las grandes teorías pretenden ser útiles a la población en general y simplificar la evolución humana que siempre se verá dependiente de su capacidad de adaptación al medio que las envuelve.
Es evidente que el tamaño muestral es reducido debido al bajo número de hallazgos realizados hasta el momento y la posibilidad de su estudio y esto limita las conclusiones globales. No obstante el hecho de realizar un estudio multidisciplinar como este que a pesar del número de muestras alcanza resultados interesantes, nos anima a continuar el estudio ampliando al máximo posible el número de yacimientos a estudiar.

Agradecimientos:
Estos estudios están siendo financiados por el MICINN a partir de los proyectos CGL2008-03368-E, HAR2008-01984/HIST, PT2009-0018 y CGL2009-07572-E/BOS. Los miembros del equipo de investigación pertenecen a *Grups de Recerca Reconeguts* por AGAUR (2009, SGR 566 y 324).

Referencias bibliográficas

Bastir, M., Sobral, P.G., Kuroe, K. & Rosas, A. (2008). Human craniofacial sphericity: A simultaneous analysis of frontal and lateral cephalograms of a Japanese population using geometric morphometrics and partial least squares analysis. *Archives of oral biology*, 53, 295-303.

Cunha, E., Umbelino, C. & Cardoso, F. (2002). New anthropological data on the Mesolithic communities from Portugal: the Shell, Middens from Sado. *Journal of Human Evolution* 17,187-198.

Dittmar, M., Galera, V., Garralda, M.D. & Smets, M. (1998). Permanent dentition in Santa Marı´a de Hito population (Spain). Tooth crown diameters and microevolution in the Iberian peninsula. *Homo,* 49, 55–73.

Frayer D. W. (1977). Metric Dental Change in the European Upper Paleolithic and Mesolithic. *American Journal of Physical Anthropology*, 46, 109-120.

Lalueza Fox, C. & Pérez-Pérez, A. (1993). The diet of the Neanderthal Child Gibraltar 2 (Devil's Tower) through the study of the vestibular striation pattern. *Journal of Human Evolution,* 24, 29-41.

Martínez-Abadias, N., Esparza, M., Sjovold, T., González-José, R., Santos, M. & Hernández, M. (2009). Heritability of human cranial dimensions: comparing the evolvability of different cranial regions. *Journal of Anatomy*, 214, 19-35.

Lozano, M. (2005). *Estudio del desgaste a nivel microscópico de los dientes anteriores de los homínidos del yacimiento pleistocénico de Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos).* Tesis Doctoral, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España), 307pp.

Mariotti V., Facchini F. & Belcastro M.G. (2007). The studyof Entheses: Proposal of a Standardised Scoring Method for Twenty-Three Entheses of the Postcranial Skeleton. *Collegium Antropologicum*, 1, 291-313.

Moorrees, C. (1957). Mesiodistal Crown Diameters of the Decidous and Permanent Teeth in Individuals. *Journal of Dental Research*, 36, 39-47.

Pérez-Pérez, A., Chimenos, E., Lalueza, C., & Mercadal, O. (1995). Human remains form the mesolithic site of El Collado (Oliva, Valencia, Spain) *Homo,* 45, 243-256.

Pérez-Pérez, A., Espurz, V., Bermúdez de Castro, J.M., de Lumley, M.A. & Turbón, D. (2003). Non-occlusal dental microwear variability in a sample of Middle and Late Pleistocene human populations from Europe and the Near East. *Journal of Human Evolution,* 44, 497-513.

Pérez-Pérez, A. & Lalueza, C. (2008). Estriación dentaria de los mesolíticos de El Collado (Oliva, Valencia). *Serie Arqueológica*, Extra 8, 297-307.

Porras, J. (2010). *Comparació del microdesgast dentari entre el mesolític i el neolític mig al mediterrani ibèric. Desgast ocupacional i relacions*.Tesis de Máster, Departament de Biologia Animal, Biologia Vegetal i Ecologia. Unitat d'Antropologia Biològica. Facultat de Biociències. Universitat Autònoma de Barcelona, Cerdanyola del Vallès, (Barcelona), 43 pp.

Porras, J., Lozano, M., Ruiz, J. & Subirà, M.E. (2010). Comparison of dental microwear between Mesolithic and Neolithic populations of the Iberian Mediterranean basis. Occupational wear and its implications*. Actas 8th Int. Conf. Mesolithic in Europe*, Santander, Spain, en prensa

Prakash, B.S., Kaul, V. & Kanta, S. (1979). Observation in Buthanese Dentition. *Human Biology*, 51, 23-30.

Richards, M.P. & Hedges, R.E.M. (1999). Stable isotope evidence for similarities in the types of marine foods used by late Mesolithic humans at sites along the Atlantic coast of Europe. *Journal of Archaeological Science,* 26, 717-722.

Scott, G.R. & Turner, C.G. (2004). *The anthropology of modern human teeth*. Cambridge University Press, 382 pp.

Trinkaus, E. (2004). Dental crown Dimensions of Middle and Late Pleistocene European Humans. En: *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre*. Vol.,3, Alcalà de Henares (España), 392-398.

TRANSFORMACIONES CULTURALES Y CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS PIRINEOS CATALANES ENTRE EL TARDIGLACIAR Y HOLOCENO ANTIGUO: EL AZILIENSE Y EL SAUVETERRIENSE PRECOZ DE BALMA DE LA MARGINEDA Y BALMA GUILANYÀ

M. Martzluff (1), J. Martínez-Moreno (2), J. Guilaine (3), R. Mora (2) y J. Casanova Marti (2)

(1) JE 2522 Medi-Terra, Université de Perpignan michel.martzluff@orange.fr
(2) Centre d'Estudis del Patrimoni Arqueològic de la Prehistòria (CEPAP)-Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra
(3) Collège de France 11, place Marcelin Berthelot 75231 Paris Cedex 05

Abstract (Cultural transformation and climate change in the catalan pyrenees between the Late glacial and Late Holocene: the Azilian and early Sauveterrian in Balma de la Margineda and Balma Guilanyà): *On the southern side of Pyrenees, data acquired on palaeoenvironments and groups of hunters-gatherers of Bølling-Allerød in the Boreal raise the problem of a visible gap of the cultural answers to the fast climate change between the mountain zones and the alluvial plains.*

Palabras clave: Aziliense, Sauveterriense, Epipaleolítico, Tardiglaciar.
Key words*: Azilian, Sauveterrian, Epipaleolithic, Late glacial.*

INTRODUCCIÓN

La relación admitida entre la expansión de los grupos aziloides y el brusco calentamiento del Bølling-Allerød en la Europa occidental, de la misma manera que sucede después con el Mesolítico sauveterroide durante el Preboreal, ha sido atenuada por los datos concernientes a una relativa independencia entre nuestra percepción de cambios culturales y las rápidas pulsaciones climáticas; por ejemplo, por la colonización de los Alpes por magdalenienses, azilienses y sauveterrienses (Bintz y Evin, 2002).

Los datos paleoambientales (Jalut y Turu, 2009) y la colonización de la montaña por cazadores – recolectores (Guilaine et al., 2008; Martínez-Moreno y Mora, 2009; Martzluff, 2009) de la vertiente sur de los Pirineos orientales, permiten ahora poner en paralelo los cambios ambientales (del Tardiglaciar al Boreal) y los cambios culturales observados en las estratigrafías de Margineda (Andorra) y Guilanyà (Cataluña). Sin embargo, considerar la presión ambiental como el único elemento dinamizador a nivel evolutivo, sería obviar otros factores que deben integrarse, tales como el hecho de que pudieron existir otros grupos culturales que actuaran sobre un mismo ámbito geográfico, en el que se producen importantes transformaciones de orden ecológico. Pero, ¿cómo caracterizar esos grupos culturales?

En varios artículos hemos propuesto que el inicio del proceso de azilianización en los Pirineos orientales y en el Cantábrico supone una ruptura con respecto a la tradición Magdaleniense clásica (Guilaine et al., 2008; Martínez-Moreno y Mora, 2009; Martzluff, 2009). Sin embargo, esta perspectiva evolutiva no parece tan clara, y, de hecho, es muy discutida y no goza de consenso, respecto a los grupos de la Depresión del Ebro y el Levante ibérico Vaquero et al. (2009). De la misma manera que posteriormente el Mesolítico se articula esencialmente en función del estudio tipológico de la industria lítica y del aprovisionamiento de rocas duras, mientras otros indicadores tecno-culturales como la industria en hueso, las manifestaciones artísticas o los recursos alimentarios (dieta vegetal), si bien es verdad que están menos representadas en estas zona, escasamente son introducidos en la discusión, excepto en el caso de los ornamentos marinos (Martínez-Moreno y Mora, 2009).

Por otra parte, el Aziliense en los Pirineos orientales (Fig. 1) aparece precozmente durante el Bølling en Guilanyà, y posteriormente el Sauveterriense durante el Dryas Reciente en Margineda, con modelos de explotación de los nichos ecológicos bien establecidos. Este proceso tiene claros paralelos con las dinámicas reconocidas en el Cantábrico, los Alpes o el Jura del *Massif Central* francés (Jalut y Turu, 2009). Curiosamente, estos procesos de cambio cultural parecen quedar registrados de forma más en tardía en el piedemonte aquitano (Troubat), en Languedoc (Gazel), en el Prelitoral catalán (Molí del Salt) o en el Bajo Ebro (Cingle de l'Aigua). En este entorno, que abarca varias regiones, se ha propuesto que el Magdaleniense perdura hasta el inicio del Holoceno (Vaquero et al., 2009). Este proceso parece excluir la existencia de influjos culturales que provengan de la zona litoral, en la que paradójicamente se detectan incipientes procesos que podemos calificar como de "oportunistas" y que caracterizan el Mesolítico, afectando desde los sistemas de talla hasta la diversificación en las estrategias de subsistencia (inclusión de nuevos espectros alimentarios). Luego, ¿de dónde proceden estas divergencias temporales?, ¿son el resultado de diferencias en los registros sedimentarios en las ocupaciones más esporádicas de los asentamientos de montaña?, ¿qué rol tienen factores como la secuenciación a partir de las series radiométricas?

De hecho, la percepción de la cultura material de los cazadores-recolectores del Tardiglaciar y Holoceno, en el caso de Cataluña parece estar consensuada para las fases atribuidas al Magdaleniense antiguo y medio, mientras que es discordante para los magdalenienses tardíos, aziloides y sauveterroides, a excepción del Sauveterriense pleno ("macrolítico"), cuya característica más común en toda la vertiente sur del Pirineo es la casi ausencia de microlitos geométricos. Igualmente, en esta zona el Sauveterriense final con trapecios es poco conocido, debido a los fenómenos erosivos vinculados al

episodio de hace 8200 años cal. BP (Berger y Guilaine, 2009; Perrin et al., 2009).

Bajo esta perspectiva queremos señalar la gran ausencia de yacimientos al aire libre, con ocupaciones breves (tipo Font del Ros), a lo largo de los valles aluviales que encuadran los Pirineos. Este hecho dificulta la posibilidad de analizar la coincidencia de estos desfases culturales y determinar si son el resultado directo de los cambios ambientales o no. Sin embargo, la existencia de influencias que provienen del sur y que se detectan en los conjuntos líticos de Guilanyà y Margineda, así como de otras influencias que parecen provenir del norte y que se desarrollan durante el Aziliense en Andorra, parecen implicar la existencia de una red de sitios intermediarios ya a partir del Allerød.

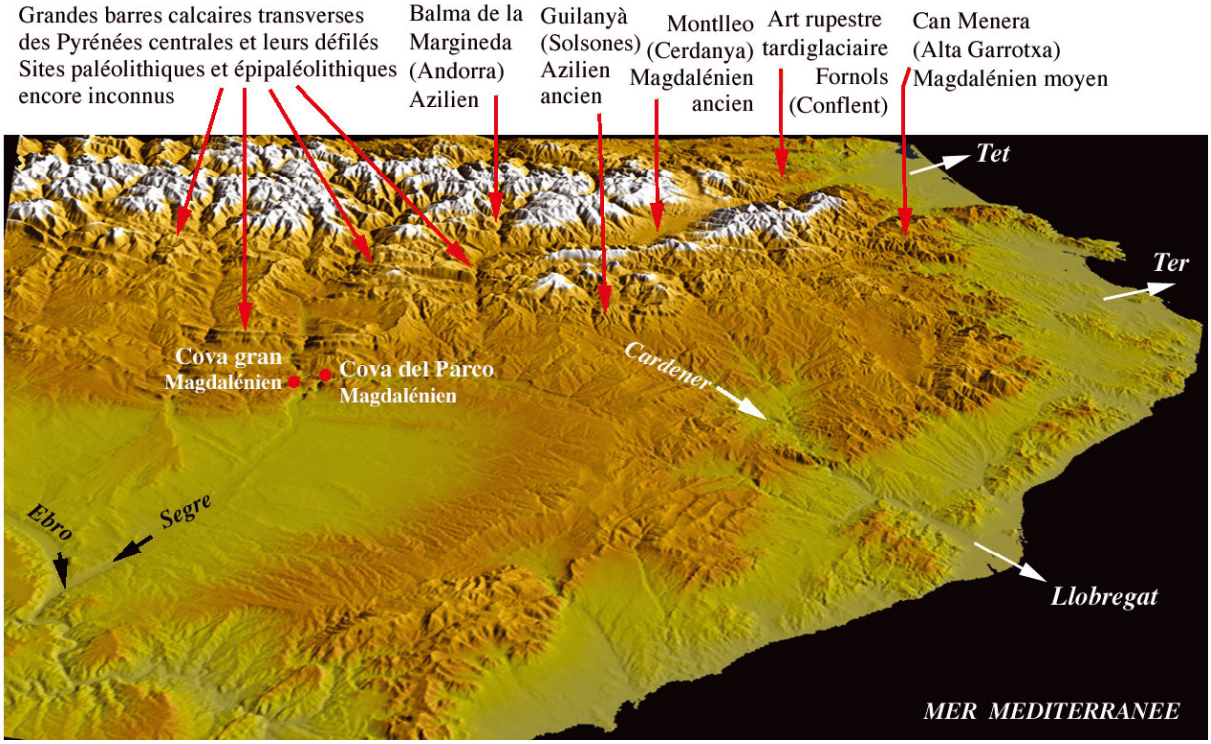


Fig. 1. Visión de conjunto de la serranía en su margen oriental y localización de los principales yacimientos arqueológicos Epipaleolíticos.

Referencias bibliográficas

Berger, J.-F. & Guilaine, J. (2009). The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition : a Mediterranean perspective. *Quaternary international* 200 (1-2): 31-49.

Bintz, P. & Evin, J. (2002). Événements bio-climatiques et peuplements du Tardiglaciaire au début de l'Holocène dans les Alpes du nord Françaises *Quaternaire* 13 (3-4) : 279-287.

Guilaine, J., Barbaza, M. & Martzluff, M. (2008). *Les excavacions a la Balma de la Margineda.* Tome IV. Ministeri d'Afers Socials i Cultura . Principat d'Andorra.

Jalut, G. & Turu, V. (2009). La végétation des Pyrénées françaises lors du dernier épisode glaciaire et durant la transition Glaciaire-Interglaciaire (Last Termination). J.M. Fullola, N. Valdeyron et M. Langlais (dir.): *Les Pyrénées et leurs marges durant le Tardiglaciaire. Mutations et filiations techno-culturelles, évolutions paléo-environnementales, XIVème col.loqui internacional d'archéologia de Puigcerdà, 2006, Hommages à Georges Laplace*, Institut d'Estudis Ceretans, Puigcerdà: 129-149.

Martínez-Moreno, J. & Mora Torcal, R. (2009). Balma Guilanyà (Prepirineo de Lleida) y el Aziliense en el noroeste de la Península ibérica, *Trabajos de Prehistoria*, 66: 45-60.

Martzluff, M. (2009). L'azilien pyrénéen entre Garonne et Èbre: un état de la question. J.M. Fullola, N. Valdeyron et M. Langlais (dir.): *Les Pyrénées et leurs marges durant le Tardiglaciaire. Mutations et filiations techno-culturelles, évolutions paléo-environnementales, XIVème col.loqui internacional d'archéologia de Puigcerdà, 2006, Hommages à Georges Laplace*, Institut d'Estudis Ceretans, Puigcerdà: 375-422.

Perrin, T., Marchand, G., Allard, P., Binder, D., Collina, C., Garcia Puchol, O. & Valdeyron, N., (2009). Le second Mésolithique d'Europe occidentale : Origine et gradient chronologique, *Annales de la Fondation Fyssen* 24: 160-176, 3 fig.

Vaquero, M., Alonso, S. & Garcia Catalan, S., (2009). El final del Magdaleniense y el Mesolítico en Catalunya. J.M. Fullola, N. Valdeyron et M. Langlais (dir.): *Les Pyrénées et leurs marges durant le Tardiglaciaire. Mutations et filiations techno-culturelles, évolutions paléo-environnementales, XIVème col.loqui internacional d'archéologia de Puigcerdà, 2006, Hommages à Georges Laplace*, Institut d'Estudis Ceretans, Puigcerdà: 349-373.

SESIÓN S12: PALEONTOLOGÍA, PALEOECOLOGÍA Y PALINOLOGÍA.
SESSIÓ S12: PALEONTOLOGIA, PALEOECOLOGIA I PALINOLOGIA.

ADAPTACIONES HUMANAS A LA DINÁMICA AMBIENTAL DEL MIS 2 EN LA REGIÓN CANTÁBRICA SEGÚN LA ANTRACOLOGÍA

P. Uzquiano (1)

(1) Laboratory of Archaeobotany and Paleoecology. Dept Cultural Heritage, University of Salento. V. D. Birago, 68. 71300-Lecce, Italia. p_uzquiano@hotmail.com

Abstract (Human adaptations to MIS 2 Environmental dynamics in the Cantabrian region based on Anthracological studies): *A series of anthracological analyses from upper Palaeolithic caves of the Cantabrian region (northern Spain) are presented. They span a period of time between Last Glacial Maximum (LGM) and Younger Dryas (YD). Main aims of this study are the reconstruction of subsistence strategies employed by human groups, with especial reference to the management of wood ressource availability, related to MIS 2 environmental dynamics.*

Palabras-clave: Adaptaciones humanas, Dinámica ambiental MIS 2, Región Cantábrica, Antracología.
Key-words : *Human adaptations, MIS 2 environmental dynamics, Cantabrian region, Anthracology.*

INTRODUCCIÓN

Presentamos una síntesis antracológica realizada a partir de 12 yacimientos localizados en la Región Cantábrica que desde un punto de vista cronoestratigráfico se corresponden con diversos momentos del estadio isotópico 2. A saber, Maximo Glaciar (LGM), Tardiglaciar: H1/Dryas más antíguo, Interestadio del Tardiglaciar (B-A) y la transición del Dryas reciente (YD) al Holoceno (Naughton et al., 2007; González Sampériz et al., 2010).

Las ocupaciones humanas registradas en estos depósitos pertenecen culturalmente al Solutrense superior, Magdaleniense inferior, Magdaleniense medio, Magdaleniense superior-final y Aziliense (Freeman, 1988; Fernández-Tresguerres, 1990; González Morales, 1990; Bernardo de Quirós et al., 1992; Moure, 1997; Pérez Bartolomé, 2010 en prensa; Rasines, 2011; Berganza et al., en prensa; Lasheras ed., en prensa). La serie de dataciones radiométricas obtenidas se encuentra comprendida entre 19.6-10 Ka BP en cronología sin calibrar (Op. Cit.).

El presente trabajo incluye estudios antracológicos efectuados previamente: Los Azules (Asturias), Altamira, La Pila, La Peña del Perro (Cantabria) y el depósito Magdaleniense (nivel II) de Santa Catalina (País Vasco) (Uzquiano, 1992a, 1992b, 1992c, 1995a, 1995b) a los que hemos incorporado los nuevos datos obtenidos en el abrigo de Sopeña, la cueva de Tito Bustillo (Asturias), las cuevas de El Linar, Cualventi y Las Aguas (Uzquiano, 2008), la cueva de Cobrante (Uzquiano, 2011), El Carabión, todas ellas en Cantabria, y el nivel Aziliense (nivel I) de Santa Catalina (País Vasco).

Los resultados antracológicos obtenidos han sido correlacionados principalmente con los datos florísticos procedentes de los registros polínicos del suroeste europeo, continentales (Montserrat, 1992; Jalut et al.,1992; Peñalba et al., 1997; Muñoz Sobrino et al., 2004; González Sampériz et al., 2006, 2010) y del océano (Margen Ibérico noroccidental, Naughton et al., 2007).

MATERIALES Y MÉTODOS

Los carbones objeto de estudio se han recuperado de manera exhaustiva y sistemática por flotación manual de todo el sedimento recogido en la excavación, cribado con agua del mismo y posterior triado de los fondos de criba (Uzquiano, 1997). Estas técnicas de recuperación de restos orgánicos se encuentran ya perfectamente integradas en la metodología de excavación arqueológica de la Península Ibérica (Buxó y Piqué, coord., 2003), siendo una labor en la que todo el equipo de excavación debe participar. Los carbones son analizados posteriormente en el laboratorio mediante fractura manual de los mismos orientada hacia cada uno de los tres planos de observación anatómica transversal, longitudinal tangencial y longitudinal radial. La determinación sigue las claves de los Atlas de Anatomía de maderas no carbonizadas (Greguss, 1955, 1959; Jacquiot, 1955; Jacquiot et al., 1973; Schweingruber, 1978, 1990) y carbonizadas (Vernet et al., 2001). Asimismo resulta muy útil contar con una colección de referencia de maderas carbonizadas, especialmente para ciertas especies cuyas claves de identificación no aparecen claras en los Atlas. La óptica empleada es el microscopio de reflexión (Olympus BX60) combinada en ocasiones con la microscopía electrónica de barrido (MEB). La nomenclatura sigue los criterios establecidos en *Flora europaea* (Tutin et al., 1964).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La secuencia de resultados se inicia con el abrigo de Sopeña (nivel III, posiblemente Gravetiense), caracterizado por la abundancia de *Juniperus* y en menor medida Fabaceae y *Erica.* La datación obtenida en este nivel (*ca* 24 Ka BP, Pinto et al., 2006) lo sitúa a finales del estadio isotópico 3, caracterizado por un deterioro climático (González Sampériz et al., 2010). La flora obtenida en este yacimiento no es contemporánea de los resultados que aquí se presentan (MIS 2), pero hemos creído oportuno incluir estos datos como punto de partida habida cuenta de las analogías florísticas que se describen a continuación.

Juniperus, Fabaceae (*Ulex, Cytisus*) y *Salix* son los principales taxones leñosos explotados en las ocupaciones contemporáneas del LGM y H1 como puede observarse en el yacimiento de Altamira fechado entre 18.5-15.9 Ka. BP (Fig. 1) (Uzquiano, 1992a, 1992c), en el nivel solutrense de El Linar (19.6 Ka. BP) (Uzquiano, 2008) y en las ocupaciones solutrenses de la cueva de Cobrante (18.5 Ka. BP) (Uzquiano, 2011).

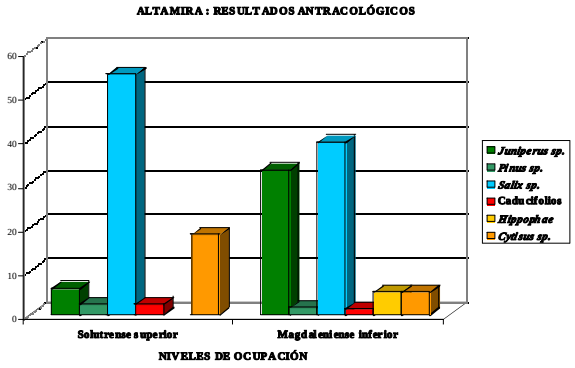


Fig. 1: Resultados obtenidos en la Cueva de Altamira (redibujado de Uzquiano, 1992).

Estos mismos taxones han sido de nuevo evidenciados junto a *Hippophae rhamnoides*, la ausencia o presencia poco relevante de *Betula* y evidencias discontínuas de mesotermófilos (*Corylus, Castanea* y *Quercus* de hoja caduca), en las ocupaciones del Magdaleniense inferior de Altamira (Fig. 1) (Uzquiano, 1992a, 1992c), en otras cuevas de su territorio epónimo (El Linar, Cualventi, las Aguas), con fechas radiométricas comprendidas entre 15.5-14 Ka BP (Uzquiano, 2008), y en el depósito de Magdaleniense medio de Tito Bustillo (*ca.* 14 Ka BP). Las características florísticas obtenidas estarían en consonancia con las condiciones ambientales reinantes evidenciadas en los registros polínicos anteriormente mencionados (Op. Cit.), siendo éstas responsables a su vez de la existencia de ocupaciones humanas de marcado signo estacional y de corta duración en áreas al abrigo: solanas calcáreas, sierras y valles prelitorales.

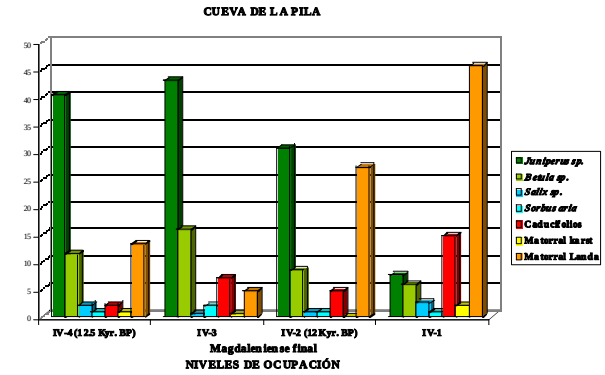


Fig. 2: Resultados obtenidos en la Cueva de la Pila (modificado de Uzquiano, 1992).

El carácter pionero y abierto de la vegetación (*Juniperus*, Fabaceae) sigue siendo dominante durante el Interestadio del Tardiglaciar (Uzquiano, 1992a, 1992b, 1995a). El aumento de *Betula* acompañado de una mayor diversidad florística es correlativo de condiciones ambientales óptimas que favorecen ocupaciones de signo multiestacional en zonas litorales como son los casos de la cueva de La Pila (12.5-11.7 Ka. BP) (Fig. 2) y de los depósitos del Magdaleniense superior-final de Santa Catalina (nivel II, 12.7-12.2 Ka BP) y de la Peña del Perro (nivel 2C, 12.1 Ka BP), este último desprovisto de información antracológica.

El episodio del Dryas reciente trae como consecuencia el abandono por parte de los grupos humanos del área costera (La Pila, Peña del Perro y Santa Catalina) y el retorno hacia los valles pre-litorales como podría ser el caso de Cobrante, desprovisto de datación pero con la explotación de una flora (*Juniperus-Salix*) similar a la evidenciada en las ocupaciones solutrenses (Uzquiano, 2011) (Fig. 3); o hacia valles más protegidos como es el caso de Los Azules (Uzquiano, 1992b, 1995b). Las fechas obtenidas en el depósito aziliense de esta cueva registran el paso del Dryas reciente al Holoceno (10.9-10-4 Ka BP), que en términos florísticos está representado por la disminución de *Pinus* en favor de *Quercus* de hoja caduca (Uzquiano, 1992a, 1995b).

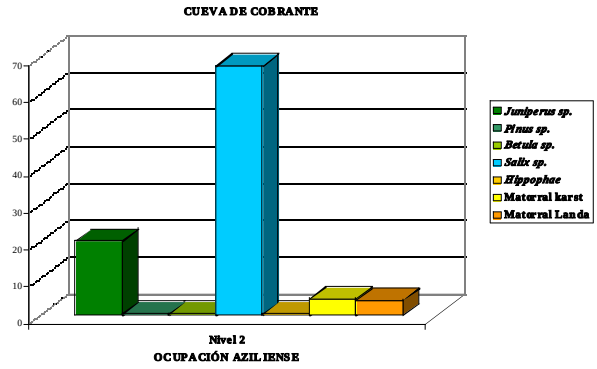


Fig. 3: Resultados obtenidos en la Cueva de Cobrante (Uzquiano, 2011).

El tránsito al Holoceno y el restablecimiento de condiciones más favorables supone un retorno hacia áreas litorales. *Betula* va cediendo su plaza a *Quercus* y otros taxones del bosque caducifolio tal y como hemos podido constatar en los depósitos del Carabión (10.3 Ka BP), Peña del Perro (10 Ka BP) y Santa Catalina (10.5 Ka BP), todos ellos con ocupaciones azilienses.

CONCLUSIONES

El conjunto de resultados antracológicos presenta bastantes analogías florísticas con los registros polínicos anteriormente mencionados (Op. Cit.) y con los principales eventos del estadio isotópico 2 evidenciados en esos mismos registros. La vegetación que revelan los análisis antracológicos es e carácter preforestal (medio abierto), y está

esencialmente compuesta por taxones pioneros, *Juniperus, Hippophae, Salix, Betula,* una gran abundancia de taxones de Landa (Fabaceae) y evidencias de mesotermófilos (*Quercus* de hoja caduca, *Corylus, Fraxinus*, *Quercus ilex* e incluso *Fagus* y *Castanea*). Estas últimas cobran especial relevancia durante el interestadio del Tardiglacial y son claramente protagonistas en el paso al Holoceno.

La posición geográfica de los yacimientos considerados y sus características topográficas (Plataforma costera, Sierras pre-litorales con disposición horizontal, Valles interiores entre montañas), la naturaleza del substrato dominante (calcáreo, sílice), la funcionalidad de la ocupación y las prácticas económicas (diversas estrategias de caza de ungulados), son factores de naturaleza diversa pero estrechamente relacionados entre sí, que hay que tener en cuenta de cara a la interpretación de los espectros antracológicos obtenidos.

La movilidad desarrollada por los grupos humanos anatómicamente modernos durante este período en el Cantábrico fue la principal estrategia para sobrevivir en un medio en constante cambio.

Referencias bibliográficas

Berganza, E.; Arribas, J.L.; Castaños, P.; Elorza, M.; González Urquijo, J.E.; Ibáñez, J.J.; Iriarte, MªJ.; Morales, A.; Pemán, E.; Roselló, E.; Uriz, A.; Uzquiano, P.; Vázquez, V.; Zapata, L. (en prensa). La transición Tardiglaciar en la costa oriental de Bizkaia : el yacimiento de Santa Catalina. En : *Actas Primera Mesa Redonda sobre Magdaleniense cantábrico* (S. Corchón & M. Menéndez eds.), Candamo, Abril 2007.

Bernardo de Quirós, F.; Gutiérrez, C.; Heras, C.; Lagüera, M.A.; Pelayo, M.; Pumarejo, P.; Uzquiano, P. (1992). Nouvelles données sur la transition Magdalénien supérieur-Azilien : La Cueva de La Pila (Cantabria, Espagne). En : Le Peuplement Magdalénien: Paléogéographie physique et humaine, Paris (CTHS ed.), 259-269.

Buxó & Piqué, eds. (2003). La recogida de muestras en Arqueobotánica : objetivos y propuestas metodológicas. *Primer encuentro del Grupo de Trabajo de Arqueobotánica de la Península Ibérica GTAPI.* Museu d'Arqueologia de Catalunya, Barcelona.

Fernandez Tresguerres, J. A. (1990). Thoughs on the transition from the Magdalenian to the Azilian in Cantabria : Evidence from the Cueva de los Azules, Asturias. En: *The Mesolithic in Europe. Papers presented at the IIIrd International Symposium Edinburgh 1985*, (C. Bonsall, ed.). Edinburgh, John Donald Publishers Ltd, 582-588.

González Morales, M.R. (1990). La Prehistoria en las Marismas : excavaciones en el abrigo de la Peña del Perro (Santoña, Cantabria). Campañas 1985-1988. Cuadernos de Trasmiera, II, 13-28.

González-Sampériz, P.; Valero-Garcés, B.L.; Moreno, A.; Jalut, G.; García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Delgado-Huertas, A.; Navas, A.; Otto, T.; Dedoubat; J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. Quaternary Research, 66, 38-52.

González-Sampériz, P.; Leroy, S.A.G.; Carrión, J.S.; Fernández, S.; García-Antón, M.; Gil-García, MªJ.; Uzquiano, P.; Valero-Garcés, B. and Figueiral, I. (2010). Steppes, savannahs forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. Review of Palaeobotany and Palynology, Special issue Iberian floras through time : land of diversity and survival, 162 (3), 427-457.

Greguss, P. (1955). Identification of living Gymnospermes on the basis of xylotomy. Akademikai Kiado, Budapest, 263 pp.

Greguss, P. (1959). Holzanatomie der Europaïschen Laubhölzer und Sträucher. Akademikai Kiado. Budapest, 745 pp.

Jacquiot, C. (1955). Atlas d'Anatomie des Bois de Conifères. Centre Technique du Bois, CNRS. Paris, 240 pp.

Jacquiot, C.; Trenard, Y.; Dirol, D. (1973). Atlas d'Anatomie des Bois des Angiospermes (Essences Feuillues). Centre Technique du Bois, CNRS. Paris, 250 pp.

Jalut G. ; Montserrat J. ; Fontugne M. ; Delibrias G. ; Vilaplana J.M. and Julia R. (1992). Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees : Deglaciation, vegetation cover and chronology. Quaternary Science Reviews, 11, 449-480.

Freeman, L.G. (1988). The stratigraphic sequence at Altamira , 1880-1981. Espacio, Tiempo, Forma, Serie 1 Prehistoria, 1, 149-163.

Lasheras, J.A. ed. (en prensa). Los Tiempos de Altamira Actuaciones arqueológicas en las cuevas de Cualventi, Linar y Las Aguas (Alfoz de Lloredo. Cantabria). Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, 23. Madrid, Ministerio de Cultura.

Montserrat, J. (1992). Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología, 6. CSIC, Zaragoza, 347 pp.

Moure, A. (1997). Dataciones AMS de la cueva de Tito Bustillo (Asturias). Trabajos de Prehistoria, 54 (2), 135-142.

Muñoz Sobrino C; Ramil Rego P.; Gómez Orellana L. (2004). Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen senquences. Vegetation History and Archaeobotany, 13, 1-22.

Naughton F.; Sánchez Goñi M.F.; Desprat S.; Turon J.L.; Duprat J.; Malaizé B.; Joli C.; Cortijo E.; Drago T.; Freitas M.C. (2007). Present day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology, 62, 91-114.

Peñalba C.; Arnold M.; Guiot J.; Duplessy J.C.; de Beaulieu J.L. (1997). Termination of the Last Glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. Quaternary Research, 48, 205-214.

Pérez Bartolomé, M. (2010). The deposit of Carabión (Voto) in the Mesolithic context of the Valley of Asón (Cantabria). Resumen. 8th International Conference on the Mesolithic in Europe. Santander, Cantabria, September 2010.. (P. Arias, ed.) Proceedings of 8th Internacional conference on the Mesolithic in Europe, Oxbow Books, in press).

Pinto Llona, A.; Clark, G.; Millar, A. (2006). Resultados preliminares de los trabajos en curso del Abrigo de Sopeña. En *: En el Centenario de la Cueva del Castillo, el ocaso de los Neandertales* (V. Cabrera; F. Bernardo de Quirós & J.M. Maillo, eds.). Centro Asociado de la UNED en Cantabria, Santoña, 193-208.

Rasines, P. 2011. Geografía, Estratigrafía y cronología de la Cueva de Cobrante (Cantabria, España). Sautuola, XV, 43-47.

Schweingruber, F. (1978). Mikroskopische holzanatomie. A.G. Zug. Zücher, 220 pp.

Schweingruber, F. (1990). Anatomie europäischer Hölzer. WSL/FNP Haupt. Zücher, 980 pp.

Tutin, et al. (1964). Flora europaea vol I : Lycopodiaceae to Platanaceae. Cambridge, University press., Cambridge, 389 pp.

Uzquiano, P. (1992b). The Lateglacial-Postglacial transition in the Cantabrian Cordillera (Asturias and Cantabria, Spain) based on charcoal analysis. Palaios, 7 (5), 540-547. SEPM University of Southern California, L.A.

Uzquiano, P. (1992c). L'homme et le bois au Paléolithique en région cantabrique (Espagne). Exemples d'Altamira et El Buxu. En : J.L.Vernet (ed.) *: Les charbons de bois, les anciens écosystèmes et le rôle de l'homme*. Bulletin de la Societé Botanique de France. Actualités Botaniques, 2,3,4, 361-372.

Uzquiano, P. (1995a). La disparition de *Picea* à la fin du Péistocène supérieur en Région cantabrique d'après l'anthracoanalyse : déterminisme climatique et anthropique. Comptes rendus Académie des Sciences, 321, IIa, 545-551. Paris.

Uzquiano, P. (1992a). Recherches anthracologiques dans le sécteur pyréneo-cantabrique (Asturias, Cantabria, Pays Basque). Environnements et rélations homme-milieu au Pléistocène supérieur et aux débuts de l'Holocène. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier II, Montpellier (Francia), 401 pp.

Uzquiano**,** P. (1995b). L'évolution de la végétation à l'Holocène initial dans le nord de l'Espagne à partir de trois sites archéologiques. Quaternaire, 6 (2), 77-83.

Uzquiano, P. (1997). Antracología y métodos : implicaciones en la Economía prehistórica, Etnoarqueología y Paleoecología. Trabajos de Prehistoria, 54,(1), 145-154.

Uzquiano, P. (2008). The Altamira territory revisited : vegetal landscape and woodfire management at the El Linar, Cualventi and Las Aguas caves (Cantabria, northern Spain) revealed by anthracological data. Resumen. *IV International Meeting of Anthracology Charcoal and Microcharcoal. Continental and marine records.* Bruxelles (Belgium), September 2008.

Uzquiano, P. (2011). Análisis antracológico de Cueva de Cobrante (San Miguel de Aras, Cantabria oriental). Paisaje vegetal, movilidad y gestión de los recursos leñosos en un medio cambiante. Sautuola, XV, 63-73.

Vernet, J.L.; Ogereau, P. ; Figueiral, I. ; Machado, C. ; Uzquiano, P. (2001). Guide d'identification des charbons de bois préhistoriques et récents. Sud-Ouest de l'Europe : France, Péninsule Ibérique, Îles Canaries. (C.N.R.S. éd.), Paris, 393 pp.

VARIACIÓN EN LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL COLÁGENO (^{13}C Y ^{15}N) EN VERTEBRADOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DEL YACIMIENTO DE KIPUTZ (GIPUZKOA)

L.A. Ortega (1), J. Castaños (2), X. Murelaga (2), A. Alonso-Olazabal (1) y M. C. Zuluaga (1), J. Rofes (2), P. Castaños (3)

(1) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencias y Tecnología, Dpto. Mineralogía y Petrología, Apartado 644, E-48080-Bilbao. luis.ortega@ehu.es; ainhoa.alonso@ehu.es; mcruz.zuluaga@ehu.es
(2) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencias y Tecnología, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, E-48080-Bilbao. xabier.murelaga@ehu.es; juan.rofes@ehu.es
(3) Museo Arqueológico, Etnográfico e Histórico Vasco. Bilbao. e-mail: pedrocastanos@yahoo.es

***Abstract (*Variations in bone collagen ^{13}C and ^{15}N values of Pleistocene vertebrates from Kiputz cave (Gipuzkoa)*:** *A palaeoenvironmental reconstruction of Kiputz site environment (chasm that perform as natural trap) in North of Spain between 32 to 11kyr BP is provided using ^{13}C and ^{15} N variations in collagen of different large herbivorous vertebrate. Altogether 49 analyses have been carried out on collagen extracted from postcranial skeletal fragments of reindeer, horse, red deer, Bos/Bison and boar, both adults and juvenile specimens. The variations of ^{13}C and ^{15}N of ungulate collagen are related to different species, although minor variations are associated to growth stage. The isotopic values are roughly constant all over the studied chronology.*

Palabras clave: carbono 13, nitrógeno-15, colágeno, macrovertebrados.
***Key words**: carbon-13; collagen; nitrogen-15;large vertebrate.*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de Kiputz (Mutriku, Gipuzkoa) corresponde a una sima que ha actuado como trampa natural para la fauna y se caracteriza por presentar gran cantidad de restos óseos del Pleistoceno superior. La acumulación de restos óseos se ha producido por el enjaulamiento de los individuos y su muerte por inanición quedando descartada la participación de acciones antrópicas.

Son numerosos los estudios en los que se utilizan la composición isotópica de los huesos a fin de establecer reconstrucciones dietarias y por extensión, de las condiciones paleoclimáticas (cf Hedges et al., 2004). De modo que las variaciones

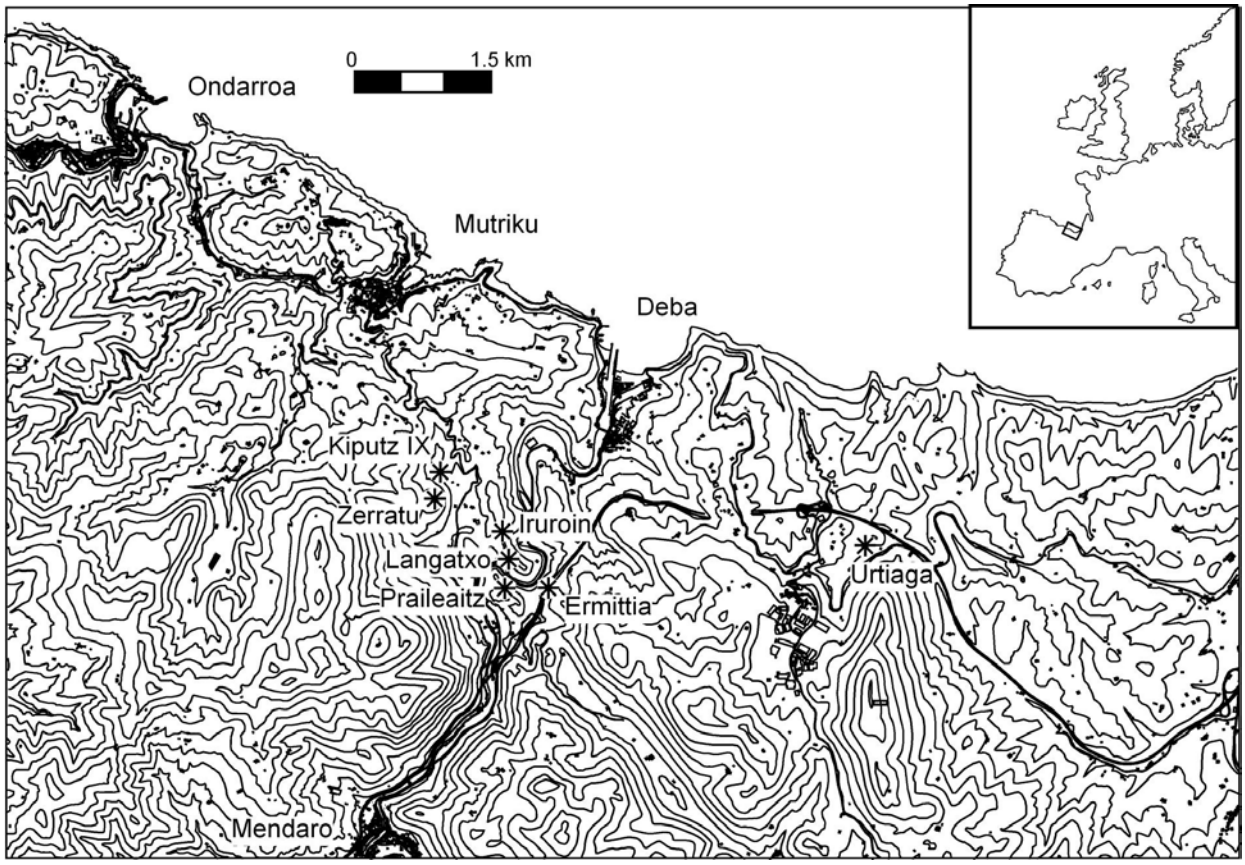


Fig.1 Localización del yacimiento de Kiputz (Gipuzkoa

en ^{13}C se asume que están condicionadas por variaciones en la ingesta de alimentos, mientras que las variaciones en ^{15}N son respuesta a variaciones en ciclos de temperatura/aridez (p.e. Heaton, 1987; Grocke et al., 1997) El objetivo de este trabajo es examinar diferencias en la composición isotópica en el colágeno de diferentes huesos de vertebrados hallados en la sima.

hasta 11750 ±60 BP (Beta Analytic, Florida, EE.UU.) (Fig. 2).

METODOLOGÍA

Los fragmentos de hueso seleccionados se han lavado en un baño de ultrasonidos para eliminar los materiales particulados adheridos. La extracción del colágeno se ha realizado según el método descrito por Bocherens et al. (1991). Una vez molidas las

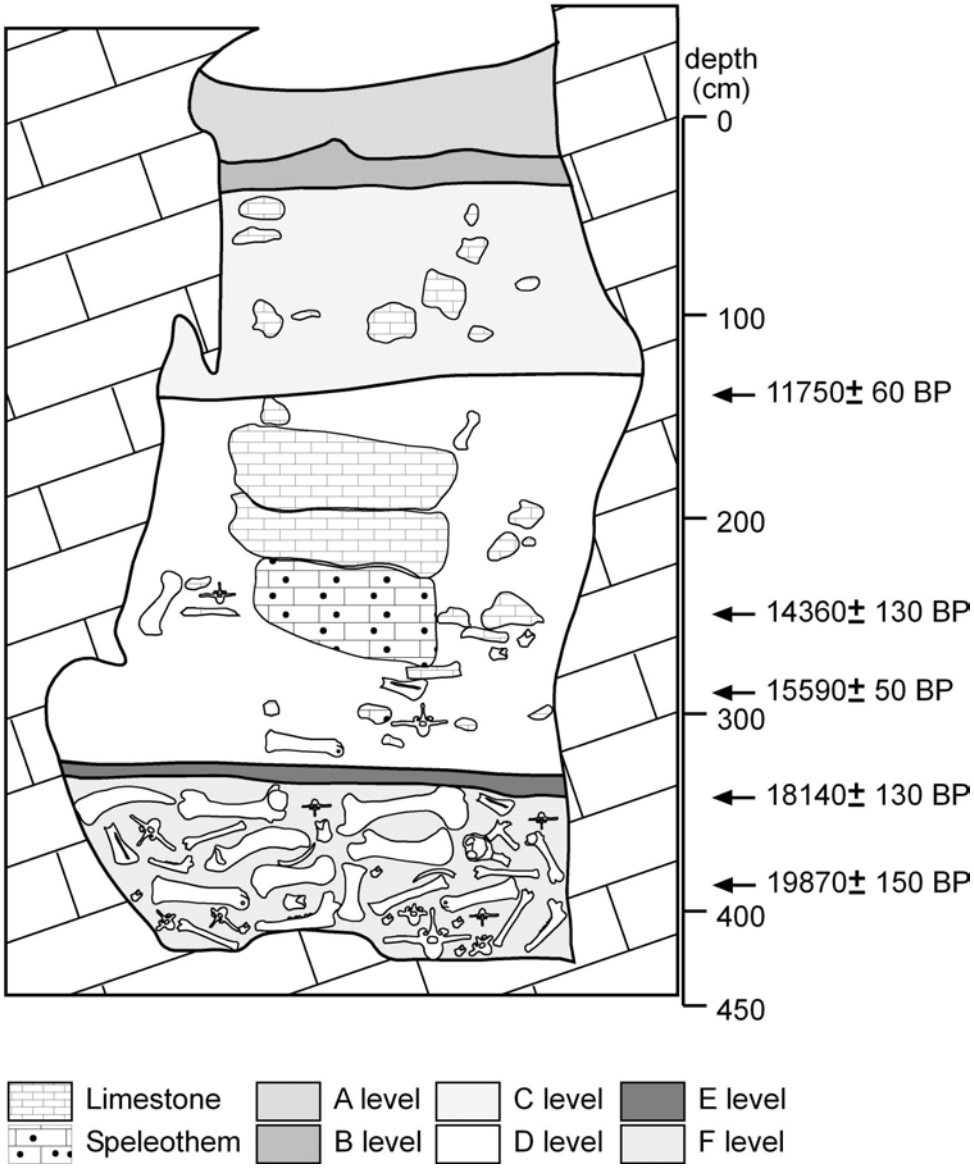


Fig. 2 Columna estratigráfica del yacimiento de Kiputz (Gipuzkoa)

SITUACIÓN

El yacimiento de Kiputz IX se localiza, al este de la Cornisa Cantábrica (Fig. 1), en un área geográfica con alta densidad de evidencias arqueológicas en cuevas y abrigos. Este yacimiento se encuentra en una cavidad cárstica y con un relleno sedimentario de 4.2 m de potencia donde se han diferenciado seis niveles. La mayor cantidad de restos óseos están concentrados en los dos niveles inferiores (Castaños et al., 2006). Este yacimiento presenta un registro que va desde una cronología de 32810 ±390 BP

muestras se pesan unos 300 mg de polvo de hueso para desmineralizarlo en una solución de HCl 1M durante 20 minutos a temperatura ambiente El residuo insoluble se soniquea en una disolución de NaOH 0,125 N durante una noche a temperatura ambiente. El residuo lavado se calienta en tubos de ensayo cerrados a 80° C durante 17 h en una solución de HCl 10^{-3} M (pH 3) para gelatinizar el colágeno. Una vez filtrado el colágeno (5um) la fase que contiene la gelatina se congela. Las muestras se liofilizan y se vuelven a pesar por segunda vez para facilitar el cálculo del porcentaje de colágeno.

Las muestras se han analizado en un espectrómetro de masas con analizador elemental con flujo continuo (EA-IRMS, Iso-Analytical, Cheshire, UK).

DATOS

Se han analizado 49 huesos pertenecientes a: *Bison priscus* (5 individuos), *Cervus elaphus* (33), *Equus caballus* (1), *Rangifer tarandus* (9) y *Sus scofra* (1). Los huesos corresponden a partes del esqueleto postcraneal (costilla, húmero, radio, fémur, tibia, falanges y metapodios) de los cuales 27 son de individuos adultos y 22 de juveniles.

Los contenidos en colágeno de huesos varían entre 0.3% y 13.5% en peso, con valores promedio de 4.3%. Se observan diferencias en el contenido en colágeno entre las especies estudiadas y con su

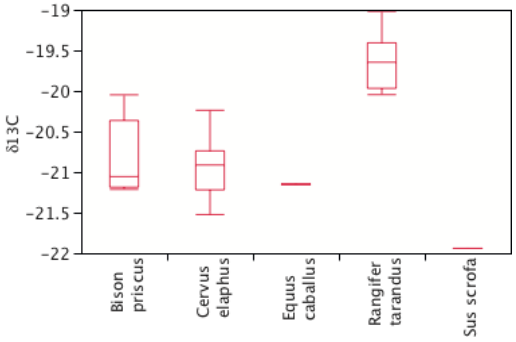


Fig. 3 Diagrama de caja para el ^{13}C en el colágeno de renos, ciervos, caballos y bisontes y jabalí (líneas horizontales representan el 10%, 25%, 50%, 75%, 90% de los ejemplares).

estadio de crecimiento (Castaños et al., 2011). En cualquier caso, la pérdida de colágeno no aumenta con la edad geológica. En este estudio sólo se han considerado las muestras que presentan relaciones C/N entre 2,9 y 3,6 y porcentajes de nitrógeno y de carbono superiores al 3% y 8%, respectivamente (DeNiro, 1985, Ambrose, 1990).

INTERPRETACIÓN

Isótopos de carbono

Los valores de ^{13}C presentan intervalos de variación diferentes para algunas de las especies estudiadas. El reno presenta los valores menos negativos, mientras que el bisonte, ciervo y caballo presentan valores más negativos, similares entre sí y sin superposición con los del reno (Fig. 3). Los valores medios en ^{13}C de cada taxón permanecen más o

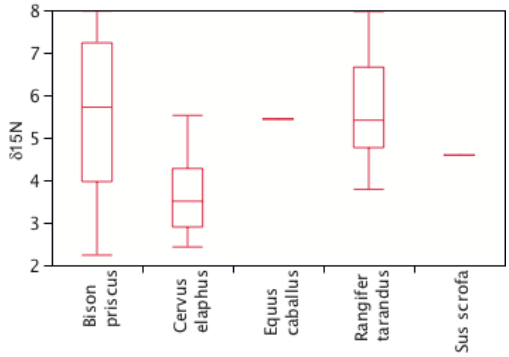


Fig. 4 Diagrama de caja para el ^{15}N en el colágeno de renos, ciervos, caballos y bisontes y jabalí.

menos constantes a lo largo de toda la secuencia temporal estudiada, pero se observan variaciones menores relacionadas con la edad de los individuos.

El bisonte, a diferencia de lo que observan otros autores (Drucker et al., 2003a) para el mismo momento temporal y regiones geográficas próximas, presenta valores del ^{13}C equivalentes al caballo y ciervo. Las diferencias observadas en el reno ha sido interpretadas como resultado de la ingesta de líquenes (Drucker et al., 2003b), dado que los líquenes presentan valores ^{13}C más positivos (Galimov, 2000, Drucker et al., 2003b)

Isótopos de nitrógeno

Los valores ^{15}N son relativamente similares entre renos, bóvidos y caballos (Fig. 4) mientras que los de los ciervos presentan valores menos positivos. De nuevo se observan variaciones en ^{15}N según el estadio de crecimiento, pero a diferencia del ^{13}C, los valores del ^{15}N muestran una variación significativa en el tiempo.

Las diferencias entre el reno y el ciervo se mantienen a lo largo de todo el registro. Estas se pueden explicar debido a diferencias climáticas en los nichos ecológicos antes que variaciones climáticas temporales.

CONCLUSIONES

Se han constatado variaciones en ^{13}C y ^{15}N relacionado con el estado de crecimiento de los animales. El ^{13}C marca el tipo de vegetación del entorno geográfico, acorde con la estructura de la comunidad ecológica. Los valores isotópicos se mantienen constantes a lo largo de la secuencia temporal. El ^{15}N muestra una variación en el registro.

Agradecimientos:

Se agradece a los proyectos de investigación UNESCO 09/01, EHU10/32 (UPV/EHU) y T315-10 (Gobierno Vasco). Uno de los firmantes (JR) cuenta con un contrato Juan de la Cierva (2011-13) del Ministerio de Ciencia e Innovación de España.

Referencias bibliográficas

Ambrose, S.H. (1990) Preparation and characterization of bone and tooth collagen for isotopic analysis, *J. Archaeol. Sci* 17: 431-451.

Bocherens, H., Fizet, M., Mariotti, A., Lange-Badre, B., Vandermeersch, B., Borel, J. P., Bellon, G. (1991). Isotopic biogeochemistry (^{13}C, ^{15}N) of fossil vertebrate collagen: implications for the study of fossil food web including Neandertal Man. *Journal of Human Evolution*, 20: 481–492.

Castaños , J. Castaños, P. Murelaga, J. (2006). Estudio osteométrico preliminar de los restos de ciervo (Cervus elaphus) del yacimiento paleontológico del Pleistoceno Superior de Kiputz IX (Mutriku, Gipuzkoa).*Geogaceta*, 40, 163-166.

Castaños, J; Murelaga, X.; Castellanos, I.; Alonso, A.; Zuluaga, M.C. y Ortega, L.A (2011). Evaluación del grado de diagénesis en huesos fósiles mediante espectroscopía de infrarrojos, *Geogaceta*, in press

DeNiro, M.J. (1985) Postmortem preservation and alteration of in vivo bone collagen isotope ratios in relation to palaeodietary reconstruction, *Nature* 317: 806-809

Drucker, D.G., Bocherens, H., Billiou, D. (2003a). Evidence for shifting environmental conditions in Southwestern France from 33 000 to 15 000 years ago derived from carbon-13 and nitrogen-15 natural abundances in collagen of large herbivores, *Earth Planet Sci Letters* 216:163-173

Drucker, D.G., Bocherens, H., Billiou, D. (2003b). Carbon and nitrogen isotopic composition of red deer (*Cervus elaphus*) collagen as a tool for tracking

Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology, 195:375-388

Galimov, E.M. (2000). Carbon isotope composition of Antarctic plants, *Geochim.Cosmochim. Acta* 64: 1737-1739.

Grocke, D.R., Bocherens, H., Mariotti, A., (1997). Annual rainfall and nitrogen-isotope correlation in macropod collagen: application as a palaeoprecipitation indicator. *Earth Planet Sci Letters* 153: 279–285.

Heaton, T.H.E., 1987. The N-15/N-14 ratios of plants in South-Africa and Namibia—relationship to climate and coastal saline environments. *Oecologia* 74: 236–246.

Hedges, R.E.M., Stevens, R.E., Richards, M.P., (2004). Bone as a stable isotope archive for local climatic information. *Quaternary Science Reviews* 23: 959-965.

VERTEBRADOS DEL YACIMIENTO HOLOCENO DE PEÑA LARGA (ÁLAVA, ESPAÑA)

J. Rofes (1), X. Murelaga (1), J. Fernández Eraso (2), S. Bailon (3), P. Castaños (4), L. A. Ortega (5), A. Alonso-Olazabal (5) y M. C. Zuluaga (5)

(1) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencias y Tecnología, Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Apartado 644, E-48080-Bilbao. juan.rofes@ehu.es, xabier.murelaga@ehu.es
(2) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Letras, Dpto. Geografía, Prehistoria y Arqueología. E-01006-Vitoria-Gasteiz. javier.fernandez@ehu.es
(3) UMR 7209 – UMR 7149, CNRS Département Ecologie et gestion de la Biodiversité (EGB), MNHN Bâtiment d'Anatomie Comparée. 55 rue Buffon, 75005, Paris, France. salvador.bailon@mnhn.fr
(4) Museo Arqueológico, Etnográfico e Histórico Vasco. Bilbao. e-mail: pedrocastanos@yahoo.es
(5) Universidad del País Vasco/EHU, Facultad de Ciencias y Tecnología, Dpto. Mineralogía y Petrología, Apartado 644, E-48080-Bilbao. luis.ortega@ehu.es; ainhoa.alonso@ehu.es; mcruz.zuluaga@ehu.es

Abstract (Vertebrate fauna from the Holocene site of Peña Larga, Álava, Spain): *Numerous macro- and microvertebrate remains were retrieved from the site of Peña Larga, during the field campaign of 2008. The macromammal assemblage includes 3 bovids, 2 suids, 2 cervids, 2 canids, 2 felids, an equid, and a mustelid. The micromammal one includes 9 rodents, 3 insectivores, a bat, and a lagomorph. The reptiles are represented by 2 lizards and a snake, the amphibians by a frog, and the Aves by 2 paseriforms. During deposition of Level III, the rock shelter was used as a burial site. No human occupation during this period promoted a remarkable accumulation of microvertebrates by birds of prey and other predators. The microvertebrate association suggests a wooded environment and a mostly humid-temperate climate. Peña Larga also has the oldest evidence of animal domestication from the Cantabrian Range.*

Palabras clave: Microvertebrados, medioambiente, clima, Cuenca del Ebro, domesticación.
Key words*: Microvertebrates, environment, climate, Ebro Basin, domestication*

.

INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico Holoceno de Peña Larga (Álava) corresponde a un abrigo rocoso que fue habitado por el hombre, de forma intermitente, durante más de 2500 años, desde el Neolítico hasta el Bronce medio. En los horizontes de ocupación humana, los restos fósiles encontrados corresponden a macromamíferos, tanto silvestres como domésticos. Las especies salvajes representan la biocenosis del entorno. Las domésticas contribuyen al mayor conocimiento de los procesos de domesticación y neolitización en el norte de la Península Ibérica (Fernández Eraso, 1997).

Durante los periodos de no-habitación, la mayor parte de los restos de pequeños vertebrados acumulados en el abrigo de Peña Larga probablemente son el resultado de la actividad biológica de aves de presa, sin descartar el aporte ocasional por parte de mamíferos carnívoros. Estos microvertebrados son representativos del ecosistema del entorno del yacimiento durante la generación del depósito.

SITUACIÓN

El yacimiento de Peña Larga (Cripán, Álava) se localiza en un abrigo rocoso de la vertiente meridional de la Sierra de Cantabria (Figs. 1 y 2). Se encuentra a 900 m sobre el nivel del mar. Tiene 15 m de ancho por 4,3 m de altura, y entre 3-6 m de profundidad. Fue descubierto de forma casual en 1984 por gente del pueblo de Cripán. Los trabajos de excavación comenzaron en 1985 y se prolongaron hasta 1989, bajo la dirección de Javier Fernández Eraso (Fernández Eraso, 1997). En el verano de 2008 se excavó una fracción del testigo dejado en las campañas anteriores. Los restos de Microvertebrados proceden del sedimento extraído en esta última campaña.

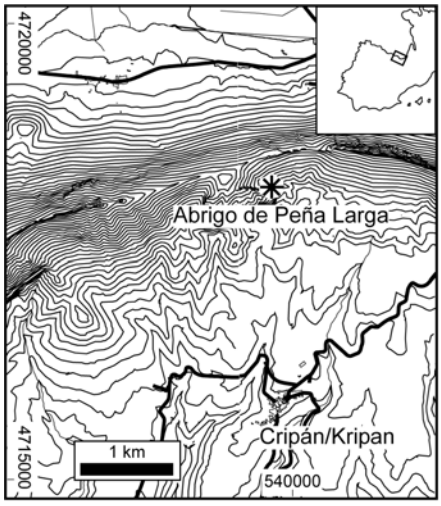


Fig. 1: Localización del yacimiento de Peña Larga

METODOLOGÍA

Los restos de macrovertebrados se recuperaron durante las campañas de excavación entre 1985-89.

Para obtener las muestras de microvertebrados se recuperaron 264 m^3 de sedimento, sometidos a un proceso de flotación y filtrado con mallas de 0,5 mm y 250 micras de luz. Para la contabilización del número de restos se han utilizado todos aquellos que

hayan conservado algún rasgo anatómico identificativo.

Los requisitos ambientales de los taxones descritos se han obtenido de Pemán (1985), Pokines (1998), Sesé (2005) y Cuenca Bescós et al. (2008). Para determinar las variaciones relativas de temperatura se ha utilizado la relación de abundancia (calculada en base al numero total de restos dentarios), entre las especies de roedores indicativas de un medio boscoso, húmedo y calido (*Apodemus sylvaticus-flavicollis*, *Clethrionomys glareolus*, *Glis glis* y *Eliomys quercinus*) con respecto a las de medios más abiertos como praderas (todos los Arvicolinae, a excepción de *Clethrionomys glareolus*).

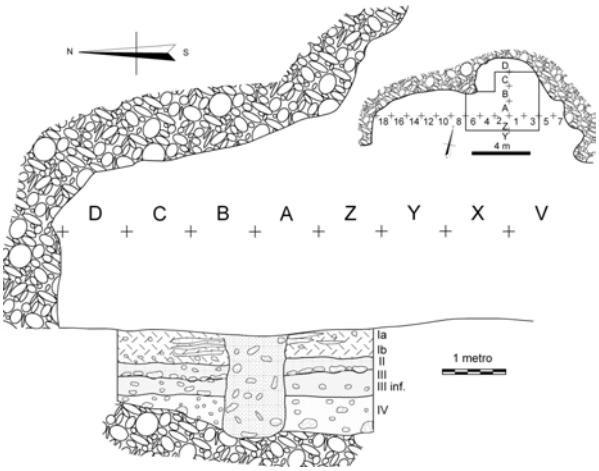


Fig. 2: Situación de la zona muestreada en el yacimiento de peña Larga

DATOS

Se han recuperado 9133 restos de grandes vertebrados, de los cuales 803 han recibido asignación taxonómica. Los macrovertebrados identificados son los siguientes (agrupados por familias): Equidae (*Equus caballus*), Bovidae (*Bos taurus*, *Capra hircus*, *Ovis aries*), Suidae (*Sus scrofa ferus*, *Sus scrofa domesticus*), Cervidae (*Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*), Canidae (*Vulpes vulpes*, *Canis familiaris*), Felidae (*Felis silvestris*, *Lynx pardina*), Mustelidae (*Martes* sp.).

Se han identificado 12.197 restos de microvertebrados de los cerca de 28.000 recuperados. La gran mayoría (98,6%) pertenecen a micromamíferos. El resto son de anfibios, reptiles y aves. El listado de especies (agrupadas por familias) es como sigue: Sciuridae (*Sciurus vulgaris*), Gliridae (*Glis glis*, *Eliomys quercinus*), Muridae (subfamilia Murinae: *Apodemus sylvaticus-flavicolis*; subfamilia Arvicolinae: *Microtus arvalis-agrestis*, *Terricola* sp., *Chionomys nivalis*, *Clethrionomys glareolus*, *Arvicola* sp.), Soricidae (*Sorex araneus-arcticus*, *Neomys* sp., *Crocidura russula*), Talpidae (*Talpa* sp.), Ranidae (*Rana temporaria*), Lacertidae (cf. *Podarcis*), Anguidae (*Anguis fragilis*), Colubridae (*Natrix* sp.), Turdiadae (*Turdus* sp.), and Muscicapidae indet.

INTERPRETACIÓN

El estudio de la macrofauna de Peña Larga indica que el abrigo rocoso fue utilizado como residencia o campamento de caza durante el Neolítico (Nivel IV) (con tres dataciones que van desde 5710 hasta 3630 Cal. BC.). Durante esta época la dieta se basó principalmente en el consumo de ciervo, con aportación esporádica del corzo y el jabalí. Las especies domésticas están ya representadas en este nivel (ovicaprinos, bovinos y cerdos, por orden de abundancia). Un metápodo de ovicaprinos, fechado en 5710-5610 Cal. BC, representa el primer indicio de domesticación en el norte de la Península Ibérica.

En el Nivel III (3650-2650 Cal. BC), que corresponde al Eneolítico, predominan las especies domésticas sobre las silvestres y el yacimiento pasa a tener un uso sepulcral, hecho evidenciado por la aparición de restos humanos parcialmente calcinados junto con los de fauna. Durante los Niveles II (2840-2820 Cal. BC) y I (Edad del Bronce), el consumo de especies domésticas se consolida aún más, con aportación ocasional de ciervo.

Respecto a la microfauna, el 77% de los restos identificados de microvertebrados provienen del nivel III. Esta gran diferencia en la riqueza se explica por la ausencia de ocupación humana durante el depósito de dicho nivel. Al quedar el yacimiento libre este debió de ser utilizado como refugio por algún ave rapaz u otro pequeño depredador, generando la tanatocenosis observada.

La abundancia relativa del género *Apodemus*, *Eliomys quercinus*, *Glis glis* y *Clethrionomys glareolus* respecto al resto de roedores indica que en el entorno las masas boscosas eran importantes y que el ambiente era de temperaturas templadas, similares a las actuales. Observando la variación de estos taxones a lo largo del tiempo se puede observar como, aunque en general predominan las condiciones ambientales con temperaturas templadas, hay un descenso relativo de la temperatura en el nivel II y en los subniveles IV inf. (Fig. 3).

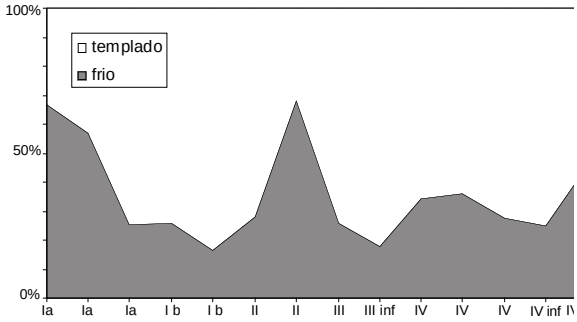


Fig. 3: Variaciones relativas de temperatura obtenidas en base a la abundancia relativa de las especies más abundantes en zonas de bosque con respecto a las más abundantes en praderas.

CONCLUSIONES

La presencia de especies domésticas en el Nivel IV de Peña Larga confirma la entrada del proceso de domesticación animal y neolitización en el Valle del Ebro desde finales del quinto milenio BP. Se trata del indicio de domesticación más antiguo de la Cornisa Cantábrica hasta la fecha.

Se han recuperado 12197 restos identificables de microvertebrados en toda la serie estratigráfica de Peña Larga, de los cuales el 77% procede del nivel III. Esta gran diferencia se debe a la ausencia de ocupación humana, que durante este período se utilizó como lugar de enterramiento. La acumulación sería producto, sobre todo, de la actividad de aves rapaces que usarían el abrigo como refugio.

La abundancia de determinadas especies de roedores propias de zonas boscosas, indica condiciones húmedas y templadas en el entorno.

Agradecimientos:

En la realización del presente estudio se ha contado con la ayuda de: Los proyectos UNESCO 09/01 y EHU10/32 (Universidad del País Vasco/EHU), HAR2008-03976/ HIST del MICIN y el Grupo de Investigación: IT-288-07 del Gobierno Vasco. Uno de nosotros (JR) cuenta con un contrato Juan de la Cierva (2011-13) del Ministerio de Ciencia e Innovación de España.

Referencias bibliográficas

Cuenca-Bescós, G., Straus, L.G., González Morales, M.R. & García Pimienta, J.C. (2008). Paleoclima y paisaje del final del Cuaternario en Cantabria: los pequeños mamíferos de la Cueva del Mirón (Ramales de la Victoria). *Revista Española de Paleontología*, 23 (1): 91-126.

Fernández Eraso, J. (1997). Excavaciones en el abrigo de Peña Larga (Cripán-Álava). En: *Peña Larga: Memoria de las excavaciones arqueológicas 1985-1989* (Frenández Eraso, J., ed.). Memorias de yacimientos alaveses, 4. Diputación Foral del Álava, 27-50.

Pemán, E. (1985). Aspectos climáticos y ecológicos de los micromamíferos del yacimiento de Erralla. *Munibe*, 37, 49-57.

Pokines, J.T. (1998), *The paleoecology of Lower Magdalenian Cantabrian Spain*. Bar International Series, 713, 189 pp.

Sesé, C. (2005). Aportación de los micromamíferos al conocimiento paleoambiental del Plesitoceno Superior de la Región Cantábrica: nuevos datos y síntesis. *Monografías del Museo Nacional y Centro de investigación de Altamira*, 20, 167-200.

PRESENCIA DE QUELONIOS EN EL YACIMIENTO CALCOLÍTICO DE CAMINO DE LAS YESERAS (MADRID, ESPAÑA)

A. Pérez-García (1), X. Murelaga (2), C. Liesau (3), A. Daza (3) y L. Llorente (4)

(1) Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais 2. 28040 Ciudad Universitaria, Madrid. E-mail: paleontologo@gmail.com
(2) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Apartado 644, 48080 Bilbao. E-mail: xabier.murelaga@ehu.es
(3) Dpto. de Prehistoria y Arqueología, Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Cantoblanco, Madrid. E-mail: corina.liesau@uam.es; arantzazu.daza@estudiante.uam.es
(4) Dpto. de Biología, Laboratorio de Arqueozoología, Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Cantoblanco, Madrid. E-mail: la_llorente@yahoo.es

Abstract (Presence of chelonians in the Chalcolithic site of Camino de las Yeseras (Madrid, Spain): *Camino de las Yeseras is the first Holocene site of the Autonomous Community of Madrid where the presence of both genera of european terrapenes, Emys and Mauremys, has been recognized. The marked underrepresentation of appendicular bones and the abundance of shells in a very small volume of sediment suggest that the deposit most likely represents an anthropogenic accumulation of processed animals placed possibly inside an organic container. The finding constitutes the largest assemblage of chelonian remains thus far documented on any archaeological sites from the Iberian Peninsula.*

Palabras clave: Camino de las Yeseras, Madrid, Calcolítico, III Milenio AC.
Key words*: Camino de las Yeseras, Madrid, Chalcolithic, III Millennium BC.*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento Calcolítico de Camino de las Yeseras se sitúa en la localidad de San Fernando de Henares (Comunidad Autónoma de Madrid). Su favorable ubicación por lo que a disponibilidad de recursos se refiere (una terraza del río Jarama muy próxima a la confluencia con el Henares), permitió prolongar la ocupación humana desde el Calcolítico hasta época tardorromana (Blasco et al., 2005; Liesau et al., 2008).

En Camino de las Yeseras se ha reconocido hasta la fecha una notable diversidad faunística, que, además de los principales mamíferos domésticos (vacuno, oveja, cabra, porcino y perro) y silvestres (uro, ciervo, jabalí, liebre, conejo), incluye aves (ánsar careto chico, busardo ratonero, corneja, avetoro común, quebrantahuesos y gallina), peces (sábalo) y los reptiles que se presentan en este trabajo (Liesau y Blasco, 2006; Blasco et al., 2007; Liesau, et al., 2008, Blasco et al., 2009).

MATERIAL Y MÉTODOS

Los restos animales identificados en Camino de las Yeseras se localizan tanto en fosos aislados, realizados en el suelo de ocupación del poblado, como asociados con estructuras funerarias. La disposición de algunos depósitos sugiere intencionalidad ritual, mientras que otros constituyen claros acúmulos de desechos de consumo humano (Blasco et al., 2007; Liesau, et al., 2008).

Las tortugas se localizan en un único hoyo, de 1,20m. de diámetro y algo menos de 0,50m profundidad, agrupadas en una concentración que no excede los 0,40 m. de longitud (Fig. 1). Este hallazgo es excepcional debido a la cantidad de ejemplares que incorpora. Se reconocen decenas de caparazones, compactados y parcialmente desarticulados tras su deposición. Este conjunto fue extraído en un único bloque, actualmente en preparación, a partir del que se ha realizado un muestreo de algunas de las placas sueltas para una identificación preliminar. Estos elementos, a pesar de representar tan sólo una mínima muestra, son suficientemente significativos para realizar la determinación taxonómica.



Fig. 1: Detalle del conjunto compacto y estratificado de los restos de quelonios. (Foto: Argea S.L.).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las tortugas identificadas corresponden tanto a individuos juveniles como a adultos. De forma preliminar, se constata la presencia de dos taxones, que corresponden a representantes dulceacuícolas de Testudinoidea. Uno de estos puede ser asignado a *Emys* (Emydidae) y el otro a *Mauremys* (Geoemydinei).

La superposición de individuos y el grado de compactación que exhibe el acúmulo permiten interpretar que los restos fueron introducidos en algún recipiente o saco de realizado en materia orgánica. La muy escasa presencia de elementos apendiculares podría justificar esta concentración de ejemplares como un "almacén" de caparazones de uso aún por determinar.

Una datación absoluta de una placa del plastrón de uno de estos ejemplares ha dado una fecha de 2820-2670 Cal BC (Ua-39314), siendo una de las dataciones más antiguas dentro de la ocupación calcolítica del poblado.

Mientras que la mayoría de los yacimientos de las Edades del Cobre y del Bronce con restos de estos géneros se concentran en la mitad meridional de la Península, Camino de las Yeseras se ha convertido en uno de los referentes más septentrionales para la prehistoria reciente peninsular.

Agradecimientos: La investigación de Adán Pérez-García está financiada mediante una beca del subprograma FPU del Ministerio de Ciencia e Innovación (ref. AP2007-00873). Este estudio ha sido subvencionado por los proyectos CCG08-UAM/HUM-4061; PATCAM S2007/HUM-0543; UNESCO09/01 y EHU10/32.

Referencias bibliográficas

Blasco Bosqued, C.; Liesau Von Lettow-Vorbeck, C.; Delibes De Castro, G. Baquedano Pérez, E. & Rodriguez Cifuentes, M. (2005). Enterramientos campaniformes en ambiente doméstico: el yacimiento de Camino de Las Yeseras (San Fernando de Henares, Madrid). En: Rojo-Guerra, M.; Garrido-Pena, R. & García-Martínez De Lagrán, I. (Coord.): *El Campaniforme en la Península Ibérica y su contexto europeo.* Universidad de Valladolid y Junta de Castilla León. Serie: Arte y Arqueología, 21. Valladolid: 457-473.

Blasco, C.; Delibes, G.; Baena J.; Liesau, C. & Ríos, P. (2007). El poblado calcolítico de Camino de las Yeseras (San Fernando de Henares, Madrid): un escenario favorable para el estudio de la incidencia campaniforme en el interior peninsular", *Trabajos de Prehistoria*, nº 64 (1): 151-163.

Blasco, C.; Liesau, C.; Ríos, P.; Blanco, J.F.; Aliaga, R.; Moreno, E. & Daza, A. (2009). Kupferzeitliche Siedlungsbestattungen mit Glockenbecher- und Prestigebeigaben aus dem Grabenwerk von El Camino de las Yeseras (San Fernando de Henares, Prov. Madrid). Untersuchungen zur Typologie des Grabritus und zu dessen sozialer Symbolik." *Madrider Mitteilungen*, 50: 40-70.

Liesau, C. & Blasco, Mª C. (2006). "Depósitos con fauna en yacimientos del Bronce Medio en la Cuenca del Tajo", *Animais na Préhistória e Arqueología da Península Ibérica*. Actas do IV Congresso de Arqueología Peninsular, Braga: 81-92.

Liesau, C.; Blasco, C.; Ríos, P.; Vega, J.; Menduiña, R.; Blanco, J.F.; Baena, J.; Herrera, T.; Petri, A. & Gómez, J.L. (2008). "Un espacio compartido por vivos y muertos: El poblado calcolítico de fosos de El Camino de las Yeseras (San Fernando de Henares, Madrid)". Complutum 19(1): 97-120.

MONITORIZACIÓN DE LA LLUVIA POLÍNICA COMO HERRAMIENTA PARA MODELIZAR LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PALEOVEGETACIÓN DEL REGISTRO DE LA LAGUNA DEL CAÑIZAR DE VILLARQUEMADO (TERUEL, NE ESPAÑA)

E. García-Prieto (1), G. Gil-Romera (1), M. Sevilla-Callejo (1), J. Aranbarri (1),
P. González-Sampériz (1), A. Pérez (1) J.C. Rubio (2), F. Franco (3), M. Sebastián (4)

(1) Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza. blas@ipe.csic.es
(2) Fundación Laguna del Cañizar . Villarquemado, Teruel.
(3) Universidad Autónoma de Madrid. Dpto. de Ecología. 28049, Cantoblanco, Madrid.
(4) Departamento de Geografía y ordenación del territorio. Universidad de Zaragoza. Zaragoza.

Abstract (Monitoring pollen rain as a tool to model the spatial distribution of past vegetation in El Cañizar de Villarquemado palaeolake (Teruel, NE SPAIN)): *Pollen Productivity Estimates (PPE) of current taxa in Villarquemado area shall provide a pioneer distribution model of vegetation in South Europe, and will contribute to a better interpretation of El Cañizar de Villarquemado multiproxy paleoclimatic record, 72m in depth representing the last 120ky. This project aims to establish the spatial relationships existing between present pollen production in the area, and the vegetation responsible of its production; and seeks the reliable quantitative reconstruction of the vegetation landscape, to determine the paleoenvironmental evolution of the basin. This will allow a robust correlation of current climate variables with the existing vegetation in the area, and ultimately, accurate models of past climate patterns, facilitating in turn the validation of future climate scenarios, precise for local and regional levels.*

Palabras clave: Estimación de la Productividad Polínica, Lluvia Polínica, Palinología, Modelo de Distribución de la Vegetación
Key words*: Pollen Productivity Estimates (PPE), Pollen Rain, Palynology, Distribution Model of Vegetation*

INTRODUCCIÓN

Para la reconstrucción de la vegetación del pasado, la herramienta más extendida y hasta ahora la más eficaz, es la Palinología. Sin embargo, como cualquier disciplina experimental, no está exenta de asunciones.

La abundancia y producción de cada taxón en la realidad, la reconstrucción espacial de la vegetación y la distancia de diferentes formaciones vegetales al lugar de deposición del polen, dependen de variables que no pueden ser controladas por el palinólogo, pero que deben tenerse muy presentes en las interpretaciones (ver Fig. 2). Entre estos factores destacan: (i) la productividad polínica y dispersión, siendo diferenciales y taxón-dependientes, (ii) la dirección y velocidad del viento, que limitan la cantidad de polen que finalmente llega a la cuenca receptora; (iii) la topografía del terreno, que puede representar barreras geográficas a la dispersión; y (iv) las dimensiones del área de captación polínica, que determina tanto la distancia máxima de procedencia, como la cantidad de polen capturado en la cuenca por el sedimento. En definitiva, la relación cuantitativa entre la vegetación real y el polen recuperado de un sedimento puede no ser siempre exacta.

Una forma de controlar algunos de los factores que limitan la reconstrucción cuantitativa del paisaje es establecer las relaciones reales existentes entre la lluvia polínica y la vegetación. Estos estudios han sido llevados a cabo de forma exitosa en algunas regiones centro y nor-europeas (Brostrom et al., 2005, Mazier et al., 2006, Bunting et al., 2004), pero ésta es la primera vez que se ensayan en la Península Ibérica y en concreto con vegetación Mediterránea. El objetivo final es conocer cuál es la huella real de polen en un sedimento, en comparación con la vegetación que la produce, y generar cartografía de detalle que muestre la evolución de las masas forestales en el pasado.

Con este estudio se quiere completar el trabajo que se está llevando a cabo por el equipo del IPE-CSIC, en un contexto de investigación multidisciplinar, en el registro sedimentario del paleolago de El Cañizar de Villarquemado. Se trata de una secuencia excepcional (74 m de profundidad que cubren los últimos 120.000 años) que está permitiendo una reconstrucción paleoclimática, paleohidrológica y paleoambiental desde el último periodo interglaciar hasta la actualidad. Se pretende dar un paso más y conseguir el establecimiento de las relaciones espaciales existentes entre la producción de polen y las masas de vegetación que la originan.

SITUACIÓN:

El humedal del Cañizar, cerca de la localidad de Villarquemado (provincia de Teruel, Cordillera Ibérica, NE de España, 40º30'N; 1º18'W, Fig.1) se encuentra a 987 m s.n.m. en la zona centro-sur de la Depresión del Jiloca. Mide 60 km de largo, 10.6 km de ancho, y está limitado de N-S por un semi-graben y de NW-SE por fallas normales. El clima de la región se considera continental Mediterráneo, con inviernos largos y veranos suaves, y una

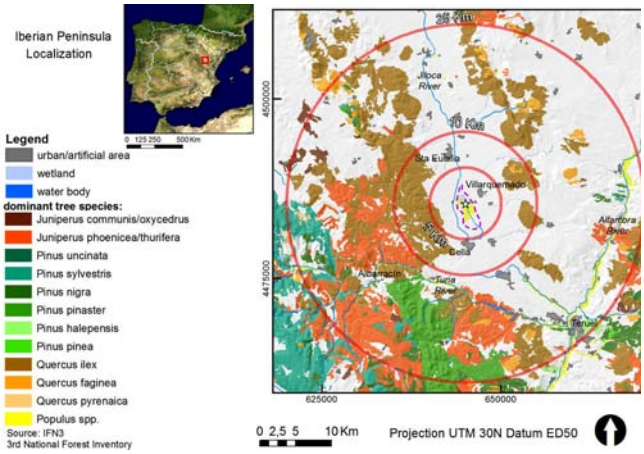


Fig. 1. Mapa de localización indicando las áreas de muestreo entorno a la zona del sondeo y las especies arbóreas dominantes.

precipitación anual que oscila entre 500 mm/año en los valles y 1000 mm/año en las zonas altas. Con el estudio palinológico esperamos avanzar en el conocimiento de las variaciones latitudinales de la composición de la vegetación.

METODOLOGÍA

1.)- Análisis y delimitación espacial de la vegetación actual y selección de taxones representativos.

- Generación de una cartografía temática completa del área de la Laguna del Cañizar de Villarquemado (fotos aéreas recientes y cartografía de la vegetación preexistente (CORINE Land Cover y Tercer Inventario Forestal nacional).
- Recolección de muestras actuales de polen (lluvia polínica) de aquellos taxones cuya distribución espacial en el pasado queremos reconstruir. Entre los arbóreos se han seleccionado: *Quercus* perennifolio y caducifolio, *Pinus de tipo pinaster-halepensis* y *Pinus de tipo nigra-sylvestris*, *Juniperus, Alnus, Olea, Corylus* y *Betula*; entre los arbustivos: Ericaceae y *Artemisia*; y entre los herbáceos únicamente Poaceae (ver colector polínico básico en Fig. 2).
-Recopilación datos meteorológicos regionales.

2.)- Trabajo Analítico, Está dividido en tres fases: (i) el análisis del polen, (ii) la definición de las áreas relevantes de captación polínica para cada caso (RSAP del inglés Relevant Source Area of Pollen), y (iii) el establecimiento de las relaciones polen-vegetación en cada sitio. Mediante el desarrollo de algoritmos inversos utilizando los modelos REVEALS, LOVE (Sugita, 2007a, 2007b) y HUMPOL v4 (Bunting and Middleton, 2005) se relacionarán los resultados obtenidos de las trampas polínicas con la distribución espacial de la vegetación y su aplicación a los registros polínicos fósiles de Villarquemado.

3.)- *Modelización*: - Desarrollo de funciones de transferencia para relacionar clima-vegetación y polen-precipitación-temperatura que permitan reconstruir el clima del pasado.
-Reconstrucción espacial y representación paleocartográfica (Fig. 3) para proyectar escenarios de cambio vegetal durante el Cuaternario a diferentes escalas temporales.

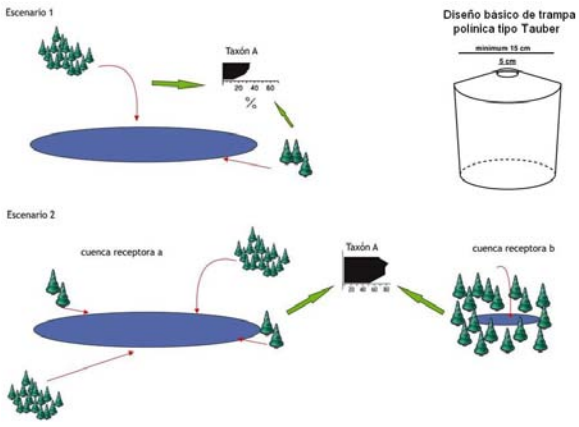


*Fig. 2. El **escenario 1** representa dos posibles formaciones del taxón A alrededor de un lago, que darían lugar a la misma proporción polínica tras el análisis del sedimento lacustre. De modo similar, el **escenario 2** muestra dos cuencas receptoras de distinto tamaño, con formaciones del taxón A distribuidas espacialmente de diferentes formas, pero que dan lugar al mismo perfil polínico.*

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Esta monitorización nos permitirá determinar, hasta qué punto una formación vegetal lejana determina la composición polínica del registro fósil. De este modo, podemos llevar a cabo la reconstrucción espacial del paisaje y plantear escenarios de cambio climático y vegetal durante el Cuaternario (Pleistoceno Superior-Holoceno) a diferentes escalas temporales, a partir del estudio palinológico en curso de la secuencia sedimentaria del paleolago de Villarquemado.

Los resultados preliminares de la base del sondeo, Eemiense *según el actual modelo de edad,* están aportando evidencias de presencia de algunos ejemplares de taxa arbóreos inexistentes en la actualidad en el entorno y/o en la región. Con la metodología de PPE planteada en este trabajo, podremos deducir la localización de estos taxa respecto al lugar del sondeo.

Las conclusiones del trabajo servirán de referencia a las administraciones públicas en la elaboración de criterios de protección, conservación y manejo del espacio natural del humedal de Villarquemado.

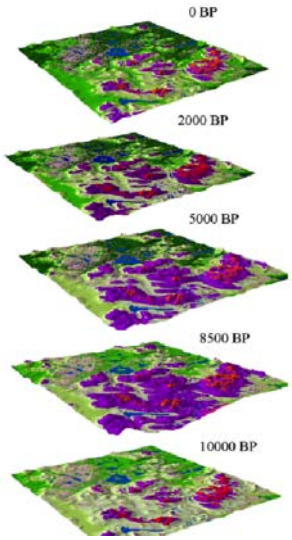


Fig. 3: Visión en conjunto de la reconstrucción espacial del paisaje vegetal en una región interior de Suecia (von Stedingk, 2006) a partir de registros fósiles y la calibración del polen. Los distintos colores representan formaciones vegetales diferentes hace 10000, 8500, 5000, 2000 años y en la actualidad. Este tipo de reconstrucciones sólo son posibles si se establecen adecuadamente las relaciones entre la productividad polínica y la vegetación real.

Referencias:

Brostrom, A, Sugita, S, Gaillard, MJ, Pilesjö P,(2005) Estimating the spatial scale of pollen dispersal in the cultural landscape of southern Sweden 7. Holocene, 15, 252-262.

Bunting, MJ, Gaillard, MJ, Sugita, S, Middleton, R, Bröstrom, A, (2004) Vegetation structure and pollen source area. Holocene, 14, 651-660.

Bunting, MJ & Middleton, D (2005) Modelling pollen dispersal and deposition using HUMPOL software, including simulating windroses and irregular lakes. *Review of Palaeobotany and Palynology,* 134.

Mazier F, Galop, D, Brun, C, Buttler, A, (2006) Modern pollen assemblages from grazedvegetation in the western Pyrenees, France: a numerical tool for more precise reconstruction of past cultural landscapes. The Holocene, 16, 91-103.

Sugita, S (2007a) Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE. *The Holocene,* 17**,** 243-257.

Sugita, S (2007b) Theory of quantitative reconstruction of vegetation. I: Pollen from large lakes REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene,* 17**,** 229-241.

von Stedingk, H, 2006. *History of Picea Abies in West Central Sweden: Applications of Pollen Analysis to Reveal Past Local Presence of Trees*, Dept. of Forest Vegetation Ecology, Swedish University of Agricultural Sciences.

SESIÓN S13: ENSEÑANZAS DEL CUATERNARIO, VALORACIÓN DEL PAISAJE Y GEOCITES.
SESSIÓ S13: ENSENYAMENTS DEL QUATERNARI, VALORACIÓ DEL PAISATGE I GEOCITES.

IRPACUE: PROYECTO PARA LA REALIZACIÓN DE UN INVENTARIO DE REGISTROS GEOLÓGICOS CON INFORMACIÓN PALEOCLIMÁTICA DEL CUATERNARIO DE ESPAÑA

J. Vegas (1), F. Vegas (2), M. Bernat (1) y D. Hernández (1).

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. j.vegas@igme.es , m.bernat@igme.es , d.hernandez@igme.es
(2) Escuela Universitaria de Informática de Segovia. Universidad de Valladolid. Plaza de Santa Eulalia, 9-11, 40005-Segovia. fvs1981@yahoo.es

***Abstract (IRPACUE: inventory of Quaternary palaeoclimatic geological records from Spain)**. This paper deals with the main results and methodological processing of the Inventory of Geological Records with Palaeoclimatological information from the Quaternary of Spain (Inventario de Registros geológicos con información Paleoclimática del Cuaternario de España-IRPACUE). This inventory includes all territories from Spain and their maritime areas of influence. Computing architecture is including a Spatial Data Base, a Web Service and Web Applications (visual display unit and register). The main aim of IRPACUE is to be a common site for all researchers involved on Quaternary palaeoclimate of Spain. Moreover, the most important and significant geological records will be selected and they are included in the Spanish Inventory of Geosites (IELIG) due to their significance as geological heritage.*

Palabras clave: Base de datos, registros geológicos, paleoclima, Cuaternario
***Key words**: Data base, geological records, palaeoclimate, Quaternary*

INTRODUCCIÓN

En la actualidad, uno de los grandes debates es el denominado "Cambio Climático", donde el IPCC (Panel Intergubernamental de Expertos en Cambio Climático) tiene un papel fundamental y realiza periódicamente informes sobre la evolución del clima en el pasado remoto (mediante el estudio del registro geológico), en el pasado reciente (a partir de los registros instrumentales) y hacen predicciones para el futuro (modelización). Por ello, sería necesario abordar la actualización y realización de un Inventario de Registros geológicos con información Paleoclimática del Cuaternario de España (IRPACUE). La innovación consiste en la programación y realización de una base de datos que contará con la participación directa de los investigadores involucrados en esta temática, mediante la consulta-registro *on-line*. El Instituto Geológico y Minero de España (IGME), como centro de referencia en el estudio de las Ciencias de la Tierra, es un organismo con una infraestructura técnica capaz de albergar en su Web una base de datos de esta entidad.

Los pioneros en realizar una recopilación e inventario de los registros paleoclimáticos en España a partir de archivos naturales de origen geológico, comenzó en el año 2000 con los trabajos desarrollados desde el grupo PAGES-España (Machado y Pérez-González, inédito). Se elaboró una ficha tipo y una base de datos, que se distribuyeron entre el colectivo de investigadores nacionales implicados en los estudios del Cuaternario. Posteriormente, el IGME realizó un proyecto para ENRESA donde se recopilaban más de 140 registros del Cuaternario con datos sobre el clima actual y el clima del pasado (Barettino et al., 2002). Torres y Ortiz (2000, inédito) recopilaron documentalmente información de unos 200 registros de estas características realizados en España hasta el año 2002 (Proyecto PALEOCLIMA, ENRESA).

Desde finales del siglo XX hasta nuestros días, se han realizado numerosos proyectos de investigación paleoclimática en el territorio español, aumentando el número de registros geológicos conocidos y las publicaciones científicas sobre esta disciplina (consultar base de datos Wok, del MICINN). Los investigadores dedicados a esta disciplina en el Cuaternario (últimos 2,58 Ma en la historia de la Tierra), en las reuniones celebradas por AEQUA y PAGES-España, han manifestado la necesidad de tener un inventario de los registros naturales de origen geológico y con información paleoclimática del Cuaternario para todo el territorio español y sus áreas marítimas de influencia, que permita una consulta rápida y eficaz, y que esté actualizada.

Con este inventario también se pretende analizar y valorar aquellos registros con información paleoclimática que tengan un alto valor patrimonial, de acuerdo a la metodología propuesta en el "Documento metodológico para la elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG)" (García-Cortés y Carcavilla, 2009). De ésta forma, los seleccionados pasarían a formar parte del IELIG. La Ley 42/2007 de Patrimonio Natural y Biodiversidad, define PATRIMONIO GEOLÓGICO como "el conjunto de recursos naturales geológicos de valor científico, cultural y/o educativo, ya sean formaciones y estructuras geológicas, formas del terreno, minerales, rocas, meteoritos, fósiles, suelos y otras manifestaciones geológicas que permiten conocer, estudiar e interpretar: el origen y evolución de la Tierra; los procesos que la han modelado, los climas y paisajes del pasado y presente; el origen y evolución de la vida. De acuerdo con esta definición, se propone realizar actuaciones específicas (metodológicas y de catalogación) para incluir los archivos paleoclimáticos del Cuaternario en España y sus zonas marítimas de influencia, como elemento del Patrimonio Geológico.

Los objetivos de IRPACUE son:
- Diseño y construcción de una base de datos para su funcionamiento *on-line*.
- Ofrecer a la comunidad científica una fuente de datos actualizados que sirva como herramienta de consulta de los registros paleoclimáticos del Cuaternario, existentes en el territorio español y sus zonas marinas de influencia.
- Participación abierta en el proyecto de los investigadores y especialistas en esta disciplina, que hayan realizado estudios en el territorio español, para completar la base de datos.
- Realizar consultas alfanuméricas y espaciales *on-line* de este inventario desde la página Web del IGME para todos los participantes.
- Actualización y mantenimiento de la base de datos.

SITUACIÓN

IRPACUE reúne todos los tipos posibles de registros geológicos: terrestres (lacustre, eólico, fluvial, kárstico, glaciar, etc), marinos (plataforma, talud, llanura abisal, etc) y de transición (estuarios, marismas, lagunas costeras, etc) que estén en el territorio español y sus áreas marítimas de influencia.

Diseño de la ficha de recogida de datos (Fig. 1):
Incluye los registros con los datos generales de los registros paleoclimáticos (situación, incluyendo coordenadas geográficas decimales, tipo de registro, si se ha obtenido mediante sondeos o es un afloramiento, métodos de datación, tipos de indicadores paleoclimáticos,

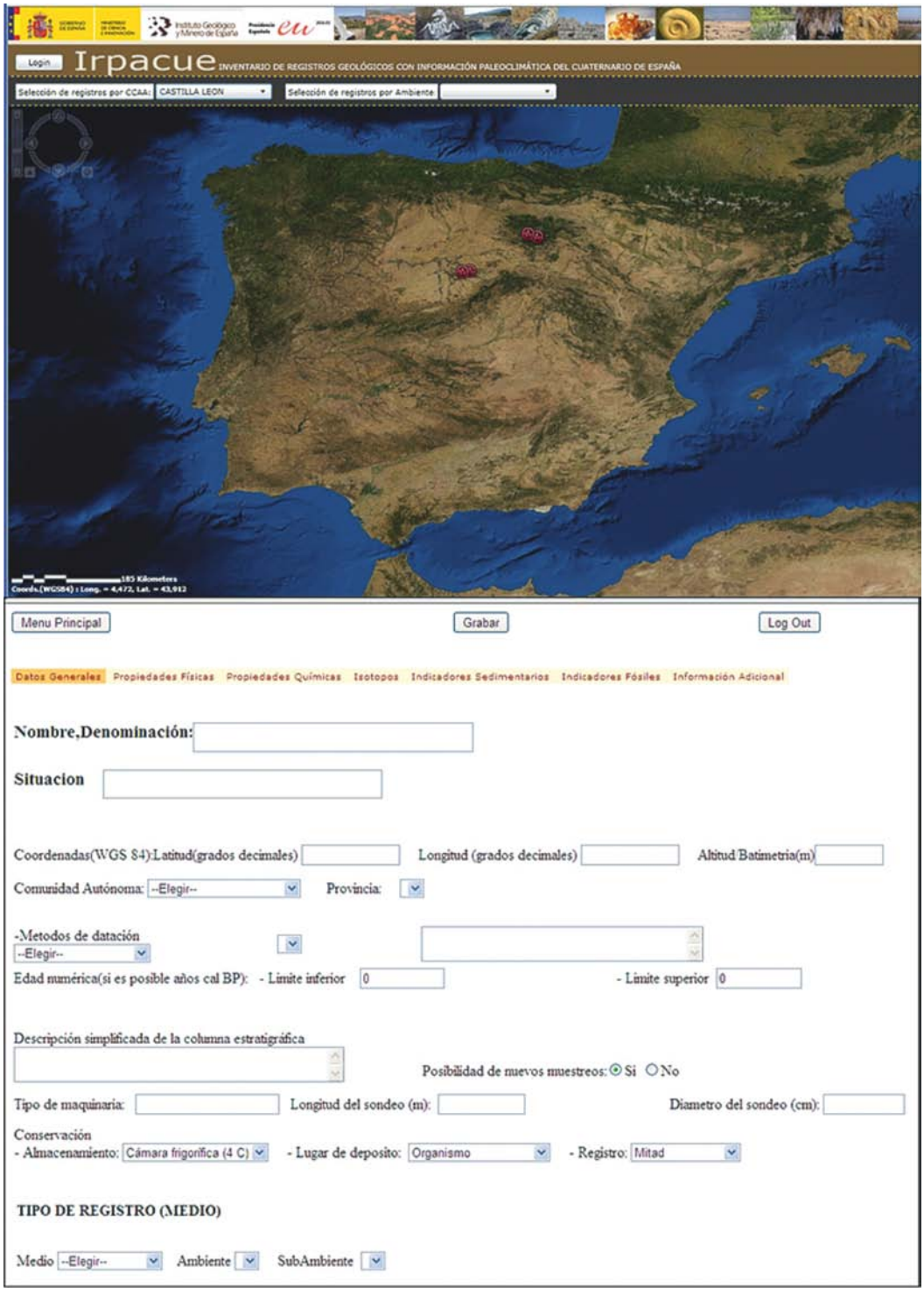


Fig. 1: Interfaz de IRPACUE y vista de la primera ventana de introducción de datos por parte del usuario.

METODOLOGÍA

Se ha procedido al diseño e implementación de una arquitectura cliente-servidor que está orientada a servicios que permitan la edición/actualización, consulta y visualización de la información espacial y alfanumérica de información paleoclimática.

publicaciones, tesis y proyectos de investigación financiados, etc.).

La arquitectura incluye varios componentes (Fig. 1):
- Base de datos espacial.
- Servicios Web.

- Aplicaciones Web: visualizador y registro.

Base de datos:
-Se ha diseñado y construido una base de datos SQL Server 2008 como respositorio de la información, en concondancia con el modelo de datos de información paleoclimática (Fig. 1, Introducción datos).
- Utilización de un campo espacial de tipo SQLGeography para la georreferenciación de los registros geológicos en SQL-Server. El valor de dicho campo se crea mediante programación a partir de latitud y longitud decimales.

Servicio Web:
-Se ha desarrollado un Servicio Web .NET para la consulta de la información paleoclimática de la base de datos, siendo este Servicio Web un punto de acceso a la información para Aplicaciones Web.

Aplicación Web Visualizador:
-Se ha desarrollado un Visualizador Web para la consulta de información a través del Servicio Web.
-El visualizador cartográfico utiliza un cliente ligero desarrollado con *Microsoft Silverlight* y el API de ArcGIS para *Silverlight*, lo que le permite trabajar con entidades geográfica provenientes de bases de datos espaciales. Dicha tecnología garantiza una excelente velocidad de respuesta y calidad gráfica.
-El visualizador *on-line* permite a cualquier usuario o participante realizar consultas alfanuméricas y espaciales de este inventario desde la página Web del IGME.

Aplicación Web Registro:
-Se ha desarrollado una Aplicación Web de registro para actualizar/editar y consultar la información espacial de la base de datos.
-La aplicación de registro se ha desarrollado con tecnología ASP.NET, programación orientada a objetos, y responde a un modelo cliente-servidor. Esta aplicación se adapta a la Web del IGME (Web Orientada a Objetos-WEO).
- La aplicación de registro facilita la participación abierta en el proyecto de los investigadores y especialistas en esta disciplina, que hayan realizado estudios en el territorio español, para completar la base de datos.
-Además, facilita la actualización y mantenimiento de la base de datos mediante la participación de expertos en los distintos tipos de registros cuaternarios con información paleoclimática.
-La aplicación de registro necesita que los expertos que vaya a actualizar la información sean dados de alta.

CONCLUSIONES

La principal ventaja del sistema desarrollado es que permite añadir “on-line” registros georreferenciados por los propios expertos en paleoclima del Cuaternario y que, inmediatamente, pueden ser consultados en un entorno geográfico por los usuarios-Web, sin necesidad de crear una capa vectorial intermedia, que necesite una actualización previa.

La base de datos permite realizar análisis geoestadísticos y espaciales de los registros con información paleoclimática, lo cual redundará en un mayor conocimiento de los cambios paleoclimáticos del cuaternario de España a lo largo del tiempo, así como extraer conclusiones sobre similitudes y diferencias desde el punto de vista de la distribución espacial del clima en el Cuaternario.

Este sistema se integrará dentro del futuro sistema de consulta integral de la informacion del IGME (INFOIGME) que está elaborando el Área de Sistemas de Información Geocientífica del Instituto Geologico y Minero de España.

Los registros de la Base de Datos serviran para elegir los Lugares de Interes Geologico de interes paleoclimatico del Cuaternario, siguiendo la metodologia del “Inventario Español de Lugares de Interes Geologico”.

En el futuro, está previsto mejorar la presentación geográfica de la aplicación mediante la incorporación de otras capas de fondo (p.e. mapa del Cuaternario español 1:1.000.000, Mapa Geológico 1M, ortofotos, etc.) sobre las que se representarán los resultados de las consultas, proporcionando al usuário-Web una mayor información del contexto geológico y espacial de los registros con información paleoclimática.

La Base de Datos IRPACUE se integrara como una capa de información dentro del Proyecto de Investigación del IGME sobre la GEODIVERSIDAD.

Agradecimientos: Proyecto interno IGME nº 501: “Propuesta metodológica para el estudio del patrimonio geológico y de la geodiversidad, actualización del inventario nacional para su adaptación a la legislación vigente”. Al profesor Paulo Matos (Universidad Politécnica de Braganza, Portugal).

Referencias bibliográficas

Barettino, D., Alberruche, E. & Delgado, F.J. (2002). Base de datos paleoclimáticos y paleoambientales. Reconstrucción del clima peninsular a lo largo del Cuaternario. ENRESA-IGME. 48 pp y 150 fichas.

García-Cortés, A. & Carcavilla, L. (2009). Documento metodológico para la elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG). Instituto Geológico y Minero de España, 61 pp. www.igme.es/internet/patrimonio.

CONEIXEMENTS HIDROGEOLÒGICS EN EL SECTOR DEL CON DE DEJECCIÓ DE LA COMELLA (PARRÒQUIA D'ANDORRA LA VELLA)

C. Miquel (1), A. Ponsa (2) i L. Rivero (3).

(1) Govern d'Andorra. Ministeri de Medi Ambient, Agricultura i Patrimoni Natural. Departament de Medi Ambient. c\ Prat de la Creu, 62-64, AD500 – Andorra la Vella (Principal d'Andorra). carles_miquel@govern.ad
(2) Hídric, aurea.hidric@andorra.ad
(3) Universitat de Barcelona. Grup consolidat de Geologia Econòmica i Ambiental i Hidrologia. lrivero@ub.edu

Abstract (Hydrogeological knowledgement in the debris Comella's cone sector, Andorra la Vella municipality): *Since 2005 the Department of the Environment of the Government of Andorra has entrusted several hydrogeological studies in order to delineate a monitoring and surveillance network of groundwater resources in the area of the Comella dejection cone, Andorra la Vella municipality. These studies have allowed to state that the existing overdeepening glacier basin [partially covered by the dejection cone] has a thickness of more than 115 meters on its central part, left side. The rock basement lies up to 40 meters depth in the central part of the dejection cone, whereas it is present at 30 meters in the apical zone. Three hydrogeological units have been identified: i) a water-table aquifer of hydraulic head h1; ii) a multilayer nonconsolidated aquifer of hydraulic head h3, which constitutes the main hydrogeological unit of the basin; and iii) at the basement, a fissured aquifer of hydraulic head h2.*

Paraules clau: cubeta, hidrogeologia, con de dejecció, Andorra
Key words*: overdeepening glacier basin, hydrogeology, cone of dejection, Andorra.*

Antecedents

Des del 2005 han estat diversos els estudis hidrogeològics que el Departament de Medi Ambient del Govern d'Andorra ha dut a terme de cara a establir una xarxa de control i vigilància de les aigües subterrànies a l'entorn del con de dejecció de la Comella i de la cubeta quaternària d'Escaldes-Engordany, Andorra la Vella, Santa Coloma i la Margineda (Principat d'Andorra).

Els estudis més significatius fets fins a la data s'han emmarcat en el Pla de vigilància en l'àmbit de les aigües del Centre de tractament de residus (CTR) i en els diferents estudis hidrogeològics que han de portar a l'optimització dels seguiment i a la implantació dels punts de mostreig piezomètrics. [Govern d'Andorra, 2008].

A partir d'aquests treballs d'estudi i seguiment, el Departament de Medi Ambient va contractar l'any 2008, els treballs de construcció dels piezòmetres S1, S2, S3 i S4 (veure Fig. 1). Fruit d'aquests treballs, l'empresa constructora elabora l'informe relatiu a la campanya de perforació [Govern d'Andorra, 2009].

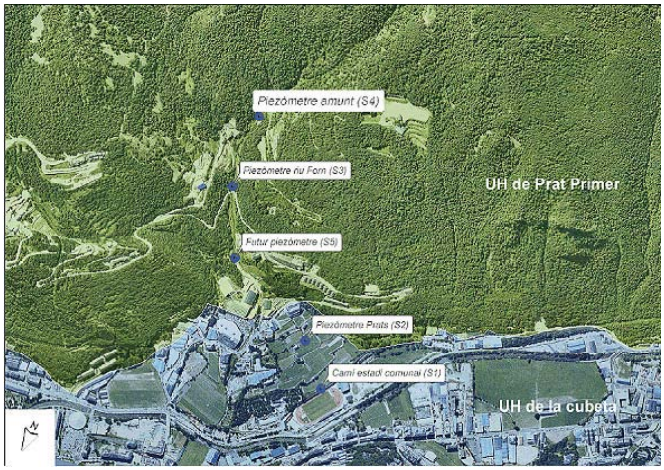


Fig. 1: Ubicació dels piezòmetres i unitats hidrogeològiques (UH).

En aquest punt, amb la finalitat d'aprofundir en el coneixement hidrogeològic de la zona, el Departament de Medi Ambient va contractar els treballs de camp per a la realització dels assajos per a la caracterització hidrogeològica dels quatre piezòmetres i la posterior interpretació dels resultats obtinguts [Govern d'Andorra, 2010].

Els resultats van posar de manifest la conveniència de realitzar un 5é piezòmetre (S5, de la Fig. 1).

Finalment, la informació obtinguda de la modelització hidràulica de la cubeta quaternària d'Escaldes-Engordany, Andorra la Vella, Santa Coloma i la Margineda, realitzada en el marc d'uns treballs d'estudi i implantació d'una xarxa de control i vigilància de les aigües subterrànies [Govern d'Andorra, 2010], va permetre definir a la zona del con de dejecció de la Comella, un aqüífer profund propi a la cubeta i un aqüífer més superficial procedent del con de dejecció lateral.

Informació inicial obtinguda

En l'estudi hidrogeològic realitzat en el marc del pla de vigilància en l'àmbit de les aigües del CTR de l'any 2007 [Govern d'Andorra, 2008], es presenten els resultats obtinguts de les tomografies realitzades l'any 2006 sobre el con de dejecció de la Comella (Fig. 2), en especial en la part distal d'aquest. L'objectiu d'aquests treballs va ser el de realitzar una primera caracterització litològica de la zona, de cara a emplaçar els punts de mostreig necessaris per al seguiment del Centre.

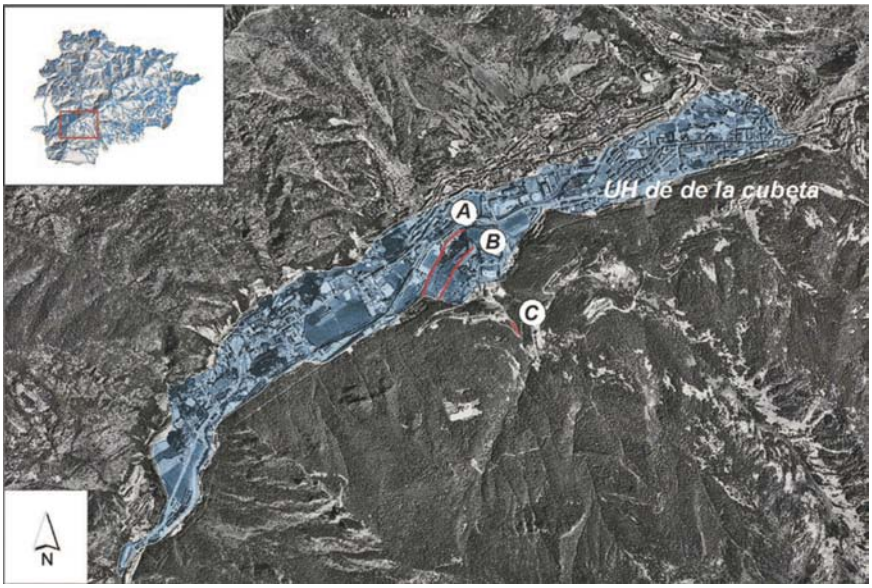


Fig. 2: Zona de delimitació de la cubeta i ubicació de les tomografies (A, B i C).

Les tomografies permeten definir 3 nivells diferenciats (Fig. 3 i 4):

Nivell "1": És el nivell superior amb valors de resistivitat més baixos, normalment per sota de 200 Ohm x m; en aquest primer nivell hi trobem nuclis d'elevada resistivitat, deguts probablement, a contactes dolents dels elèctrodes amb el terreny (la dificultat de treball d'aquesta àrea d'estudi és molt gran) i també a l'existència d'heterogeneïtats en aquest nivell, probablement degudes a materials de granulometria més gruixuda. Aquest nivell, es pot relacionar amb un material no consolidat tipus sorra i graves, amb zones de granulometria més gruixuda (paleocanals), materials fluvio-torrencials.

Nivell "2": Un nivell intermedi amb resistivitats elevades, des de 450 fins a superar els 1000 Ohm x m, i que en el sector central de la tomografia A arriba fins a la base del perfil, a més de 80 m de profunditat. Aquests presenten una resistivitat compatible amb materials permeables de granulometria gruixuda, que podrien ser de tipus glacial/al·luvial.

Nivell "3": Del mig cap al final del perfil, entre 60 i 80 metres de fondària, hi ha un nivell de baixa resistivitat, per sota de 40 Ohm x m. La resistivitat d'aquest nivell és compatible amb els valors que tenen normalment els nivells argilosos i des del punt de vista hidrogeològic poc permeables i transmissibles.

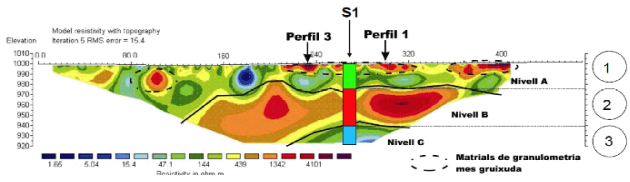


Fig. 3: Resultat de la tomografia (A) i perfil del piezòmetre S1.

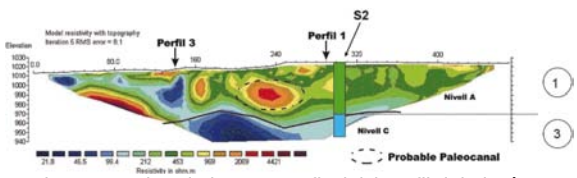


Fig. 4: Resultat de la tomografia (B) i perfil del piezòmetre S2.

En base a aquesta informació, durant el 2009 es duen a terme 4 sondejos de reconeixement hidrogeològic S1, S2, S3 i S4, ubicats en la part distal i apical del con de dejecció. La construcció dels piezòmetres esmentats va aportar nova informació, en concret sobre les columnes litològiques.

Per encàrrec del Departament de Medi Ambient l'empresa Hídric i la Universitat Politècnica de Catalunya realitzen diferents assajos, amb l'objectiu de caracteritzar hidrogeològicament els quatre piezòmetres situats a l'entorn del Centre de Tractament tèrmic de Residus (CTR) d'Andorra i elaboren informe hidrogelògic en relació als resultats obtinguts [Govern d'Andorra, 2010]. En base a les diagrafies de gamma natural, de conductivitat elèctrica, així com en base a assajos de bombeig, s'estimen els paràmetres de transmissivitat, de conductivitat hidràulica i el coeficient d'emmagatzematge de l'aqüífer. Les diagrafies permeten concloure l'existència d'un aqüífer multicapa (Fig. 5).

Finalment, al febrer del 2011 s'executa la realització del sondeig S5 [Govern d'Andorra, 2011] emplaçat segons la proposta d'ubicació de l'estudi hidrogeològic a l'entorn del centre de tractament de residus d'Andorra [Govern d'Andorra, 2011]. Segons els metres perforats i la posició del nivell freàtic s'interpreta l'existència d'un aqüífer de potencial hidràulic (h1) format pels materials glacials i fluviotorrencials. S'interpreta que la part més superficial de la roca, entre els -40 i -48 m, es troba milonititzada i actúa com a un aqüitard, i limita la base de l'aqüífer superior. Per sota hi hauria un segon aqüífer, de potencial hidràulic (h2), corresponent a la roca dura fracturada. El potencial de l'aqüífer fracturat és superior al de l'aqüífer porós intergranular, pel que existeix un flux vertical

ascendent, o sigui una descàrrega de la roca fracturada cap a l'aqüífer porós.

Conclusions

En la zona apical del con de dejecció, l'espessor de sòl és petit, amb un basament rocós molt proper a la superfície i amb un fort pendent (Fig. 6). És difícil

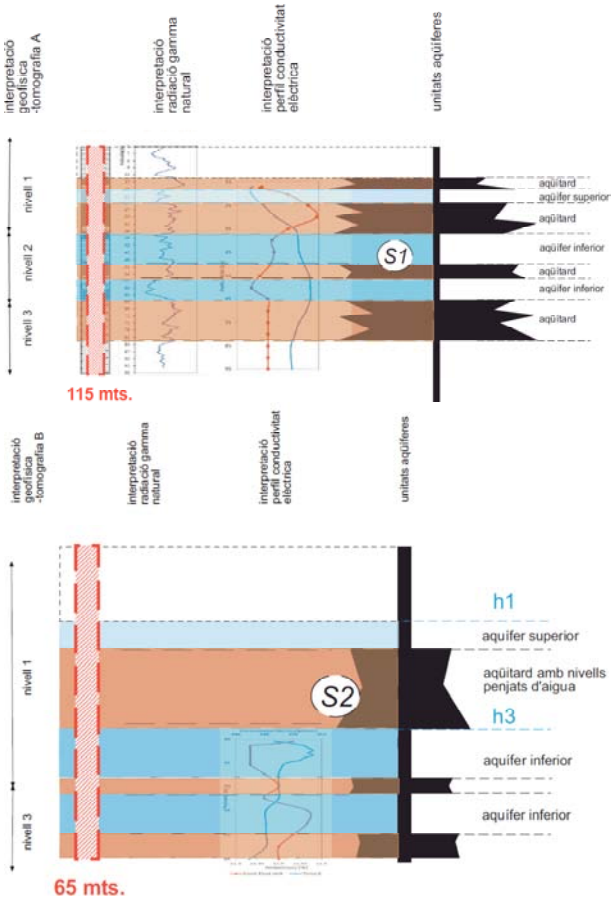


Fig. 5: Caracterització dels piezòmetres S1 i S2.

esbrinar l'existència d'un nivell freàtic permanent. Probablement, l'aigua circula només després d'un episodi de pluja, afavorit pels forts gradients topogràfics. A la part mitjana es troben dipòsits fluviotorrencials, amb capes intercalades de diferents permeabilitats. Hidràulicament es comporta com un aqüífer únic, de tipus lliure.

En la part mitja on se situa el piezòmetre S5, el substrat rocós està a una profunditat de 40 metres. Es tracta d'un substrat suficientment fracturat com per permetre la circulació d'un flux subterrani i formar un aqüífer fracturat-fissurat, amb un potencial hidràulic (h2). Per sobre d'aquest aqüífer s'ha indentificat un nivell de roca milonitzada d'uns 4 metres de gruix mínim que actua d'aqüitard.

Per sobre d'aquest aqüitard se situa una cobertora de sediments no consolidats formats per blocs amb graves i sorres que constitueixen un aqüífer superior, de potencial hidràulic (h1). En aquest sector el potencial (h2) és superior al potencial (h1), pel que existeix una descàrrega de la roca envers l'aqüífer superior lliure.

Piezòmetre	T (m2/d)	S (-)
S1	1,2 10^{3}	8,2 10^{-5}
S2	5,3 10^{3}	1,7 10^{-4}

Fig. 7: Paràmetres hidrogeològics.

A la part més baixa del con de dejecció de la Comella, el substrat rocós està per sota els 115 metres. El reompliment de la cubeta es fa amb diferents capes alternades i és possible definir un aqüífer multicapa (intercalació de nivells més i menys permeables) que s'ha dividit en un aqüífer superior, lliure, amb un espessor variable (uns 7 metres a l'entorn del piezòmetre S1) ,de potencial hidràulic (h1). Sota aquest aqüífer es troba una capa de baixa permeabilitat (aqüitard) el qual té un espessor decamètric (al voltant de 15 m a l'entorn del piezòmetre S2). L'aqüitard és també un sistema complex, no continu, que presenta capes centimètriques a mètriques de granulometries més gruixudes.

Sota l'aqüitard es trobaria un aqüífer semiconfinat, de potencial hidràulic (h3), d'un espessor superior als trenta metres amb llenties decimètriques a mètriques d'argila intercalades. A una profunditat de 41 - 46 metres es troben graves i còdols poc arrodonits i amb poca matriu. Finalment, entre els 55 i els 65 metres es troba una capa de còdols amb sorra grollera, que s'interpreta com una zona amb major permeabilitat, per on circula la major part del flux d'aigua cap als punts de descàrrega. Amb el perfil geoelèctric (tomografia A) correspondria al nivell 2 identificat.

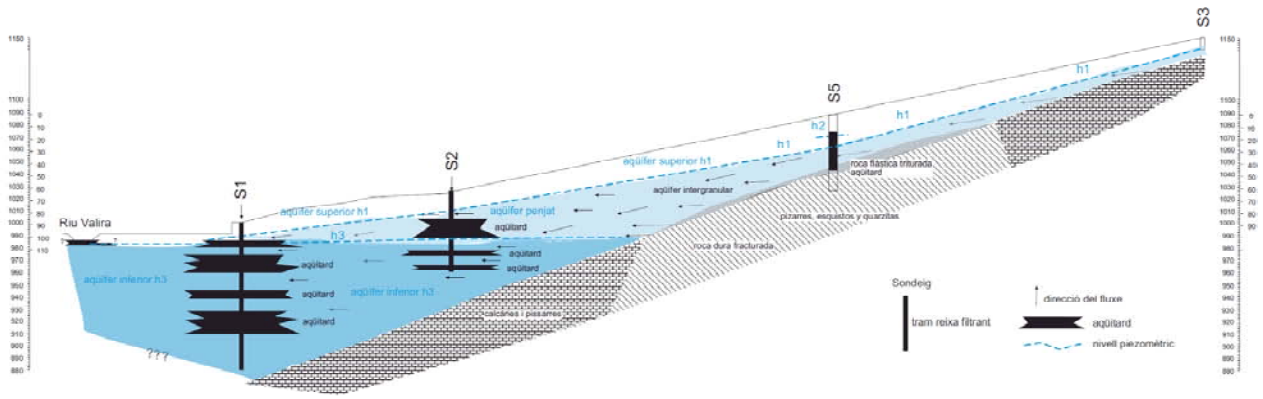


Fig. 6: Perfil interpretat del conjunt d'informació disponible.

En aquesta part baixa de la zona estudiada, el potencial h1 (aqüífer superior) és superior a l'h3 (aqüífer inferior), indicant un flux descendent.

En aquest escenari plantejat, l'aqüífer superior (aqüífer de la sub-unitat hidrogeològica del con de la Comella), de potencial hidràulic (h1) es recarrega dels aports infiltrats superficials i de la descàrrega procedent de l'aqüífer fracturat de la unitat hidrogeològica (UH) de Prat Primer (h2) en roca. L'aqüífer profund (h3), aqüífer de la UH de la cubeta d'Escaldes-Engordany - Andorra la Vella - Santa Coloma - La Margineda, es recarrega dels aports procedents de l'aqüífer superior (subunitat del con de la Comella) i dels aports procedents de l'aqüífer fracturat (UH de Prat Primer).

Els coneixements obtinguts també han permès caracteritzar hidràulicament l'aqüífer, obtenint els següents valors de transmissivitat i coeficient d'emmagatzematge (Fig. 7).

Referències bibliogràfiques

Govern d'Andorra (2008). *Pla de vigilància en l'àmbit de les aigües del CTR - any 1 (2007): Estudi hidrogeològic que ha de portar a l'optimització dels punts de seguiment*, [Hídric i Universitat de Barcelona].

Govern d'Andorra (2009). *Informe de resultats de la campanya de construcció dels piezòmetres i aforadors necessaris per a la realització del seguiment en l'àmbit de les aigües del centre de tractament de residus de la Comella*, [Geotech].

Govern d'Andorra (2010). *Estudi i implantació d'una xarxa de control i vigilància de les aigües subterrànies del Principat d'Andorra (Fase A)*, Doc 5. Annex A1, [Euroconsult-Hídric].

Govern d'Andorra (2010). *Informe de treball de camp: assajos per a la caracterització hidrogeològica de quatre piezòmetres a l'entorn del Centre de Tractament tèrmic de Residus (CTR) d'Andorra*, [Hídric-Universitat Politècnica de Catalunya].

Govern d'Andorra (2010). *Estudi hidrogeològic a l'entorn del centre de tractament de residus d'Andorra*, [Hídric-Universitat Politècnica de Catalunya].

Govern d'Andorra (2011). *Informe de resultats de la campanya de construcció del piezòmetre S5 per a la realització del seguiment en l'àmbit de les aigües del centre de tractament de residus de la Comella*, [Geotech].

Reunió del Quaternari i Simposi de Glacialisme

Recorreguts de geoarqueologia i riscos naturals, l'aprofitament del medi a la prehistòria i dinàmica de vessants

Coordinat per Valentí Turu

Andorra

del 4 al 7 de juliol de 2011

Asociación Española para el estudio del Cuaternario

Fundació Marcel Chevalier

Col·legi Ciències de la Terra d'Andorra

Cada quatre anys, l'Associació Espanyola per a l'Estudi del Quaternari (AEQUA) celebra la seva Reunió Nacional sobre aquest període geològic. Enguany es farà a Andorra la primera setmana de juliol del 2011. El Quaternari es caracteritza per l'alternança de períodes glacials i interglacials i per l'evolució de l'home a partir de l'*Homo habilis*. Recentment, el Quaternari s'ha fet retrocedir en l'escala dels temps geològics fins als 2,6 milions d'anys, i alhora se subdivideix en dues èpoques, el Pleistocè i l'Holocè, que s'inicia amb el present període interglacial (els últims 11.700 anys).

Dins el marc de la Reunió Nacional de l'AEQUA, la Fundació Marcel Chevalier i el Col·legi de Tècnics en Ciències de la Terra d'Andorra organitzen un Simposi de Glacialisme amb l'objectiu de debatre la magnitud de la seva empremta a les valls, la cronologia i la correlació. En el decurs de la Reunió Nacional de Quaternari es faran dues excursions per observar testimonis d'època glacial, fenòmens d'inestabilitat de vessants i com l'home prehistòric, des de l'Epipaleolític fins a les acaballes del Neolític, ha incrementat la seva pressió sobre el medi natural.

Es presenten aquí aquestes dues excursions, que han de servir de mostra de les temàtiques que es debatran en la XIII Reunió Nacional de Quaternari. L'assistència a les conferències científiques està oberta al públic en general i es repartiran entre la sessió inaugural i la clausura de la XIII Reunió Nacional de Quaternari i la sessió inaugural del Simposi de Glacialisme. Per participar en les excursions o en les sessions de treball caldrà posar-se en contacte amb l'organització: igeofundacio@andorra.ad.

Resum i antecedents del recorregut del Forn de Canillo

Geològicament, el Forn de Canillo (foto 1) és un massís rocós compost de pissarres negres (d'edat siluriana, 443-417 milions d'anys) i calcofil·lites (d'edat devoniana, 417-354 milions d'anys). Des del Pleistocè superior (126.000-11.700 anys), el vessant del Forn s'ha desestabilitzat diverses vegades i ha donat lloc a l'acumulació d'un esllavissament de terres de grans dimensions (figura 1). La massa esllavissada ocupa una superfície aproximada de 2.700 m^2, que ha donat com a resultat la morfologia actual, amb cicatrius rototranslacionals a la capçalera i flux al peu. Es fa difícil resseguir les morfologies, ja que estan bastant desdibuixades atès que algunes són força antigues i que la glacera de la Valira d'Orient les ha esborrades. D'altres han estat retocades antròpicament per les pistes d'esquí i les urbanitzacions. No obstant això, i gràcies a les darreres campanyes de sondeigs (que mostren la presència de nivells sorrencs i glacials enmig de la massa mobilitzada), auscultació (mitjançant extensòmetres, inclinòmetres i piezòmetres), assaigs de laboratori i realització de datacions radiocarbòniques, hom interpreta que en el vessant del Forn van tenir lloc en el passat com a mínim tres grans moviments separats en el temps, i que encara té zones actives.



Foto 1. Vista general del Forn de Canillo.

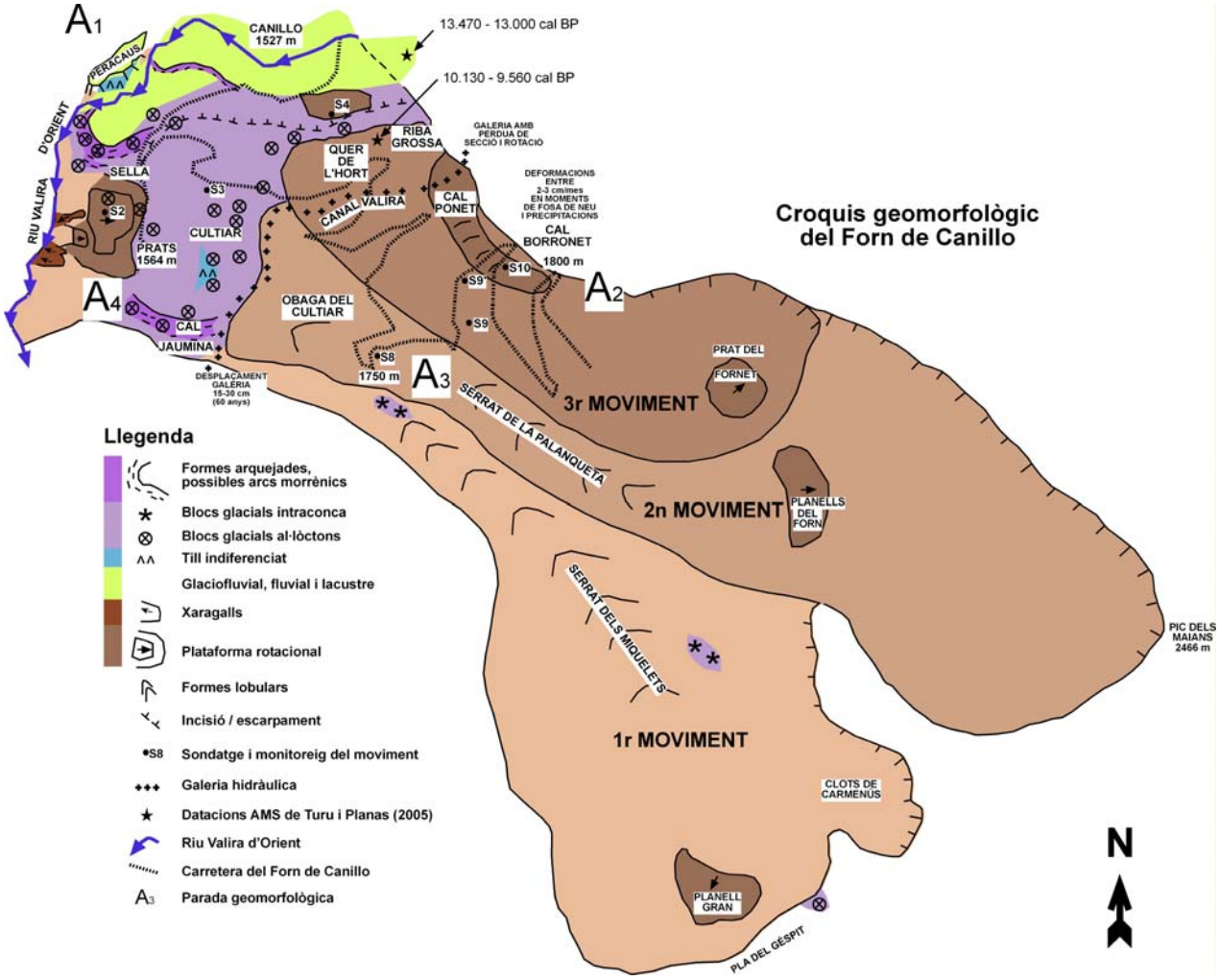
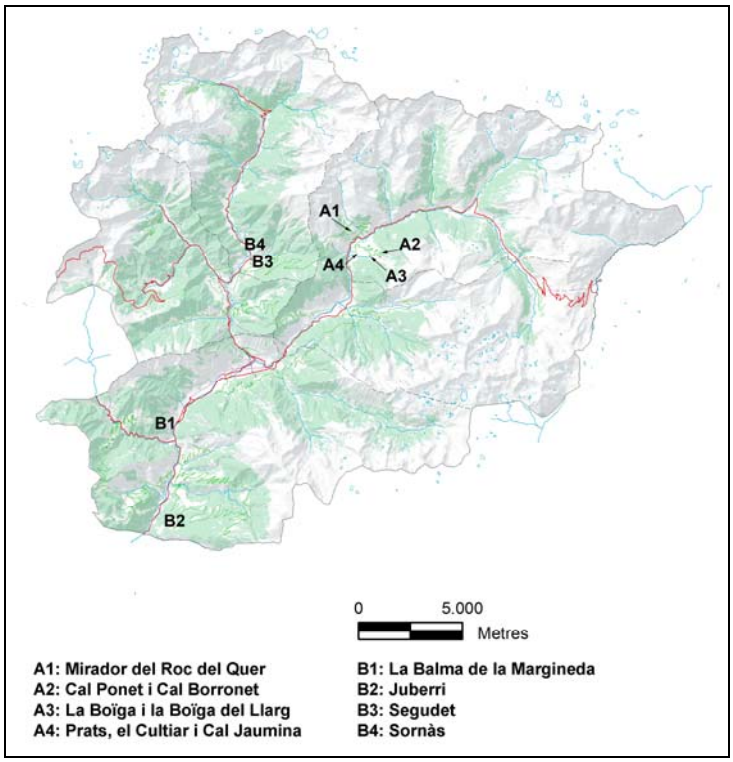


Figura 1. Episodis del gran moviment del Forn de Canillo, ubicació de les prospeccions mecàniques realitzades entre el 2007 i el 2009, situació de les datacions radiocarbòniques AMS anteriors, cartografia de materials observats i situació de les parades de l'itinerari.

Resum i antecedents del recorregut de geoarqueologia

A l'engorjat de la Margineda s'estén, en un penya-segat a la riba dreta del riu Valira, una vasta balma oberta cap a l'est. El jaciment arqueològic el van donar a conèixer Pere Canturri i Joan Maluquer de Motes, que van publicar les troballes a la revista *Zephyrus* el 1962. Més tard, entre el 1979 i el 1991, Jean Guilaine va dirigir les excavacions amb un equip pluridisciplinari que es va endinsar en l'Epipaleolític, el Mesolític i el Neolític fins a períodes més recents (Guilaine i Martzluff, 1995 i 2008). Més al sud, a Juberri, a 1.335 m d'altitud, es van localitzar, a mitjan anys vuitanta, estructures d'hàbitat i de combustió i un espai funerari del Neolític mitjà (Llovera, 1992), l'estudi antracològic del qual ens permet identificar un estatge boscós a cavall del montà i el subalpí. Seguint la Valira del Nord, la gestió del medi al Mesolític ha quedat registrada en una breu seqüència sedimentària a uns 1.300 m d'altitud en el sector de Sornàs (figura 3) (Turu *et al.*, 1995), mentre que el Neolític ha quedat registrat a la tomba de Segudet (1.324 m). El seu estudi (Yáñez *et al.*, 2002), juntament amb les dades de Sornàs, permeten fer una interpretació paleoambiental del fons de vall. La gestió del medi pels homes de la prehistòria al Neolític s'estén en altitud, a la vall del Madriu, on en trobem restes marcades i extenses, documentades sobretot a partir de les restes de carbons producte de cremes i incendis forestals (Miras *et al*., 2007; Ejarque *et al*., 2010).



Mapa de situació dels dos recorreguts, i les seves parades, que es faran durant la XIII Reunió de Quaternari (recorregut A de riscos naturals i recorregut B de geoarqueologia).

Recorregut de riscos naturals: el gran moviment del Forn de Canillo

Xavier Planas i Jordi Corominas

A1: Mirador del Roc del Quer

El gran moviment del Forn de Canillo fou descrit per primera vegada per Corominas i Alonso (1984). Fins aleshores, ateses les seves grans dimensions, havia passat desapercebut en les primeres cartografies geomorfològiques andorranes. Posteriorment, diversos autors descriuen la influència de les glaceres en l'estabilitat del vessant del Forn. En aquest sentit, tots apunten que la retirada de la glacera de la Valira d'Orient fou, juntament amb la litologia de la zona (sèries calcoesquistoses del Devonià a la zona alta i pissarres carbonoses del Silurià a la base), el desencadenant de la gran inestabilitat del sector. Aquesta inestabilitat també es tradueix més al NE en l'expansió lateral (*sakung*) del pic d'Encampadana.

El poblament sobre el gran moviment està representat prehistòricament ja des del Bronze mitjà, amb la troballa de la fossa de Prats (Yáñez, 2005), datada per radiocarboni en 3.960 anys cal BP (edat calibrada, BP = *before present* o abans del present, considerat l'any 1950, quan van iniciar-se les primeres datacions radiocarbòniques). En època històrica, el poble de Prats està documentat per primera vegada durant la visita del bisbe l'any 1312 a l'església romànica de Sant Miquel. Tanmateix, sobre el gran moviment del Forn també hi destaquen diverses construccions tipus borda (antigues edificacions agroramaderes) i el canal Valira que discorre enterrat (galeria hidràulica de les Forces Elèctriques d'Andorra, FEDA, construïda entre els anys 1932 i 1934, que porta aigua des de la presa de Ransol fins a l'estany d'Engolasters per a la producció elèctrica del salt de la Central de FEDA). El desenvolupament urbanístic recent s'ha estès pel peu i sobre el mateix gran moviment, de manera que alguns edificis construïts les

últimes dècades estan situats sobre àrees actives. Amb l'objectiu de mitigar el risc, el Govern d'Andorra ha portat a terme diversos estudis, zonificacions i actuacions. Arran de la zonificació de la perillositat geològica-geotècnica del Principat, que realitzà Euroconsult (2001) per encàrrec del Govern d'Andorra, el gran moviment del Forn de Canillo es catalogà amb perillositat entre mitjana i alta. Posteriorment, Euroconsult (2002) va realitzar, també per encàrrec del Govern d'Andorra, un estudi de detall de la perillositat geològica del gran moviment del Forn, on s'ajustaren a escala 1:2.000 els límits de zonificació i es creà un mapa de mesures per a l'edificabilitat (http://www.ideandorra.ad/geoportal/).

A2: Cal Ponet i Cal Borró

En aquesta zona ja existien evidències d'un moviment actiu per les deformacions produïdes en bordes i pels desperfectes que experimentava reiteradament la carretera de Prats (foto 2). Els resultats del seguiment realitzat fins avui confirmen que la zona de Cal Borró-Cal Ponet és el sector més actiu del gran moviment del Forn de Canillo, que pot arribar a presentar, en període de desglaç i precipitacions, importants deformacions entre 2 i 3 cm/mes, i amb una part del terreny activa entre 15 i 35 metres de potència.



Foto 2. Incidències de l'activitat del lòbul de Cal Ponet-Cal Borró sobre la carretera del Forn de Canillo.

A3: La Boïga i la Boïga del Llarg

En un revolt de la carretera del Forn de Canillo, a l'altura dels terrenys de la Boïga i la Boïga del Llarg, es troba l'extensòmetre S8 i el piezòmetre S8' (cota 1.750 metres). Aquí s'han trobat dipòsits lacustres associats a obturacions juxtaglacials a 32,5 metres de profunditat. En aquest sector és possible també identificar els materials del primer moviment (pissarres fosques) que engloben clasts i blocs d'aplita intraconca amb empremtes glacials, i els materials del segon moviment (grans blocs de calcoesquistos del Devonià).

A4: Prats, el Cultiar i Cal Jaumina

Durant aquesta fase, la glacera passà per sobre dels materials col·luvials del primer gran moviment, retreballant-los parcialment i sedimentant una sèrie de dipòsits glacials que inclouen blocs i graves al·lòctones (granodiorites, esquistos i quarsfil·lites) i intraconca (per sota de la cota 1.630 metres) (foto 3). Relacionat amb aquests avenços de la glacera de la Valira d'Orient, es sedimentaren uns dipòsits laterals, possiblement amb morfologia de morrena lateral, a la zona de l'obaga del Cultiar i un possible arc frontal de retrocés a la zona de Cal Jaumina-Cal Jarca. D'altra banda, associat als cordons morrènics laterals i als torrents que provenien de la part alta del Forn, possiblement es desenvoluparen un o més estanys juxtaglacials, tal com s'ha observat a partir dels sediments de l'S8. Finalment, a la zona de Sella, més propera al riu Valira d'Orient, també s'observa una gran acumulació de blocs en disposició arquejada (molts amb litologies al·lòctones i altres amb estries glacials). Aquesta morfologia podria tractar-se dels arcs morrènics més recents sedimentats a la zona de Canillo.



Foto 3. Blocs erràtics glacials al sector de Cal Jarca-Cal Jaumina.

Fases d'esllavissament del gran moviment del Forn

Les noves datacions de les restes orgàniques que s'han fet en els sondeigs mecànics a diverses profunditats permeten reobrir el debat sobre l'edat de l'esllavissament del Forn de Canillo. L'edat de les restes orgàniques, la presència dins la massa esllavissada de blocs amb estries glacials i dels nivells sorrencs esmentats abans, són elements que abonen un origen anterior al darrer màxim glacial. D'altra banda, atesa la baixa consistència dels terrenys esllavissats, es fa difícil d'admetre que hagin pogut resistir el pas de la glacera de la Valira sense haver estat erosionats, si més no d'una manera molt significativa. Si s'admet que les restes orgàniques estan associades a pulsos d'inestabilitat del vessant, el primer gran moviment és anterior a 30.000 BP, el segon moviment és posterior a 21.000 BP i el tercer moviment tindria lloc durant el Postglacial, vers l'any 8.700 BP (10.130-9.560 cal BP). La interpretació dels dipòsits trobats permet plantejar que la glacera de la Valira d'Orient avançà sobre els dipòsits col·luvials del primer moviment, retreballant-los parcialment i generant una sèrie de cordons morrènics laterals i un possible estany juxtaglacial a la zona de l'obaga del Cultiar, els dipòsits dels quals foren tapats pel segon moviment. Gràcies als arcs morrènics de la zona de Sella i a la datació de carbons en laminites d'obturació, realitzada per Turu i Planas (2005) al peu del moviment del Forn de Canillo, hom interpreta que amb posterioritat a 11.000 BP (13.470-13.000 cal BP), la glacera de la Valira d'Orient ja no assolí més aquesta zona. En un dels sondeigs perforats per a la campanya d'auscultació (sondeig S3, situat a la zona del Cultiar, cota 1.608 metres), les restes orgàniques situades més a prop de la superfície del terreny donen una edat no calibrada de 34.280 BP, mentre que les situades a profunditat més gran són una mica més joves, 30.770 BP. Aquest fet obre la porta a plantejar que les restes orgàniques han estat transportades de les parts altes del vessant en produir-se el segon esllavissament, i que poden ser molt més velles. L'edat de 30.000 BP no seria la de l'esllavissament i es podria plantejar que aquest ha tingut lloc una vegada s'hagués retirat la glacera de la Valira d'Orient, en un moment que encara s'ha de determinar. La distribució vertical de l'edat de les restes orgàniques indicaria la superposició de nivells esllavissats. Finalment, i gràcies al seguiment i l'auscultació que es realitza sobre el vessant del Forn de Canillo, s'han pogut diferenciar i quantificar moviments recents de caràcter local amb una velocitat més elevada sobre la massa esllavissada (per exemple, la zona de Cal Ponet-Cal Borró).

Xavier Planas
Ministeri d'Ordenament Territorial. Govern d'Andorra.
xplanas@andorra.ad

Jordi Corominas
Departament d'Enginyeria del Terreny. Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). Barcelona.
jordi.corominas@upc.edu

Recorregut de geoarqueologia: l'antropització del fons de vall a l'Andorra prehistòrica (Paleolític superior, Mesolític i Neolític)

Valentí Turu, Michel Martzluff, Santi Riera, Christine Heinz,
Miguel Ángel Gil, Abel Fortó, Àlex Vidal i Cristina Yáñez

B1: La Balma de la Margineda (text de Michel Martzluff i traducció del francès de Valentí Turu)

El registre sedimentari es pot dividir en tres unitats (figura 2):

- La primera unitat està formada per les capes 12 a 5, on s'han detectat dues fases climàtiques majors formades per oscil·lacions de més curta durada. En la primera fase (capes 11 a 5), el clima oscil·la entre les condicions fredes i seques que culminen en el Younger Dryas (capa 6 i base de la 7) i les condicions més càlides i humides en què el bosc d'estatge montà colonitza els vessants.
- En la segona unitat (capa 4), l'acció antròpica és important (cendres). La seva part superior (C4 sup.) ha experimentat una fase erosiva, possiblement en relació amb l'estadi fred 8.200 cal BP.
- La darrera unitat està formada per llims i un mantell més o menys orgànic produït per ramats d'ovelles durant l'ocupació neolítica (capa 3), que van ser parcialment erosionats (capa 2).

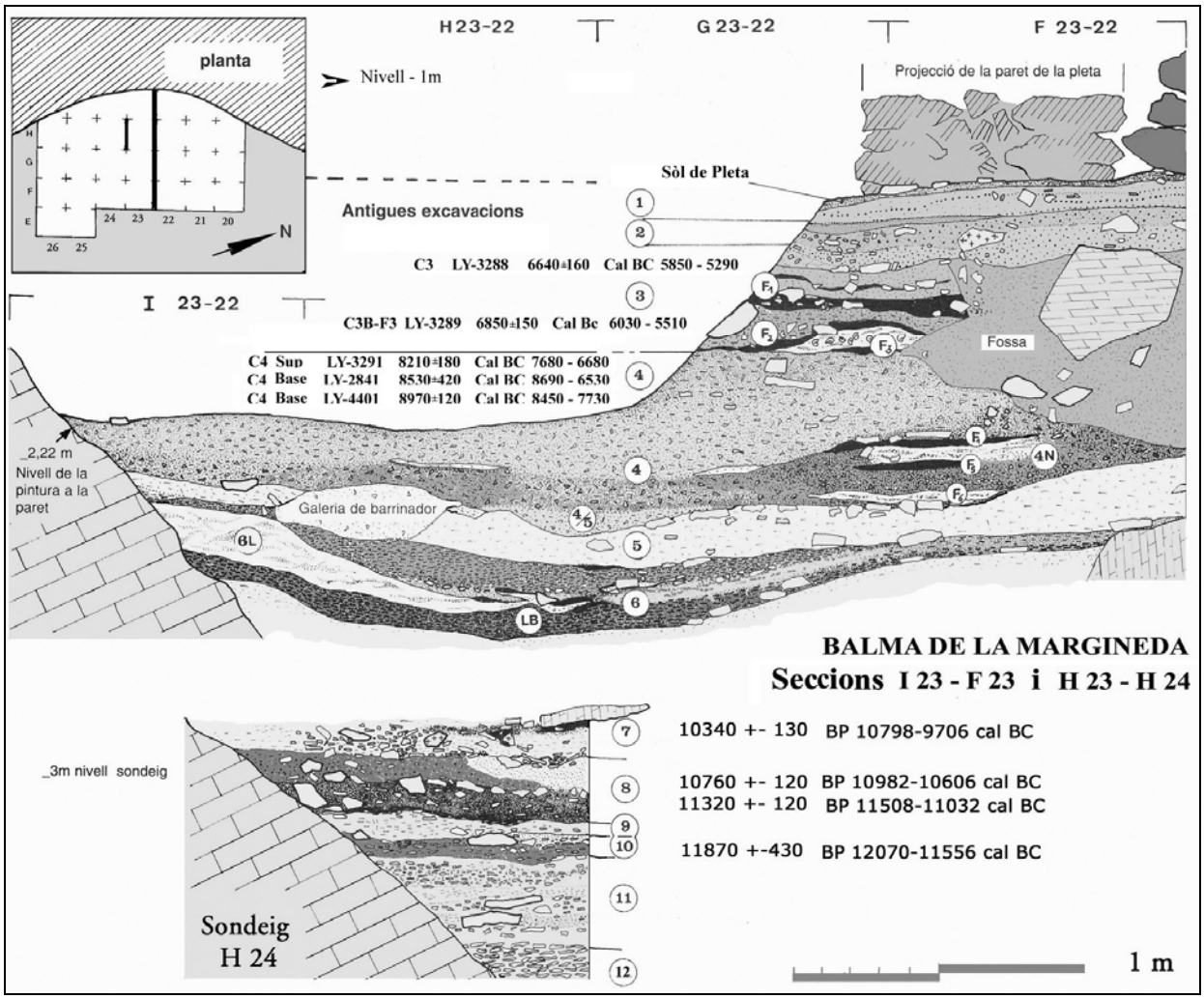


Figura 2. Estratigrafia i datacions de la Balma de la Margineda.

En la segona fase (capes 4 a 2) s'instal·la de manera precoç (període Boreal) un bosc mesòfil, pràcticament un mil·lenni abans que l'òptim climàtic del període Atlàntic. La capa superior (capa

1) comprèn una tomba de l'antiguitat tardana i diversos nivells històrics associats amb el pastoralisme. Després de les extremes condicions climàtiques postglacials que reflecteixen les capes amb crioclasts de la base, l'evolució paleoambiental mostra el deteriorament d'una vegetació pionera d'alta muntanya durant l'òptim del Bølling-Allerød (capes 8 a 10), reemplaçada o per un bosc poc dens o per una estepa boscosa formada per pi roig i matolls de ginebró amb algunes frondoses d'ambients humits, per part d'un clima més fred en el Younger Dryas (capa 7), amb el retorn d'uns boscos clars subalpins de pi negre; un paisatge que correspon als que avui s'estenen a cotes superiors als 1.900 metres. A prop del riu Valira es forma un bosc de ribera que inclou l'avellaner i algunes altres fustes dures com l'auró (*Acer campestre*), l'arç blanc (*Crataegus* sp.) o el tortellatge (*Viburnum lantana*). Els carbons d'alzina (*Quercus ilex*), curiosament presents en aquest context, poden ser senyal de l'acció antròpica (recollida de fusta) a prop de la balma, que se situa en una exposició favorable al refugi d'espècies mediterrànies. Al Preboreal, la tendència s'inverteix (capes de 5 a 4base), la tala de pi roig i ginebró avança i apareix a continuació l'avet. En àrees de muntanya, l'avetosa marca l'arribada de condicions més humides que fan prosperar l'avellaner i anuncien altres colonitzacions arbustives. A partir de llavors (capes 4N a 3), en aquest etapa continuen havent-hi coníferes com ara el pi roig, una espècie més termòfila típica de la zona supramediterrània. L'expansió del roure és seguida de tota una sèrie de caducifolis: *Sorbus* sp., *Tila*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Prunus*, *Betula* i *Populus* al llarg de la terrassa al·luvial. A més d'aquestes frondoses s'afegeixen arbustos que colonitzen els últims espais verds: avellaner, arç, grèvol, heura i boix, l'últim que apareix esporàdicament al final de la seqüència. Des del nivell 4, la balma ja estava a prop dels conjunts forestals mesomediterranis, en el límit de l'olivera, que actualment influencien el sector de la Margineda aprofitant l'exposició cap al sud d'aquest abric i protegits pels efectes del seu relleu.

B2: Juberri (text de Miguel Ángel Gil, Abel Fortó i Àlex Vidal)

El sector es localitza a uns 455 m per sobre del fons de vall actual i està força exposat a migjorn. A mitjan dècada de 1980 es va excavar en primer lloc la Feixa del Moro. Molt més tard, l'any 2009, i arran de la projecció d'una nova urbanització a la zona, es van fer els seguiments arqueològics pertinents, que van permetre localitzar dos nous jaciments (Camp del Colomer i Carrer Llinàs 28) situats entre l'església (part baixa del vessant) i la Feixa del Moro (part alta).

I) Jaciment de la Feixa del Moro: En aquest jaciment es van localitzar estructures d'hàbitat, forats de pal i dues estructures de combustió, una de les quals podria ser en realitat una sitja, a més d'un espai funerari amb tres cistes. Aquest conjunt va ser interpretat en el seu moment (Llovera, 1992) com el resultat d'un grup estacional consolidat i que coneix les tècniques de producció agrícoles i ramaderes del Neolític mitjà (6.200-5.250 cal BP i 6.850-5.250 cal BP). Les anàlisis antracològiques van permetre deduir que l'indret de la Feixa del Moro es trobava en un bosc boreal o en una zona de trànsit entre l'estatge subalpí amb pi negre i el montà amb pi roig (*Pinetum sylvestris subas. pinetosum uncinatae*), i van testimoniar també la presència d'algunes espècies supramediterrànies a la cota 1.335 m.

II) El Camp del Colomer i C/ Llinàs 28: És un jaciment que no està totalment delimitat, ja que només es va excavar la zona corresponent als vials de la futura urbanització, i del qual es van exhumar unes quaranta-cinc estructures corresponents a vint-i-una fosses o cubetes (dues de les quals podrien correspondre a fons de cabanes), set sitges, una estructura de combustió i deu estructures més de funcionalitat desconeguda.

Es fa difícil determinar la relació entre els tres jaciments, tot i que sembla que estem davant una ocupació recurrent de l'àrea de Juberri durant el Neolític, essent fins ara l'única àrea del Pirineu amb aquestes característiques. La constatació de la presència de sitges i del conjunt d'estructures associades (cabanes i fosses diverses) ens porten a formular la hipòtesi d'una ocupació estable (fonamentada en una agricultura d'artiga i, per tant, exposada a una mobilitat periòdica de curt recorregut) que a priori posa en dubte la hipòtesi que considera la Feixa del Moro com un jaciment fruit d'una ocupació estacional fonamentada principalment en la ramaderia (Fortó *et al.*, 2009).

B3: Segudet (text de Cristina Yáñez i Miguel Ángel Gil)

El jaciment de Segudet es localitzà dins la partida del Prat del Call, a 1.324 m d'altitud, al nucli de Segudet, parròquia d'Ordino. L'any 2001 es va descobrir una inhumació individual en cista, formada per sis lloses de pissarra d'uns 5 cm de gruix, unes dimensions d'1 metre de llargada x 0,7 d'amplada x 0,45 d'alçada i una orientació nord-oest/sud-est, amb el crani situat en el costat més occidental. Les anàlisis van determinar que l'esquelet (dipositat directament sobre el sediment del fons de la fossa, en decúbit lateral esquerre amb les cames flexionades) pertanyia a una dona d'uns 30-35 anys i d'un metre i mig d'alçada (foto 4). L'aixovar estava format per un primer recipient ceràmic decorat amb incisions (situat dins de la tomba, al costat del cap), amb restes de cereals barrejats amb un producte lacti, i un segon recipient sense decoració (situat al nivell de rebliment de la fossa) amb possibles restes de mel o cera, mentre que la presència d'ornaments es concreta en tres braçalets de pectuncle al braç dret i un de denes de talc i esteatita. Les datacions radiocarbòniques situen la inhumació entorn del 6.280-6.000 cal BP (Yáñez, 2005; Yáñez *et al.*, 2002).



Foto 4. Detall de la tomba de Segudet. A la part alta falta el crani, pel tall en l'excavació.

B4: Sornàs (text de Valentí Turu, Santi Riera i Christine Heinz)

La secció estratigràfica de Sornàs es pot subdividir en quatre unitats. Si bé anteriorment ha estat subdividida en més unitats (Turu, 1992), el fet és que els treballs posteriors (Turu *et al.* 1995) i les noves datacions han permès agrupar les que s'havien descrit inicialment en quatre unitats (figura 3). La unitat 1 (28.480 ± 361 cal BP) va ser dipositada en un ambient subglacial (Turu, 1998), mentre que la unitat 2 és postglacial (16.595 cal BP) i representa que és una terrassa fluvial del riu Valira del Nord. La unitat 3 és producte de l'acumulació sedimentària (320 cm/4.113 anys) efectuada per l'aiguabarreig del torrent de Sornàs i el riu Valira del Nord, on s'han pogut diferenciar uns 16 nivells (U3-A/U3-Q) d'inundació (foto 5). La particularitat d'aquesta unitat és la important presència d'autèntics nivells de carbons (9 nivells entre 9.593 cal BP i 5.520 cal BP) i, associats a aquests, cicles sedimentaris granodecreixents producte de l'erosió generada pels incendis forestals en el vessant. La troballa, entre el 1991 i el 1992, d'un fragment de sílex (desaparegut des del canvi d'ubicació del Patrimoni Cultural) de mig centímetre, opac, de color verd clar i forma triangular, mentre es feia la tria de carbons (U3-G), podria constituir un indicador antròpic primari. La recurrència d'incendis forestals de cronologia similar fou important a la vall de la Valira del Nord, havent-se localitzat també acumulacions de carbons a la Cortinada (correlacionables amb els nivells U3-A / U3-K) i a Llorts (correlacionable amb el nivell U3-M o superior; Turu i Planas, 2005). El sostre de la unitat 3 entra dins el període Neolític i s'han trobat diverses destrals de pedra polida als camps de conreu sobre el poble de Sornàs (indicador antròpic de primer ordre). Atesa la proximitat a Sornàs s'han incorporat al diagrama pol·línic les dades de Yáñez *et al.* (2002). El pas de la unitat 3 a la 4 és erosiu, motivat per una important baixada del nivell de base local. La baixa taxa sedimentària (60 cm/5.480 anys) de la unitat 4 respecte a l'anterior explica aquest esdeveniment erosiu. Hi ha constància, per datacions radiocarbòniques fetes en llims de desbordament del riu a l'altura de la partida de l'Any de la Part (Ordino), que l'actual nivell de base de la Valira del Nord és anterior a l'any zero de la nostra era (2.310-1.980 cal BP).

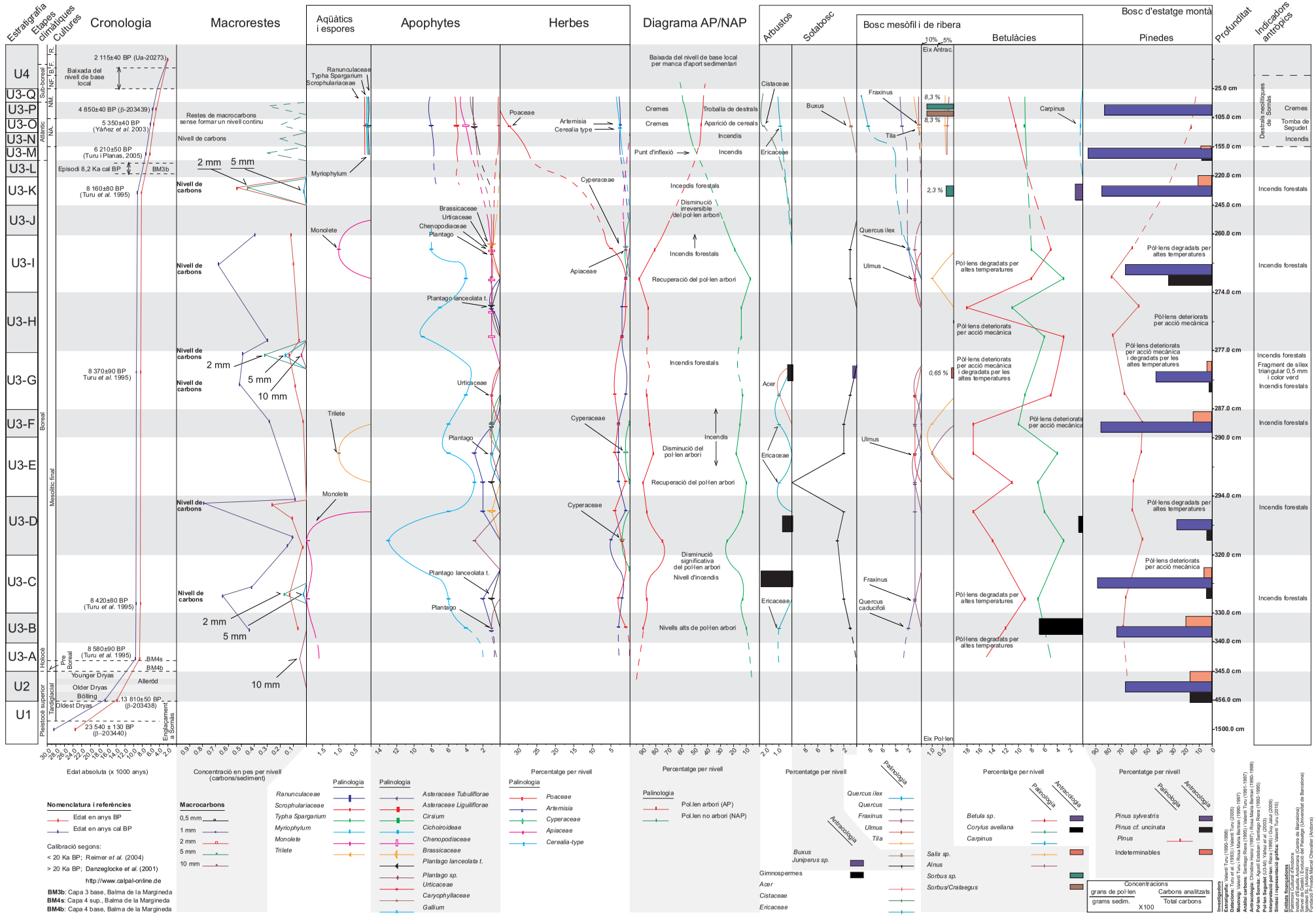


Figura 3. Estratigrafia, cronologia, palinologia i antracologia del sector de Sornàs i Segudet.

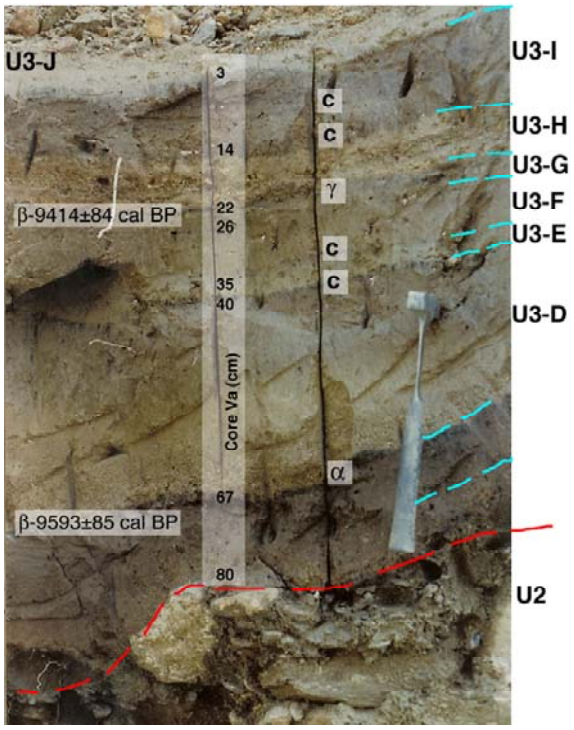


Foto 5. Extracció de mostra contínua dels sediments de Sornàs per a l'estudi pol·línic. S'han situat les datacions calibrades obtingudes (nivells alfa i gamma) dels nivells amb carbons (c), i també les unitats estratigràfiques i la longitud (en cm) de la mostra (core Va).

Vegetació i indicadors antròpics secundaris

Actualment, el sector de Sornàs és format per diverses comunitats vegetals. Adossat als vessants, els sòls són no higròfils i se situen en sòls bruns ocres humífers (Cobertera, 1998). L'estatge arbori és montà amb predomini de pi roig (*Pinus sylvestris*). No obstant això, a prop hi ha també una roureda (entre Sispony i Anyós, 1.270 m). Les formacions mixtes caducifòlies inicien, al Madriu (Ejarque *et al*., 2010; Miras *et al*., 2007 i 2010), la seva colonització del fons de vall entre els 11 Ka cal BP i els 9,7 Ka cal BP. A la vall de la Valira del Nord, els arbres mesòfils ja s'haurien desenvolupat en aquest període (9,6 i 9,1 Ka cal BP); les anàlisis pol·líniques i antracològiques de Sornàs indiquen la presència de boscos formats per pins, bedolls i avellaners amb presència de ginebró. A prop del riu Valira i del torrent de Sornàs s'hauria desenvolupat un bosc de ribera, mentre que als vessants hi hauria el bosc montà-subalpí format per *Quercus*, present en el diagrama pol·línic però absent en el diagrama antracològic, fet que indica que la roureda no havia arribat a Sornàs anteriorment i que, com ara, s'hauria quedat a prop. Yáñez *et al.* (2002) també indica la presència d'alzinars mixtos, amb roures, per sota de Segudet, presència de *Carpinus*, *Tila* i *Fraxinus*, i un predomini de pinedes de pi roig, bedollars i avellanoses en consonància amb la part superior de la unitat 3 de Sornàs. En aquest sentit, tant el diagrama pol·línic com l'antracològic de Sornàs (figura 3) marquen una presència abundant de pineda, dominada per *Pinus sylvestris* però barrejada en un baix percentatge amb *Pinus uncinata* (pi negre), ginebró i presència de falgueres (tot i que els valors d'espores a Sornàs no són importants), i fan suposar l'existència d'una pineda boreal propera a Sornàs (domini d'*Hylocomio-Pinetum catalaunicae*) o bé un bosc de trànsit entre l'estatge subalpí i el montà, amb pi negre i pi roig (*Pinetum sylvestris subas. pinetosum uncinatae*). En terres bàsiques, com és el cas de Sornàs, aquesta tipologia de pineda es combina amb el freixe (*Fraxinus*) i un sotabosc de moixera (*Sorbus*), boix (*Buxus*), ginebró (*Juniperus*) i arç blanc (*Crataegus*).

Actualment, el fons de vall és dominat per les pastures i els camps de conreu juntament amb bosc de ribera. D'acord amb la cartografia de Salvat *et al*. (2003a i b), la vegetació de ribera d'aquest sector seguint la Valira del Nord està formada per salzedes i clopedes montanes (*Saponario-Salicetum purpureae*), mentre que seguint el torrent i a l'altura del poble de Sornàs,

el bosc de ribera es presenta en forma de freixenedes i avellanoses (*Brachypodio-Fraxinetum excelsioris*), i passa més amunt a una comunitat de gatell i beç montà i altimontà. Aquestes comunitats fitosociològiques del bosc de ribera semblen haver estat presents, d'una manera o una altra, en el diagrama pol·línic i antracològic de Sornàs-Segudet (figura 3), juntament amb altres comunitats fitosociològiques. En aquest sentit, la presència antracològica de *Betula* sp. i *Sorbus* sp. entre els nivells U3-K i U3-P podria indicar la presència de comunitats d'herbassars higròfils a l'estatge montà dominat per *Pinus sylvestris* i proper al torrent de Sornàs. Actualment, aquesta comunitat fitosociològica és present a partir dels 1.800 m. En nivells sedimentaris inferiors (U3-A/U3-I) domina pol·len de la comunitat fitosociològica de freixenedes i avellanoses (*Fraxinus*, *Betula*) amb oms (*Ulmus*), verns (*Alnus*) i avellaners (*Corylus avellana*). Aquí la freixeneda podria constituir una única franja de vegetació de ribera seguint el domini fluvial, on la verneda hauria estat substituïda per *Salix*, afavorit per la situació d'entollament dels sòls que mostra molt clarament el registre sedimentari de Sornàs. La presència antracològica de l'avellaner a la base de la unitat (U3-B/U3-D) indica que possiblement s'estava a prop del límit altitudinal del *Brachypodio-Fraxinetum*, ja que és aquí on *Corylus avellana* pot ser especialment abundant. Actualment, el límit inferior està per sobre de la Cortinada.

De les dades antracològiques i pol·líniques incorporades als sediments estudiats (figura 3) es pot dir que els incendis van afectar tant el bosc de ribera com els boscos montans-subalpins, i això va afavorir l'extensió d'arbustos (*Juniperus* i *Ericaceae*). L'estat de conservació dels pòl·lens informa que una part han estat transportats, com una partícula detrítica més del sediment, però també que han estat afectats per altes temperatures (pòl·lens degradats). Observant el percentatge de pòl·lens degradats mecànicament (arrossegament), s'ha vist que els pòl·lens de *Pinus* han recorregut una distància més llarga o més energètica (capçalera del torrent i vessant associat) que els pòl·lens de *Betula* (part baixa del torrent i més planera); però també s'ha observat que els pòl·lens degradats de *Betula* apareixen ja des de l'inici del registre sedimentari (nivell U3-B), mentre que els pòl·lens de *Pinus* són posteriors (nivell U3-D). Aquesta darrera observació constitueix un clar indicador antròpic, ja que contra el que seria natural, els incendis de Sornàs es van iniciar al bosc de ribera (presència de pòl·lens degradats de *Betula* en primer lloc) i es van estendre en cota altitudinal (pòl·lens de *Pinus*). Aquests incendis haurien pogut assolir els límits de l'estage montà (nivell U3-I), atès que és en aquest nivell que existeix el percentatge més gran de pi negre de tot el diagrama antracològic.

De la flora herbàcia cal retenir la presència de *Cichorioideae* i *Asteroideae* (plantes compostes), *Artemisia* i *Poaceae* (gramínies), totes elles plantes heliòfiles, i la de *Plantago lanceolada* type, *Chenopodiaceae* i *Brassicaceae* que indiquen l'existència de sòls ruderals que creixen sobre sòls pertorbats. *Cerealia* type, clar indicador antròpic del Neolític, és present a la tomba de Segudet, correlacionable amb la part alta de la unitat 3. El diagrama AP/NAP mostra una inversió dels percentatges de pol·len arbori respecte al d'herbes a partir ja de U3-I (Mesolític final). La recurrència d'incendis forestals va aclarir el medi forestal, fet que va afavorir una major presència d'animals i una nitrificació dels sòls. També s'observa en el diagrama AP/NAP com en el Mesolític final la massa forestal encara tenia capacitat de recuperar-se després de les cremes, mentre que poc abans del Neolític antic el bosc ja no pot recuperar el predomini anterior. Comparant el diagrama pol·línic de *Betula* i *Pinus*, s'observa una correlació inversa en què *Pinus* disminueix quan hi ha sedimentació de carbons i augmenta *Betula*, fet que indica expansions puntuals dels boscos colonitzadors a causa dels incendis. En canvi, *Corylus* segueix una evolució erràtica, cosa que indica que aquesta betulàcia podia trobar-se de forma oportunista tant barrejada amb *Pinus* com dins la franja de vegetació de ribera.

Fases de la pressió antròpica sobre el medi

Els primers indicadors antròpics secundaris sobre la vegetació a la península Ibèrica poden situar-se abans dels 7.700 anys cal BP, associats amb una gestió del medi no agrícola. Cots (2003) diferencia tres fases de pressió antròpica als Pirineus Orientals basada en indicadors antròpics primaris i secundaris:

- Fase A, compresa entre els 7.800 i els 5.350 cal BP, en què la pressió antròpica era baixa però continuada.

- Fase B, compresa entre els 5.350 i els 4.900 cal BP, amb importants incendis forestals i presència de cereals.
- Fase C, fins als 2.500 cal BP, en què es produeix una relativa recessió de l'acció antròpica.

La tipologia dels boscos afectats per incendis i l'aprofitament forestal és el següent: entre la fase A i B s'instal·la un bosc mesòfil en el fons de vall (la Balma de la Margineda, 960 m) i, a mitja altitud (Sornàs i Juberri, 1.300 m), el bosc és de tipus boreal o de trànsit entre l'estage subalpí amb pi negre i el montà amb pi roig, mentre que més amunt (1.500 m) sembla que algunes valls hagin estat ocupades per un bosc mesòfil mixt amb avetosa (cas dels sectors montans del Madriu) (Ejarque *et al*., 2010; Euba i Palet, 2010) entre les fases B i C.

Les fases B i C d'acció antròpica sobre el medi s'observen bé a Sornàs i a Segudet. Aquí, a la vall de la Valira del Nord, es produeixen importants incendis forestals que ocasionen un augment de la taxa de sedimentació en el fons de vall i un aprofitament forestal, agrícola i ramader a Juberri i la Balma de la Margineda. Pel que fa a la fase A de Cots (2003), sembla que la cronologia proposada es quedaria curta pel que fa a l'antropització del medi en les parts altes de valls com la del Madriu. Ejarque *et al*. (2010) i Miras *et al*. (2007 i 2010) identifiquen a les altes valls del Madriu restes de macrocarbons entre 10.680 i 9.700 cal BP d'origen natural, i d'altres entre 8.370 i 7.800 cal BP coexistint amb indicadors antròpics secundaris. L'antropització del fons de vall sembla haver estat precoç; aquí, la fase A cal reportar-la pràcticament fins al límit amb el Preboreal (9.600 cal BP) per la Valira del Nord (Sornàs) i dins el Preboreal (capa 4 base de la Balma de la Margineda) pel tram baix del riu Valira, tal com mostren els indicadors antròpics a la seqüència de Sornàs i la Balma de la Margineda. No obstant això, es poden superposar altres factors naturals a l'acció antròpica, com a la unitat U3-L de Sornàs i la capa 4 sup de la Balma de la Margineda, que coincideixen cronològicament amb l'esdeveniment climàtic fred 8.200 cal BP, fet que hauria comportat una amplificació del retrocés de les espècies forestals mesòfiles al bosc dels Estanyons (Madriu), una mitigació de la recuperació del bosc a Sornàs i una fase erosiva a la Balma de la Margineda.

Valentí Turu
Fundació Marcel Chevalier, Andorra.
igeofundacio@andorra.ad

Michel Martzluff
MCF Universitat de Perpinyà, UMR 7055 Tolosa de Llenguadoc, MEDITERRA, Universitat de Perpinyà.
martzluf@univ-perp.fr

Santi Riera
SERP, Departament de Prehistòria, Història Antiga i Arqueologia, Universitat de Barcelona.
rieram@ub.edu

Christine Heinz
Équipe Architecture et développement des plantes, Universitat Montpellier II.
heinz@univ-montp2.fr

Miguel Ángel Gil, Abel Fortó i Àlex Vidal
Departament de Patrimoni Cultural, Unitat de Recerca Històrica, Andorra.
abel_forto@govern.ad

Cristina Yáñez
Centre d'Estudis Virtuals i Extensió Universitària, Universitat d'Andorra.
cyanez@uda.ad

BIBLIOGRAFIA

COBERTERA, E. (1998). «Relacions entre els sòls i la vegetació alpina i subalpina d'Andorra». *Annals 1996.* Institut d'Estudis Andorrans. Centre de Barcelona*,* p. 45-71.

COROMINAS, J.; ALONSO, E. (1984). «Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y causas». *Jornadas de trabajo sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo*. Barcelona: Escola Tècnica Superior d'Enginyers de Camins, Canals i Ports, UPC, p. C.1-C.53.

COTS, P. (2003). «Los primeros pobladores: un paisaje en transformación». A: ESTEBAN, A. (coord.). *La humanización de las altas cuencas de la Garona y las Nogueras (4500 aC-1955 dC).* Madrid: Ministerio de Medio Ambiente. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, p. 43-142.

EJARQUE, A.; MIRAS, Y.; RIERA, S.; PALET, J. M.; ORENGO, H. A. (2010). «Testing micro-regional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees». *Journal of Archeological Science*, 37 (7), p. 1381-1784.

EUBA, I.; PALET, J. M. (2010). «L'exploitation des ressources végétales dans les Pyrénées orientales durant l'Holocène : analyse anthracologique des structures d'élevage, de fours et de charbonnières dans l'Alt Urgell (chaîne du Cadí) et la vallée du Madriu (Andorre)». *Quaternaire*, 21 (3), p. 305-317.

EUROCONSULT (2001 i 2002). Estudi de la zonificació del terreny segons la seva problemàtica geològica. Gran moviment del Forn. Parròquia de Canillo. Andorra: Govern d'Andorra, informe intern. [Inèdit]

FORTÓ, A; VIDAL, A.; MAESE, X. (2009). «Darreres troballes del Neolític a Juberri (Andorra)». *Cota Zero*, 24, p. 14-16.

GUILAINE, J.; MARTZLUFF, M. (1995). *Les excavacions a la balma de la Margineda (1979-91)*. Andorra: Govern d'Andorra. Ministeri d'Afers Socials i Cultura; Centre de Perpinyà de l'Institut d'Estudis Andorrans. Vol. I, II, III.

— (2008). *Les excavacions a la balma de la Margineda (1979-91)*. Andorra: Govern d'Andorra. Ministeri d'Afers Socials i Cultura, vol. IV.

LLOVERA, X. (1992). «Visita i discussions sobre la Feixa del Moro (Juberri, Andorra)*». Estat de la investigació sobre el Neolític a Catalunya*. Publicacions de Institut d'Estudis Ceretans, 17, p. 265-267.

MALUQUER DE MOTES, J.; FUSTÉ, M. (1962). «La Prehistoria de Andorra». *Zephyrus*, 13, p. 5-20. <http://campus.usal.es/~revistas_trabajo/index.php/0514-7336/article/viewFile/438/613>.

MIRAS, Y.; EJARQUE, A.; RIERA, S.; PALET, J. M.; ORENGO, H.; EUBA, I. (2007). «Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d'après l'analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2180 m, Vall del Madriu, Andorre)». *C.R. Palévol*, 6 (4), p. 291-300.

MIRAS, Y.; EJARQUE, A.; ORENGO, H.; RIERA, S.; PALET, J. M. (2010). «Prehistoric impact in landscape and vegetation at high altitudes: an integrated palaeoecological and archaeological approach in Eastern Pyrenees (Perafita valley, Andorra)». *Plan Biosystems*, 144 (4).

SALVAT, A.; BERNAT, B.; CAMPOS, M.; MOLES, A. (2003a i b). «Els boscos de ribera d'Andorra: tipificació, cartografia i estat de conservació». *Hàbitats*, 5 i 6.

TURU, V. (1992). «Secció estratigràfica de Sornàs». *Annals 1991.* Institut d'Estudis Andorrans. Centre de Barcelona*,* p. 47-76.

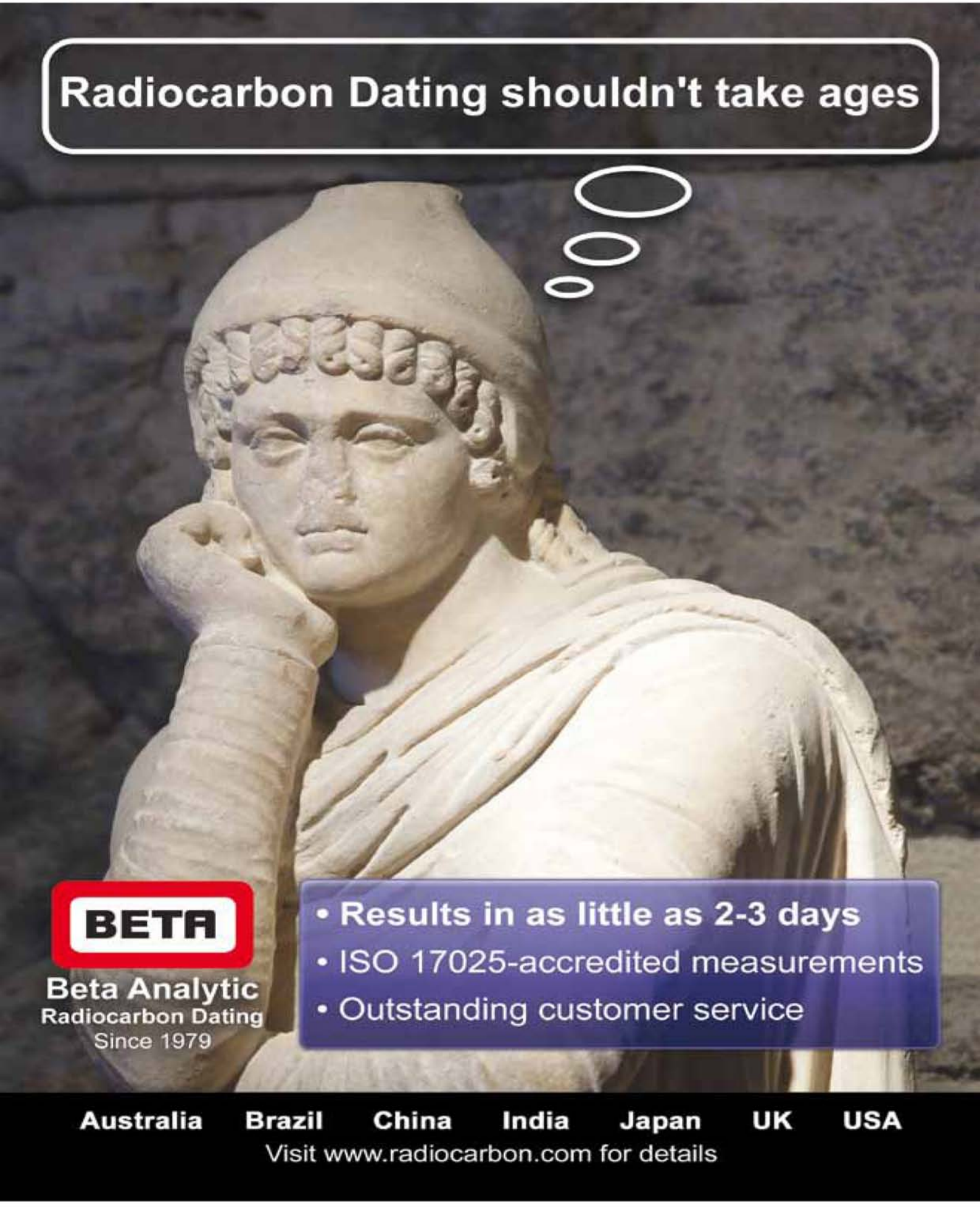
TURU, V.; BORDONAU, J.; VILAPLANA, J. M. (1995). «La sección de Sornàs (Andorra, Pirineo Central)». Actas de la IIIª Reunión del Cuaternario Ibérico (AEQUA-GTPEQ ed.). Coimbra, 2003, p. 209-213. <http://www.igeotest.es/articles/docs/Sornas%201993.pdf>.

TURU, V. (1998). «Interpretación genética de la unidad deformada de la sección estratigráfica de Sornàs. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Principado de Andorra (Pirineos Orientales)». A: GÓMEZ ORTIZ, A.; SALVADOR FRANCH, F. (ed.). *Investigaciones recientes de la geomorfologia espanyola*. Barcelona: Universitat de Barcelona, p. 445-454. <http://www.igeotest.ad/articles/docs/Drumlin%20Sornas.pdf.>

TURU, V.; PLANAS, X. (2005). «Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales)». *VI Simposio Nacional sobre taludes y laderas inestables*. València. Vol. II, p. 792-805.

YÁÑEZ, C.; MALGOSA, A.; BURJACHS, F.; DÍAZ, N.; GARCÍA, C.; ISIDRO, A.; JUAN, J.; MATAMALA, J. (2002). «El món funerari al final del V mil·lenni a Andorra: La tomba de Segudet (Ordino)». *Cypsela*, 14, p. 175-194.

YÁÑEZ, C. (2005). «El Neolític»*.* A: BELENGUER, E. **(**coord.). *Història d'Andorra.* Barcelona: Edicions 62, p. 51-76.


Radiocarbon Dating shouldn't take ages
BETA
Beta Analytic
Radiocarbon Dating
Since 1979
• Results in as little as 2-3 days
• ISO 17025-accredited measurements
• Outstanding customer service
Australia Brazil China India Japan UK USA
Visit www.radiocarbon.com for details