Timing and evolution of the frontal structure of the southwestern Pyrenees from paleomagnetic analysis on its foreland basin (Ebro basin)

Datación y evolución geológica de la estructura frontal de los Pirineos sur occidentales a partir de análisis paleomagnéticos en la cuenca de antepaís (Cuenca del Ebro)

Y. Almar[1], M. Garcés[2], E. Beamud[3] y J.A. Muñoz[1]

1 Dept. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. yleniaalmar@ub.edu
2 Dept. Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona
3 Laboratori de Paleomagnetisme de l'Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" Universitat de Barcelona/ CSIC

Abstract: The emplacement of the frontal thrust in the Western Pyrenees generated a foreland basin, which locally accumulated 5,000 meters of Cenozoic sediments. The kinematic evolution of the thrust front is poorly constrained due to the scarcity of reliable age constraints within the Cenozoic sediments, however, the good exposure conditions of syntectonic continental deposits on its foreland basin (Ebro basin) makes it an excellent scenario to carry out paleomagnetic and structural studies in order to unravel the kinematic history, geometry and evolution of the thrust front. A magnetostratigraphic composite section along the continental basin infill was sampled covering up to 4,000 meters of succession. Correlation of the local magnetostratigraphy with the GPTS was helped by a new fossil locality found within the continental sediments which was attributed to Agenian local biozone Y (MN2b). The cronostratigraphy of the tectosedimentary units, ranging from lower Oligocene (Cr12r) to lower Miocene provides further constraints on the timing of two main tectosedimentary events recorded as major unconformities within the basin infill. The analysis of several paleomagnetic sites revealed that no vertical axis rotations occurred in the Cenozoic sediments regardless superimposed folding with oblique axes could be observed.

Key words: Western Pyrenees, Cenozoic, syntectonic, magnetostratigraphy, foreland basin.

Resumen: *El emplazamiento del cabalgamiento frontal en el Pirineo Occidental generó una cuenca de antepaís que localmente acumuló 5.000 metros de sedimentos Cenozoicos. La evolución cinemática del frente de cabalgamiento está pobremente descrita debido a la escasez de dataciones fiables en los sedimentos Cenozoicos, sin embargo, las buenas condiciones de afloramiento de los depósitos continentales sintectónicos en la cuenca de antepaís la convierten en un lugar excelente para llevar a cabo estudios paleomagnéticos y estructurales que permiten el estudio de la geometría y la evolución del frente de cabalgamiento. Se ha realizado una magnetoestratigrafía a lo largo de una sección compuesta cubriendo unos 4.000 metros de sucesión sedimentaria. La correlación de la magnetoestratigrafía local con la GPTS se realizó con la ayuda de una nueva localidad fosilífera descrita en los materiales continentales de la zona que se ha atribuido a la biozona Ageniense Y (MN2b). La cronoestratigrafía de las unidades tectonosedimentarias, que van desde el Oligoceno inferior (Cr12r) al Mioceno medio, permiten la datación de dos principales eventos tectonosedimentarios reconocibles en el relleno de la cuenca mediante dos discordancias. El muestreo y análisis de diversas estaciones paleomagnéticas ha revelado la ausencia de rotaciones de eje vertical durante el Cenozoico, aunque se ha observado la existencia de pliegues superpuestos de eje oblicuo.*

Palabras clave: *Pirineos Occidentales, Cenozoico, sintectónico, magnetostratigrafia, cuenca de antepaís.*

INTRODUCTION

The Pyrenees are a doubly vergent collisional orogen formed by the convergence between the Afro-Iberian and European plates (Fig. 1). The structure of the frontal thrust in the Western Pyrenees is the result of the Alpine inversion of pre-existing extensional faults during the orogen built up.

A nearly complete sequence of the continental infill of the westernmost Ebro foreland basin outcrops along a reentrant of the Sierra de Cantabria frontal thrust. The exposed succession consists of 5,000 meters of Cenozoic syntectonic sediments showing a vertical to southward dipping sequence of fluvial and lacustrine deposits. These deposits resulted in a monocline structure as a consequence of the front thrust activity. Angular unconformities in the upper part of the succession allow establishing a relative chronology and kinematics analysis of the fold and thrust structures as well as tectonosedimentary relationships between the front thrust and the sedimentary infill. A magnetostratigraphic composite section of the Cenozoic syntectonic sediments was performed to obtain a

chronostratigraphy of the main tectonosedimentary events in the area. Additional sampling was carried out to identify vertical axis rotations along the folded monocline.

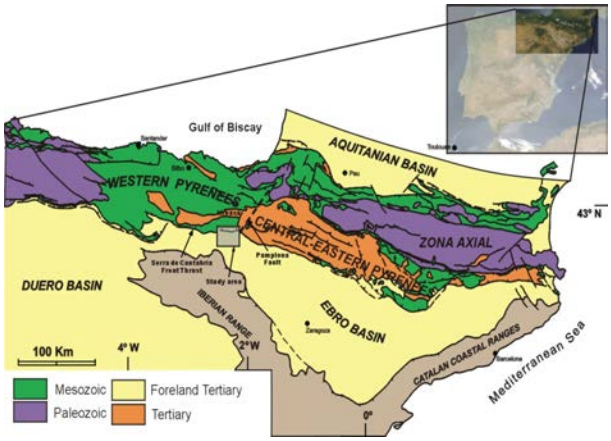

FIGURE 1. *Geological setting of the Ebro basin and the Sierra de Cantabria thrust sheet in the frame of the Western Pyrenees. The study area is squared lightened (see Figure 4 for detailed map).*

PALOEOMAGNETIC RESULTS

A composite section that covers up to 4,000 m of succession was sampled with an average interval of 7-8 meters. Sampled lithologies were mainly red clays, fine-grained sandstones and some limestones. The lowest sampled succession consists of fluvial continental deposits with red sandstones and clays and some conglomerates at the base (Mues and Esperonceda Fm.). To the top, a thick gypsum succession is interbedded (Desojo Formation). Those sediments are unconformably overlaid (Barbarin unconformity) by a distal fluvial succession with fine-grained sandstones, lacustrine limestones and gypsum accumulations (Los Arcos Fm.). Finally, bounded by an upper unconformity there are the Gallipienzo and Olite Fm. which consists of distal fluvial sandstones, clay and limestones (Fig. 3 and 4). Paleomagnetic analysis were made using a 2G superconducting rock magnetometer at the Paleomagnetic Laboratory (UB- CSIC) of the Institute of Earth Sciences "Jaume Almera" and consisted on stepwise thermal demagnetization and measurement of the NMR with increasing temperatures between 50 and 20 ºC applied to more than 540 specimens. Zijderveld diagrams were plotted and used to calculate the characteristic remanent magnetization (ChRM).

The local magnetostratigraphy was built up by computing the paleolatitude of the virtual geomagnetic poles (VGP). Our preferred correlation to the GPTS is represented in Fig. 3. The magnetostratigraphic section was correlated to the GPTS on the basis of the long reversal magnetozone which spans the lower part of the section, whereas the upper part can be correlated through consideration of regional stratigraphy, biochronological information and available magnetostratigraphic studies (Murelaga, *et al*. 2006 and Larrasoaña, *et al*. 2006). From this correlation the age of the sedimentary infill ranges from Rupelian (Cr12r) up to Aquitanian (C6An).

ROTATION ANALYSIS

Mean site paleomagnetic directions were calculated from 4 magnetostratigraphic sections and 8 paleomagnetic sites (see location on Fig. 4). Ten to fourteen samples were collected from each paleomagnetic site, spanning a stratigraphic section of 10 to 25 meters per site. Data were grouped into two areas: the eastern sector and the western sector. Varying bedding attitudes in the western section allow performing a fold test, resulting in a best statistics at 100 % untilt (ie: prefolding magnetization). The mean direction after bedding correction of the western sites (dec/inc: 354º/40º; α_{95}=14º) is not statistically different from the Oligocene reference direction (Fig.2).

In contrast to the western sector, 6 out of 7 sites showed a significant clockwise rotation: the overall mean direction yielded 030º/40º, with an α_{95} of 16º after bedding tilt. However, in this sector the units above and below the Barbarin angular unconformity show contrasting bedding strike, which evidences that unfolding can not be carried out by means of a single bedding correction. A best approximation is a two-step unfolding: first untilting the Barbarin unconformity and, second, applying the corresponding tilt correction to each site. The overall mean direction after applying this more realistic two-step tectonic correction gives 006º/34º, with an α_{95} of 15º, which is similar to the Oligocene reference.

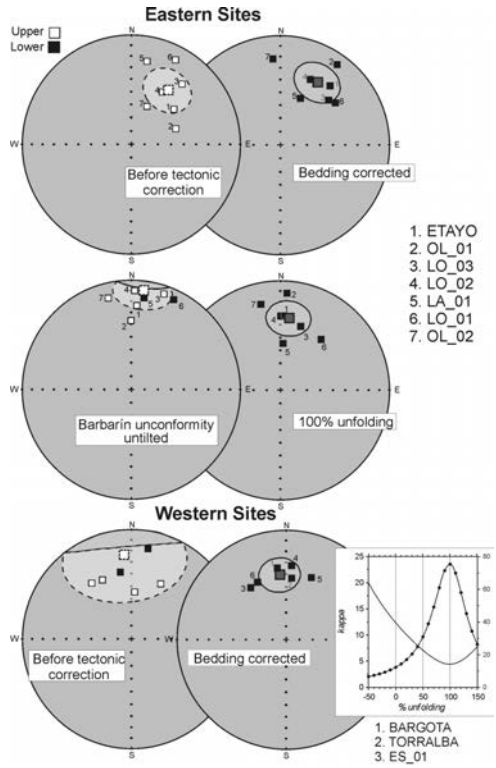

FIGURE 2. *Equal area stereonet projection of paleomagnetic samples from the eastern and western sites (see Figure 4 for location). Black (white) squares represent projection on the lower (upper) hemisphere. Dashed symbols represent normal polarity mean directions and ellipse error for the mean direction.*

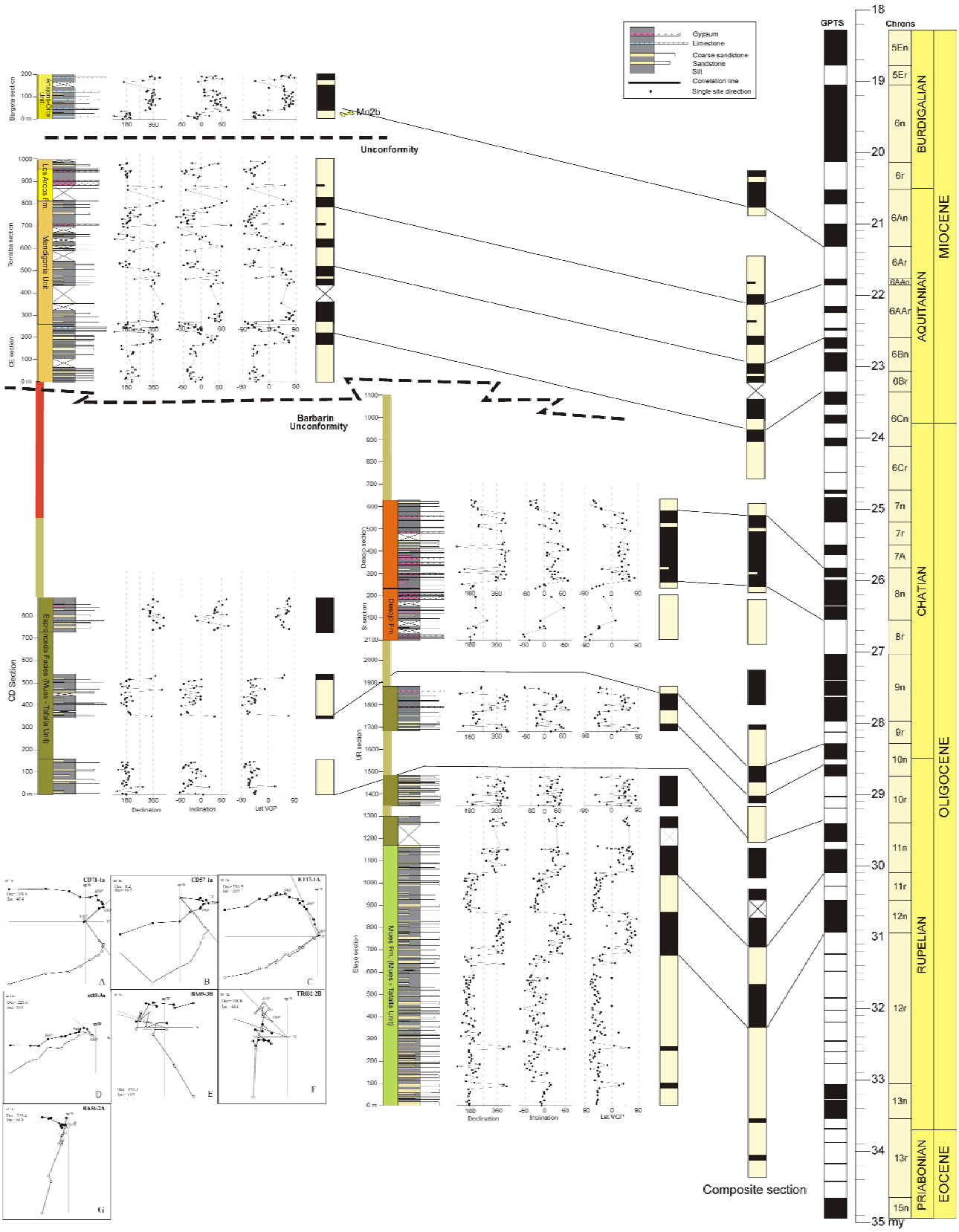

FIGURE 3. *Local lito- and magnetostratigraphic sections from the Western Ebro Basin (Etayo, CD, ST, UR, DE, CE, Torralba and Bargota sections) with indication of a new vertebrate locality described in the uppermost part of the section (Murelaga et al., 2006) (see locations in figure 4). Correlation with the GPTS (Cande and Kent, 1995) is shown. Down-left, Zijderveld diagrams showing 4 different quality samples considered in this study. Quality 1: A, B and C, quality 2: D, quality 3: E, and F, quality 4: G. Only samples with qualities 1 and 2 were considered and used to calculate the VGP.*

CONCLUSIONS

The frontal structure of the Sierra de Cantabria in the studied area belongs to a triangle zone developed in the footwall of the cropping out frontal thrust (Fig. 4). This triangle zone is made up by an antiformal stack of thrust sheets detached at the Puente la Reina gypsum Fm. (Lower Oligocene) and bounded southwards by a passive-roof backthrust (Mues backthrust). The tip line of this backthrust may be located close to the tip of the frontal thrust wedge, which coincides with the southern boundary of the Puente la Reina Fm.

The lower part (Lower Oligocene) of the sampled synorogenic succession (Mues- Tafalla Unit) was folded by the Mues Backthrust. The Barbarin unconformity represents the end of this compressional event around the Oligocene-Miocene boundary. The geometry of sampled synorogenic strata suggests that the Mues backthrust was activated around 24 My BP as the sediments above the Barbarin unconformity show typical growth strata geometries indicating that this backthrust was active during their sedimentation (lattermost Oligocene- Early Miocene).

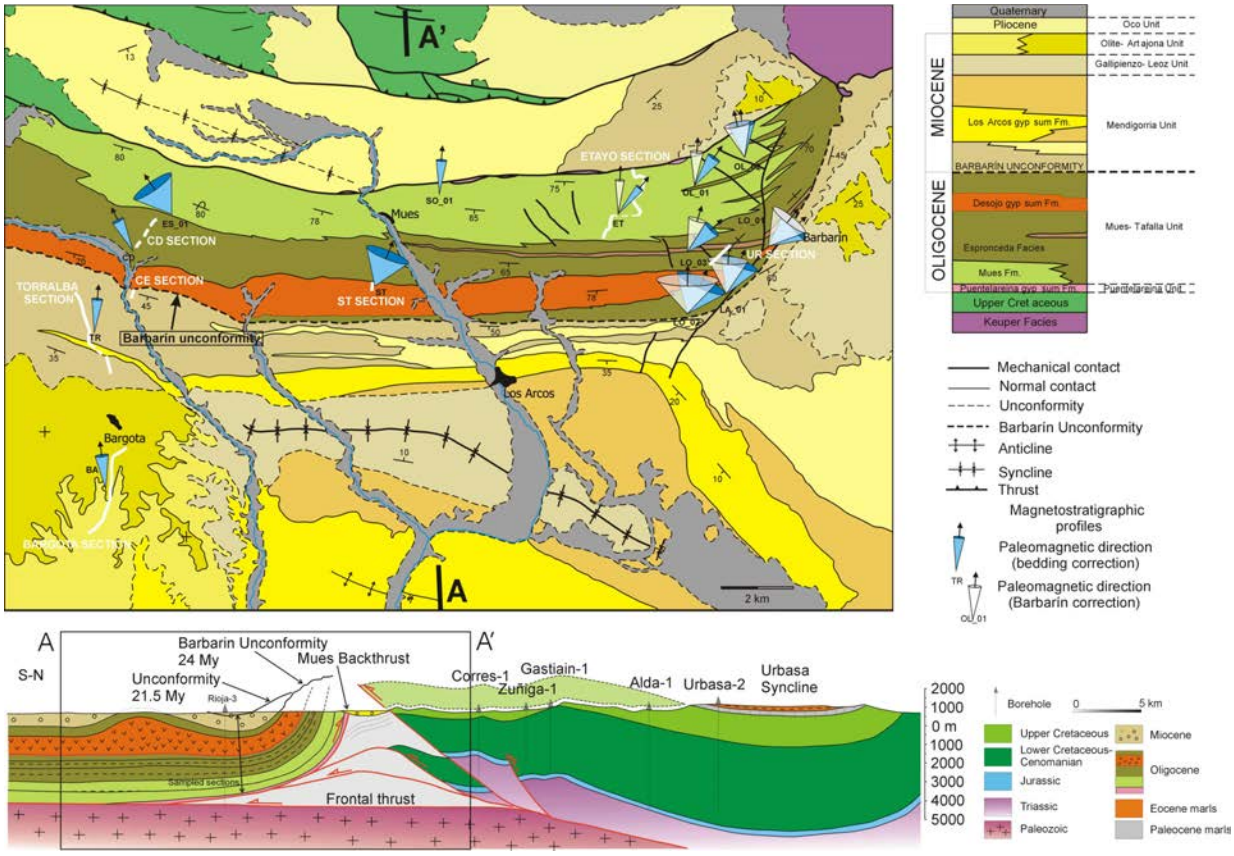

FIGURE 4. *Upper: Geological map of the Western Ebro basin with the location of the magnetostratigraphic sections in white. Paleomagnetic rotation directions are shown; in blue are represented the mean declination obtained applying bedding correction; shaded in white is represented the mean direction applying a tectonic correction to restore the Barbarín folded unconformity. The cones represent the confidence angle of the rotations. Lower: General cross section of the front thrust structure constructed using seismic data available (modified from Larrasoaña, et al. 2003). Magnetostratigraphic dating of the two major unconformitie is shown.*

ACKNOWLEDGMENTS

This is a contribution of the Research Center CMI-Geomodels and the Geodynamics and Basin Analysis Group of the University of Barcelona. Financial support held by the MARCONI project (REN2001-1734-C03-02/MAR) and Modelización Estructural 4D (CGL2007-66431-C02-02/BTE).

REFERENCES

Cande, S.C. and Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.

Larrasoaña, J.C., Parés, J.M., Millán, H., del Valle, J., Pueyo, E.L. (2003): Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics,* 22:6.1071.

Larrasoaña, J.C., Murelaga, X., Garcés, M. (2006): Magnetobiochronology of the Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 3-4: 409-423.

Murelaga, X., Almar, Y., Beamud, B., Larrasoaña, J.C., Garcés, M. (2006) Nueva localidad fossilífera en el Mioceno Inferior de Bargota (Navarra) (Cuenca del Ebro, Península Ibérica). *Geogaceta,* 40: 167-170.

ASM y dirección de flujo de magma en los diques de las zonas de rift del escudo basáltico de Tenerife

AMS and magma flow direction in dikes of rift zones in the basaltic shield of Tenerife

E. Beamud[1], C. Soriano[2] y M. Garcés[3]

1 Laboratori de Paleomagnetisme UB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra « Jaume Almera » C/ Solé i Sabarís, s/n – 08028 Barcelona betbeamud@ub.edu
2 Institut de Ciències de la Terra « Jaume Almera » C/ Solé i Sabarís, s/n – 08028 Barcelona csoriano@ija.csic.es
3 Dpt. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia UB, C/ Martí i Franqués s/n – 08028 Barcelona mgarces@ub.edu

Resumen: Los diques de las zonas de rift del escudo basáltico mioceno de Tenerife se han estudiado a lo largo de varios perfiles con el objetivo de identificar variaciones laterales y verticales en la dirección y sentido de flujo de magma. Los diques se muestrearon para estudiar la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), ya que la imbricación de los ejes máximos de susceptibilidad en cada margen del dique informa sobre la dirección y sentido del magma. Asimismo, se tomaron otros indicadores de flujo y propagación de diques en cada estación. Bajo los centros volcánicos de los macizos del escudo basáltico, el flujo de magma tiende a ser vertical hacia arriba. A lo largo de los ejes de las zonas de rift y en las zonas de rift transversales a los flancos de los edificios volcánicos el magma se emplaza, en general, lateralmente y hacia abajo. El magma fluyó mayoritariamente hacia las partes externas de los centros volcánicos de los macizos del escudo volcánico indicando que el magma se propagó hacia regiones topográficamente inferiores.

Palabras clave: ASM, magma, dique, rift.

Abstract: *Dikes of rift zones in the Miocene basaltic shield of Tenerife have been studied along several profiles in order to record overall variations in lateral and vertical magma flow direction and sense. Dikes were sampled for Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) as clustering and imbrication of the maximum susceptibility axis on each dike margin provide rapid information on the direction and sense of magma flow. Other flow indicators and dike propagation indicators were also recorded at each sampling site. The flow of magma tends to be upward and steep beneath the volcanic centers of the basaltic shield massifs. Along the axes of rift zones and in those rift zones located across the flanks of the volcanic edifices magma is mainly emplaced laterally and downward. The flow of magma is mostly towards the external parts of the volcanic centers of the basaltic shield massifs and indicates that magma propagated toward regions of lower topography.*

Key words: AMS*, magma, dike, rift.*

INTRODUCCIÓN

La dirección de propagación de los diques y del flujo de magma en los diques es muy dependiente de su posición estructural en el edificio volcánico y de las heterogeneidades locales presentes. Lejos del sistema de drenaje del volcán, la propagación lateral de diques y de flujo de magma puede ser más importante que la propagación vertical. La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) ha sido uno de los métodos más aplicados para deducir la dirección del flujo de magma en diques desde que se publicara el trabajo de Knight and Walker (1988). El objetivo de esta comunicación es deducir el modelo de flujo en los diques de las zonas de rift del escudo basáltico mioceno de Tenerife. La dirección y sentido del flujo de magma se ha deducido a partir de los datos de ASM junto con otros indicadores recogidos en el campo (vesículas, alineación de fenocristales, *scours…)*. Mediante los datos de flujo y los indicadores de propagación de diques, se pretende constreñir los mecanismos de formación de las zonas de rifts y de emplazamiento del magma en los niveles estructurales poco profundos bajo dichas zonas de rift.

MARCO GEOLÓGICO

Los diques estudiados corresponden a la parte superior del sistema subvolcánico de los macizos del escudo basáltico mioceno de Tenerife. El escudo basáltico de Tenerife aflora en los sectores NE y NW de la isla de Tenerife, en los macizos de Anaga y Teno, y en el sector sur, en el macizo de Roque del Conde (Fig. 1). Se caracteriza por un apilamiento de lavas basálticas interestratificadas con depósitos piroclásticos. Estos materiales se hallan intruídos por enjambres de diques subverticales paralelos a las zonas de rift a lo largo de varios kilómetros. La composición de los diques es fundamentalmente basáltica, aunque también se encuentran algunas intrusiones fonolíticas.

El Macizo de Anaga consiste en una cresta morfoestructural con dos flancos buzando al NNW y SSE y está definido por un enjambre de diques con rumbo ENE-WSW. Este macizo presenta también un

rift transversal secundario, de rumbo NNW-SSE. El Macizo de Teno es un edificio volcánico que consiste en un alto morfoestructural con flancos buzando al NW y SW y un enjambre de diques paralelo a la cresta. Se han distinguido dos zonas, el Rift de Teno Bajo, paralelo al alto morfostructural, y el Rift de Masca, transversal al mismo. El Macizo de Roque del Conde no revela ningún alto morfoestructural, posiblemente debido a que ha sufrido más erosión por ser más antiguo que los macizos de Teno o Anaga. Sin embargo, muestra un enjambre de diques verticales bien definido con rumbo NNE-SSW (Galindo, 2005)

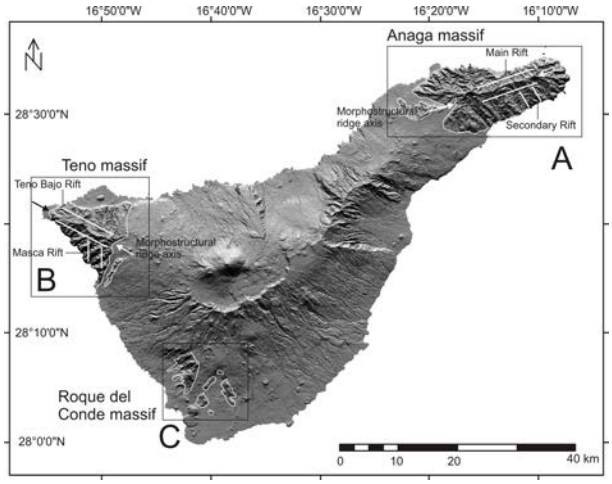

FIGURA 1. *Modelo digital del terreno de Tenerife con la localización del escudo basáltico mioceno en los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde*

METODOLOGÍA

En total, se muestrearon 89 diques de las zonas de rift de los macizos de Teno, Anaga y Roque del Conde para el estudio de la ASM. Con el objetivo de investigar las variaciones laterales y verticales en el flujo de magma, los diques de las zonas de rift fueron muestreados a lo largo de perfiles localizados a diferentes alturas y distancias en los macizos del escudo basáltico (Fig. 1). La zona de rift de Teno Bajo se muestreó a lo largo de los perfiles Teno A, B y C, localizados a 200, 700 y 1000 m sobre el nivel del mar (snm), respectivamente. La zona de rift de Masca se muestreó a lo largo de los perfiles Teno D y E, localizados a 1000 m snm y a nivel del mar, respectivamente. La zona de rift principal del macizo de Anaga se muestreó a lo largo de barrancos NNW-SSE en el flanco sur de la cresta (perfil Anaga2), mientras que el rift secundario de Anaga se muestreó a lo largo de los afloramientos de la carretera de la costa a 100 m snm (perfil Anaga 1). Los diques del sistema de Roque del Conde se muestrearon a lo largo de un perfil WNW-ENW. En promedio, se muestrearon 11 diques por perfil y en cada dique se obtuvo una media de 12 muestras (6 por margen), mediante una perforadora de gasolina. Las muestras se orientaron *in situ* mediante brújula solar o magnética acoplada a un orientador. Las muestras se obtuvieron en una distancia inferior a 10 cm de las paredes de los diques. En cada estación se anotaron datos adicionales indicadores de flujo de magma, como la alineación de fenocristales, vesículas, entre otros.

La ASM se midió en un Kappabridge KLY-2 (Geofísica Brno) del Laboratorio de Paleomagnetismo UB-CSIC siguiendo el esquema de las 15 posiciones de Jelinek (1976). Los datos se procesaron con el paquete de programas "Pmag versión 1.9" desarrollado por L. Tauxe.

RESULTADOS

La susceptibilidad total ($K_1+K_2+K_3/3$) varía entre $3x10^{-3}$ y $70x10^{-3}$ SI, valores que se encuentran muy por encima de 10^{-3} SI, sugiriendo un predominio de minerales ferromagnéticos en la fábrica de AMS (Rochette, 1987). Las fábricas magnéticas de los diques muestreados se han clasificado siguiendo el esquema propuesto por Tauxe *et al.* (1998). Las fábricas clasificadas como "2D" son las más fiables para deducir la dirección y sentido de flujo, sin embargo en ocasiones también puede deducirse de fábricas "1D". Las fábricas clasificadas como "L" informan sobre la dirección de flujo, pero no del sentido. Finalmente, los diques clasificados como "X" o "I" generalmente se descartan como indicadoras de flujo. Los diques estudiados se han clasificado como "D" en un 46%, "L" en un 33% y el resto como "X" e "I". Considerando los datos de AMS y de otros indicadores de flujo, la dirección y sentido del magma se pudo deducir en el 58% de los diques (incluyendo diques de tipo 1D). Para el resto de los diques, excepto algunos diques que presentaban fábricas X o I, se pudo deducir la dirección pero no el sentido del magma.

DISCUSIÓN

Todas las direcciones de flujo de magma y de propagación de diques deducidas a partir de la ASM y de otros indicadores de flujo para los distintos sistemas de rift están representadas en la figura 2.

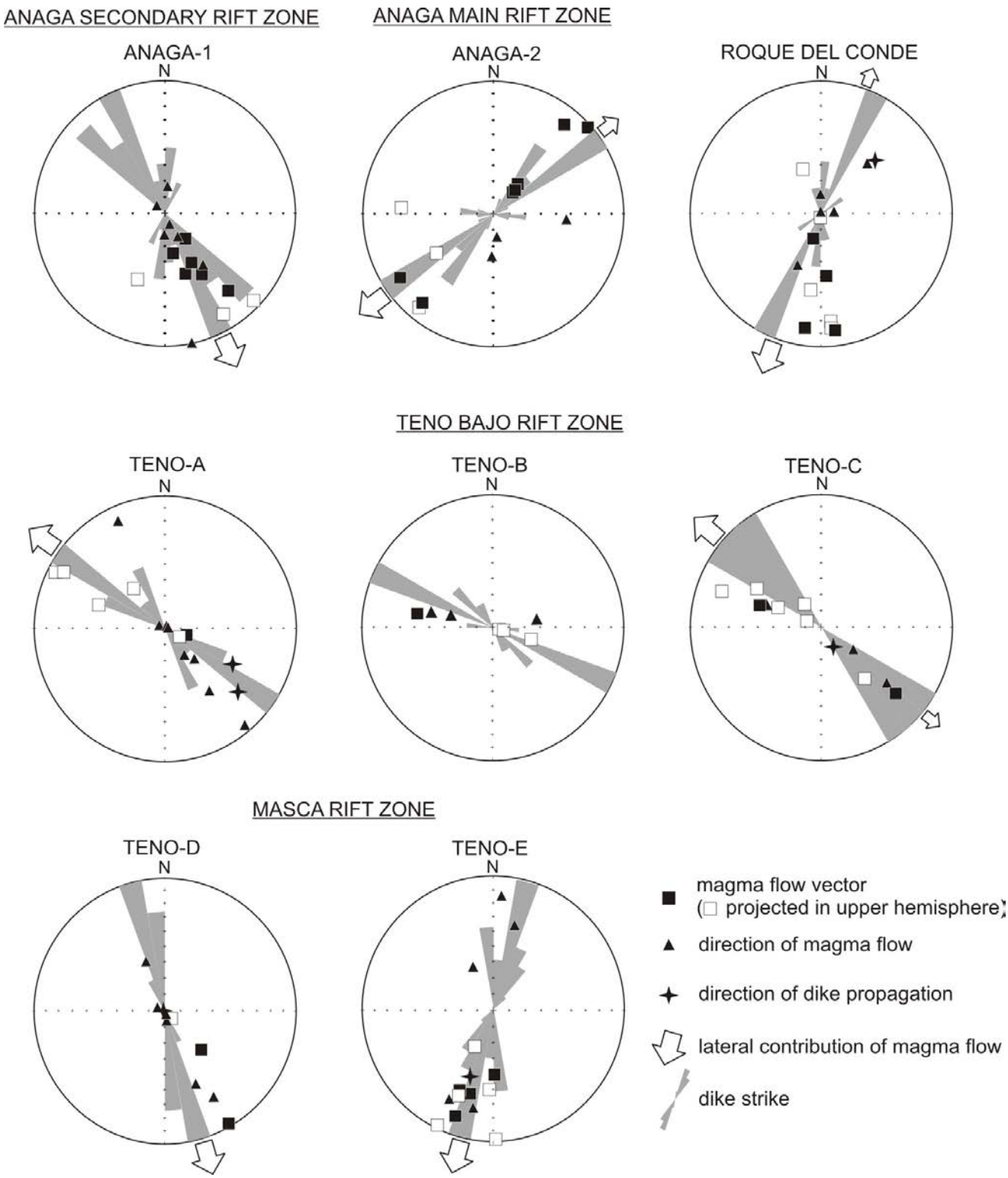

FIGURA 2. *Estereogramas de los vectores de flujo (dirección y sentido) y ejes de flujo de magma (sólo dirección) deducidos de AMS y otros indicadores de flujo en los macizos del escudo mioceno de Tenerife. También se representan la dirección de propagación de los diques y el diagrama de rosas con los rumbos de los diques. Los vectores están proyectados en ambos hemisferios y los ejes, sólo en el hemisferio inferior. La contribución lateral del flujo de magma se expresa cualitativamente con el tamaño de las flechas blancas.*

Los flujos descendentes de magma muy inclinados se han interpretado como una deflación del magma inactivo (Aubourg, *et al*., 2002; Philpotts and Philpotts, 2007) y ocurren fundamentalmente en el centro de los diques. Sin embargo, flujos descendentes de magma de entre 30º y 70º han sido interpretados como el resultado de un flujo primario durante la apertura del dique (Varga *et al*., 1998; Poland *et al*., 2004; Baer and Reches, 1987; Knight and Walker, 1988). En ausencia de otras evidencias, consideramos que un valor de 65º puede tomarse como un valor umbral para distinguir el flujo primario de la deflación del magma inactivo. Por lo tanto, para deducir la contribución lateral del flujo de magma en los perfiles de los diques representados en la figura 2, sólo se han considerado aquellos vectores con inclinaciones inferiores a 65º.

En la zona de rift principal del macizo de Anaga, los vectores de flujo están inclinados hacia el NE y el SW. En este sistema, la contribución lateral del flujo de magma es ligeramente predominante hacia el SW. En cambio, en la zona de rift secundario de Anaga, la contribución lateral del flujo del magma es dominantemente hacia el SSE. En este macizo hay un ligero predominio de flujos de magma descendentes. Los diques del macizo de Roque del Conde muestran vectores de flujo tanto ascendentes como descendentes con inclinaciones variables. La contribución lateral del flujo de magma en este sector es dominante hacia el SSW. En la zona del rift de Masca, el perfil Teno D se caracteriza por vectores y ejes de flujo de magma verticales o inclinados hacia el SSE y presenta direcciones verticales de propagación de diques. El sentido del flujo de magma es ascendente para las direcciones verticales y descendente para los flujos de magma inclinados hacia el SSE. La contribución lateral del flujo de magma es dominantemente hacia el SSE. El perfil Teno E del sistema de rift de Masca muestra vectores de flujo de magma con inclinaciones bajas a moderadas. En este perfil, la contribución lateral del flujo de magma es hacia el SSW. En la zona de Rift de Teno Bajo, los vectores de flujo de Teno A son tanto verticales como inclinados hacia el SE, con direcciones mayoritariamente ascendentes hacia el NW. Teno B se caracteriza por vectores de flujo casi verticales y ascedentes. Finalmente, en Teno C los vectores de flujo tienen inclinaciones entre moderadas y altas hacia el NW y SE.

Como ocurre en otros escenarios volcánicos, la contribución lateral del flujo de magma en la mayoría de los perfiles muestreados en Tenerife es dominante hacia las partes externas de los centros volcánicos y las crestas de las zonas de rift en los macizos del escudo basáltico. Esta componente lateral también se dirige hacia fuera de la isla de Tenerife y sugiere que el sentido del magma es en general hacia zonas de menor topografía.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (MCYT) proyecto BTE2003-08026. Es una contribución del “Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques: SGR2005-00397” i del “Centre Mixt d’Investigació GEOMODELS”.

REFERENCIAS

Aubourg, C., Giordano, G., Mattei, M. y Speranza, F. (2002): Magma flow in sub-aqueous rhyolitic dikes inferred from magnetic fabric analysis (Ponza Island, W. Italy). *Physics and Chemistry of the Earth*, Parts A/B/C, 27(25-31),1263-1272

Baer, G. y Reches, Z. (1987): Flow patterns of magma in dikes, Makhtesh Ramon, Israel. *Geology*, 15, 569-572.

Galindo, I. (2005): *Estructura volcano-tectónica y emision difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias)*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona, 350 pp.

Jelinek, V. (1976): The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application, Brno, *Geophysika*, 1-88.

Knight, M.D. y Walker, G.P.L. (1988): Magma Flow Directions in Dikes of the Koolau Complex, Oahu, Determined from Magnetic Fabric Studies. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4301-4319

Philpotts, A.R. y Philpotts, D.E. (2007): Upward and downward flow in a camptonite dike as recorded by deformed vesicles and the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161,81-94.

Poland, M.P., Fink, J.H. y Tauxe, L. (2004): Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 219 , 155-169

Rochette, P. (1987): Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1015-1020

Tauxe, L., Gee, J.S. y Staudigel, H. (1998): Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research*, 103(B8), 17,775-17,790.

Varga, R.J., Gee, J.S., Staudigel, H. y Tauxe, L. (1998): Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B3), 5241-5256

Estudio experimental de las transformaciones en la mineralogía magnética en fuegos prehistóricos y sus implicaciones en Arqueomagnetismo

Experimental study of the magnetic mineralogical transformations in prehistoric fires and their implications to Archaeomagnetism

A. Carrancho y J.J. Villalaín

Universidad de Burgos, Departamento de Física - E.Politécnica Superior, Avda. Cantabria S/N, Burgos, 09006, Spain. acarrancho@beca.ubu.es

Resumen: Se presentan los resultados de propiedades magnéticas obtenidos de la recreación experimental de fuegos prehistóricos. Controlando las temperaturas y la penetración del calor en profundidad con un sistema de termopares, se estudian las transformaciones mineralógicas producidas por el fuego en un sustrato arcilloso. Diversos análisis de magnetismo de las rocas (curvas termomagnéticas, curvas de adquisición de IRM y su desimanación térmica en 3 ejes, ciclos de histéresis, diagramas FORC, susceptibilidad magnética y desimanación de la magnetización remanente natural, entre otros) evidencian la creación de magnetita (post-quema), probablemente a partir de la reducción de hematites (pre-quema), provocando un aumento de la señal magnética. Los cambios mineralógicos más notables suceden en los 2 cm superficiales de la zona central del hogar, donde se ha generado magnetita mono-dominio. Se discuten las implicaciones de estos resultados para estudios arqueomagnéticos y su utilidad en la detección de fuegos en contextos arqueológicos.

Palabras clave: Fuegos experimentales, Arqueomagnetismo, magnetismo de las rocas, susceptibilidad magnética, mineralogía magnética.

Abstract: *We present here the rock-magnetic results obtained from the experimental recreation of prehistoric fires. By using a system of thermocouples that allows the control of temperatures and heat penetration with depth, magnetic minerals transformations are studied over a clayey substrate. Different rock-magnetic analyses (thermomagnetic curves, IRM acquisition curves and their 3-axes thermal demagnetization, hysteresis loops, FORC diagrams, magnetic susceptibility and demagnetization of the natural remanent magnetisation, among others) show the creation of post-fire magnetite, likely from pre-fire haemite, thus promoting a magnetic enhancement. The most noticeable mineralogical changes happen in the upper 2 cm of the central area of the hearth, where single-domain magnetite has been created. The implications of these results for archaeomagnetic studies and their utility for the detection of fire in archaeological sites are discussed.*

Key words: *Experimental fires, archaeomagnetism, rock-magnetism, magnetic susceptibility, magnetic mineralogy.*

INTRODUCCIÓN

El fuego es uno de los principales mecanismos responsables de las variaciones en las propiedades magnéticas en suelos y sedimentos. Las anomalías magnéticas detectadas en suelos quemados (Ej. el incremento en la susceptibilidad magnética) pueden atribuirse a la transformación de ciertos óxidos e hidróxidos de hierro, sulfuros, carbonatos y/o silicatos en fases altamente magnéticas, como la magnetita y/o maghemita (Evans y Heller, 2003). Estas transformaciones mineralógicas se producen bajo complejos procesos dependientes de factores específicos en cada sitio de estudio. Entre los factores más importantes destacan la composición mineralógica previa, las temperaturas alcanzadas, tipo y cantidad de combustible y la porosidad del suelo (Jordanova *et al*., 2001).

El proceso mineralógico más común que tiene lugar durante la combustión en hogares prehistóricos es la creación de minerales ferrimagnéticos de grano fino, provocando un incremento de la susceptibilidad magnética (McClean y Kean, 1993; Linford y Canti, 2001). Sin embargo, existen trabajos experimentales (Weston, 2002; Maki *et al*., 2006) que han demostrado el proceso contrario, la señal magnética disminuye debido a la creación de minerales no ferrimagnéticos (Ej.: inversión de maghemita a hematites). Más allá de los cambios mineralógicos que se producen por efecto del fuego y que discutiremos más adelante, se aprecia la necesidad de establecer criterios efectivos para la identificación de fuego en yacimientos arqueológicos, al menos en contextos donde su detección no es evidente.

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de la recreación experimental de fuegos prehistóricos sobre un sustrato arcilloso, controlando factores como la temperatura y la penetración del calor en profundidad. Los principales objetivos de este trabajo son: i) conocer en detalle los cambios mineralógicos que suceden por el calentamiento en sustratos arcillosos, ii) qué áreas y a

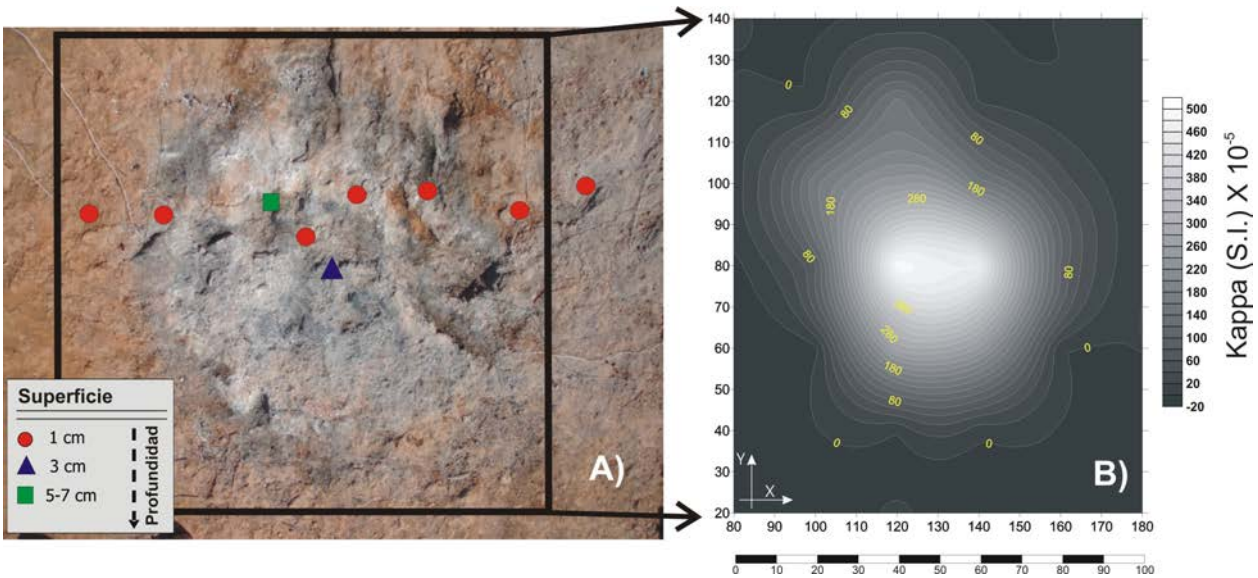

FIGURA 1. *A) Localización de los termopares sobre la superficie del hogar. B) Distribución de valores de susceptibilidad magnética sobre el hogar tras la 4ª quema sin la ceniza. Se indica la escala (cm) y los valores de susceptibilidad (x 10^{-5} S.I.).*

qué profundidad se alteran las propiedades magnéticas, y iii) qué implicaciones tienen estos resultados para los estudios arqueomagnéticos.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los fuegos experimentales se realizaron sobre un sustrato arcilloso en la localidad de Hortigüela (Burgos) en el verano del 2006. Para evitar posibles contaminaciones y generar una superficie horizontal se eliminaron los primeros 15 cm de suelo. Con la ayuda de un sistema de termopares (tipo K) colocados a lo largo de la superficie del hogar y a diferentes profundidades (1, 3 y 5-7 cm; Fig. 1) se efectuaron lecturas periódicas de la temperatura en intervalos de 5-10 minutos durante cada quema. Durante cuatro días dos veces al día se realizó la quema de combustible leñoso (encina -*Quercus ilex*-). La ceniza generada tras cada quema (~2 horas) fue recogida para evitar un efecto aislante y permitir la penetración del calor en profundidad. Las temperaturas máximas registradas se obtuvieron en la lámina más superficial, con máximos entre 400-650 ºC. Las temperaturas alcanzadas en profundidad fueron notablemente inferiores y nunca excedieron de los 250-300º C por debajo de los 4 cm.

Antes y después de la quema se recogió muestra suelta y orientada del sedimento. Los análisis paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas se realizaron en los laboratorios de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos y de la Universidad de Utrecht (Holanda). Los análisis que detallamos a continuación se realizaron sobre muestras pre- y post-quema. Sin embargo, las muestras post-quema fueron seleccionadas en diferentes profundidades y partes de la superficie del hogar (centro vs. periferia).

En las muestras orientadas se realizó desimanación progresiva de la magnetización remanente natural (NRM) por campos alternos decrecientes (AF) (0-100 mT) y térmica (0-680ºC). La medida de la NRM se realizó con un magnetómetro criogénico 2G. Asimismo, se midió la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente (KLY-4) y sus variaciones con la temperatura hasta 700º C mediante un horno CS3 conectado a un puente de susceptibilidad KLY-3. Con la ayuda de un magnetómetro alternante (modelo Micromag 2900, nivel ruido ~2 ηAm^2), se realizaron ciclos de histéresis, diagramas FORC, curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma -IRM- y curvas de backfield (±2T) sobre muestra suelta (~50 mg) del material pre y post-quema. Las curvas de adquisición de IRM obtenidas fueron posteriormente descompuestas en sus componentes de coercitividad mediante el programa de ajustes estadístico desarrollado por Kruiver *et al.*, (2001).

Muestras pre- y post-quema han sido sometidas a desimanación térmica de la IRM en 3 ejes ortogonales desde temperatura ambiente hasta 680º C, siguiendo el procedimiento de Lowrie (1990). Los campos aplicados para los ejes Z, Y y X, fueron 2T, 0.4T y 0.12T, respectivamente. Estos análisis fueron completados con análisis de distribución de valores de susceptibilidad realizados en el campo antes y después de los fuegos experimentales, mediante una sonda portátil Bartington (MS2). La susceptibilidad del sedimento post-quema fue medida con y sin ceniza tras la última quema.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La distribución de valores de la susceptibilidad tras la última quema (Fig. 1B) evidencian la creación de minerales ferrimagnéticos por la intensiva quema del sustrato. Los valores de susceptibilidad post-quema son unas 60 veces mayores con ceniza y unas 50 veces mayores sin ceniza, en comparación con el sustrato pre-quema. Además los valores más altos de susceptibilidad coinciden con las zonas centrales del hogar donde se registraron las mayores temperaturas. McClean y Kean (1993) demostraron que la ceniza leñosa contiene minerales ferrimagnéticos que contribuyen al

Muestra	Componente	Contribución (%)	SIRM (A/m)	log($B_{1/2}$) (mT)	$B_{1/2}$ (mT)	DP
Post 32 (1cm)	1	81,3	1,93E+02	1,32	20,7	0,23
Post 32 (1cm)	2	9,9	2,35E+01	3,10	1258,9	0,39
Post 32 (1cm)	3	8,8	2,10E+01	0,70	5,0	0,45
Prequema-3	1	5,0	1,80E+00	1,55	35,5	0,31
Prequema-3	2	94,4	3,40E+01	3,03	1071,5	0,42
Prequema-3	3	0,6	2,00E-01	0,80	6,3	0,42

TABLA I. *Resultados del análisis de componentes de coercitividad obtenidos de las curvas de adquisición de IRM (Kruiver et al., 2001) para una muestra post-quema (1 cm) y una muestra prequema. Para las 3 componentes identificadas se indica la SIRM -Saturación de la imanación remanente isoterma- (A/m), su contribución (%), su $B_{1/2}$ o la coercitividad media (en mT y en log_{10}) y su DP o parámetro de dispersión (en log_{10}).*

incremento de la susceptibilidad. En términos de identificación de fuegos, que el mayor incremento en la susceptibilidad resida en el sustrato es importante, ya que en contextos con una diagénesis intensa la ceniza de hogares prehistóricos es el elemento más fácilmente erosionable. La susceptibilidad es un parámetro efectivo para detectar superficies calentadas. No obstante, si el/los minerales generados por la combustión no son ferrimagnéticos (Ej.: inversión de maghemita a hematites; Maki *et al*., 2006) la susceptibilidad se reduce. Por eso, la identificación inequívoca de hogares requiere emplear parámetros magnéticos adicionales que estudien las variaciones que provoca el fuego en la composición, concentración y granulometría de los minerales magnéticos.

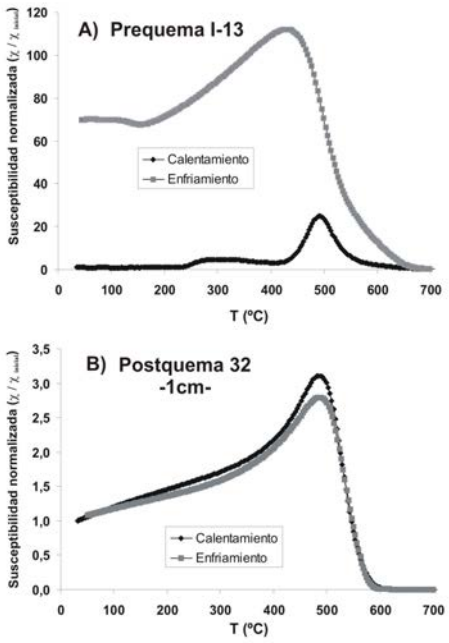

FIGURA 2. *Curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura para: A) muestra pre-quema y B) muestra post-quema del centro del hogar (1 cm). La susceptibilidad está normalizada por su valor inicial..*

En los materiales pre-quema, el mineral magnético dominante tiene propiedades magnéticas que se corresponden con las del hematites. Los experimentos de desimanación térmica de la IRM en 3 ejes han confirmado su presencia. Los bajos valores de susceptibilidad obtenidos y las elevadas coercitividades (~ 1T) de las muestras pre-quema (componente 2, Tabla I) confirman su presencia. Otras fases ferromagnéticas más blandas (magnetita y/o maghemita) también parecen coexistir con el hematites considerando la forma constreñida en el origen de los ciclos de histéresis y los resultados de la descomposición de componentes de coercitividad de las curvas de IRM (ver componente 1, muestra prequema, Tabla I). No obstante, su concentración es notablemente menor que la de hematites.

En el material post-quema el mineral magnético creado es magnetita, aunque se aprecian importantes variaciones en superficie y por profundidades. Los diagramas FORC, que informan del tipo de mineral y su estado de dominio magnético, han revelado la creación de magnetita mono-dominio (SD) en el centro del hogar (1cm). Por debajo de esa profundidad (~3 cm) domina la magnetita, aunque ya no en estado mono-dominio y la contribución de hematites es más notable. La curva termomagnética de la Fig.2B, que corresponde con una muestra del centro del hogar a 1 cm. de profundidad, sugiere por su reversibilidad que fue originalmente quemada hasta temperaturas altas, de acuerdo con las lecturas de temperatura en el campo. Este comportamiento ya no se aprecia en las muestras post-quema del borde del hogar. Aquí domina la magnetita (Fig. 3) pero la presencia de hematites es más clara en profundidad (Fig. 3B y 3C) y las curvas termomagnéticas no son reversibles siendo similares incluso a las pre-quema. Esto se debe a que estas muestras no alcanzaron temperaturas equivalentes a las máximas del experimento termomagnético (700º C), siendo todavía posible la creación de magnetita.

Probablemente la neoformación de magnetita procede de la reducción de hematites. Sin embargo, también podría proceder de la conversión de sulfuros como greigita o de minerales paramagnéticos (ferrosilicatos). Esto explicaría la fase ~250 ºC que se observa en la curva de calentamiento de las muestras pre-quema (Fig. 2A). En los diagramas de desimanación térmica de la IRM en 3 ejes, se aprecia una fase ferromagnética de baja coercitividad a temperaturas intermedias (~300º C) en algunas muestras pre-quema. Esta fase parece que sobrevive en muestras post-quema del borde del hogar por debajo de 2 cm (Fig. 3 B-C), tratándose probablemente de maghemita. Éste es un mineral metaestable que por encima de los 250º C se invierte a hematites, aunque puede invertirse a temperaturas de hasta 750º C (Dunlop y Özdemir, 1997).

Los resultados de la desimanación térmica y por AF de la NRM muestran la dirección del campo magnético

esperado. Considerando las temperaturas registradas por las muestras del centro del hogar, por encima de 580º C (Tª de Curie de la magnetita), la magnetita neoformada en el calentamiento adquirió una termorremanencia en el enfriamiento. Sin embargo, las muestras periféricas que alcanzaron temperaturas moderadas (~ 300º C), reflejan neoformación de magnetita con temperaturas de desbloqueo superiores. Esto implica una combinación de remanencia química (CRM) y térmica (TRM), (remanencia termoquímica - TCRM). Conocer el mecanismo de adquisición de la magnetización es crucial para determinar si la dirección arqueomagnética obtenida fue adquirida en la última combustión o si por el contrario, es posterior.

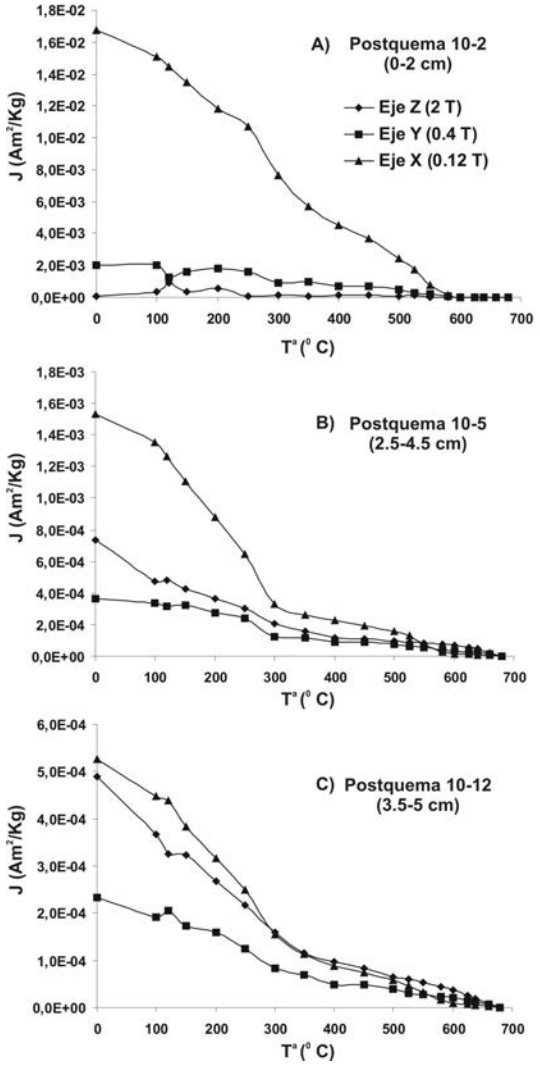

FIGURA 3. *Desimanación térmica de la IRM en 3 ejes ortogonales de tres muestras post-quema a diferentes profundidades. Los campos aplicados en los tres ejemplos son los mismos y están indicados en la fig. 3A. Para cada muestra se indica la profundidad en cm..*

CONCLUSIONES

La recreación experimental de fuegos prehistóricos en un sustrato arcilloso, con combustible leñoso y controlando las temperaturas y la penetración del calor en profundidad, ha provocado la creación de magnetita (post-quema), muy probablemente a partir de la reducción de hematites (pre-quema). Esta transformación mineralógica genera un incremento en ciertas propiedades magnéticas (NRM, susceptibilidad magnética, etc.) que pueden servir como criterio para detectar superficies afectadas por fuego en yacimientos arqueológicos. Las transformaciones químicas (neoformación de magnetita, en cierta ocasiones con tamaño de grano monodominio) más relevantes, suceden en los 2 cm superficiales y son especialmente claras en el centro del hogar, donde se alcanzaron las mayores temperaturas. De cara a realizar análisis arqueomagnéticos en superficies quemadas similares a estas, sugerimos que la recogida de muestras debe centrarse en los 2-3 cm superficiales de la zona central del hogar.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2006-02514 del MEC y BU028A06 de la Junta de Castilla y León. Ángel Carrancho disfruta de una beca predoctoral financiada por la *Fundación del Patrimonio Histórico de Castilla y León*. Agradecemos al Ayto. de Hortigüela (Burgos) los permisos concedidos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dunlop, D.J. y Özdemir, Ö. (1997): *Rock Magnetism - Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 573 p.

Evans, M.E. y Heller, F. (2003): *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics.* Academic Press, S. Diego, 299p.

Jordanova, N., Petrovsky, E., Kovacheva, M. y Jordanova, D. (2001): Factors determining magnetic enhancement of burnt clay from archaeological sites. *Journal of Archaeological Science* 28, 1137-1148.

Kruiver, P.P., Dekkers, J.M. y Heslop, D. (2001): Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters* 189: 269-276.

Linford, N.T. y Canti, M.G. (2001): Geophysical evidence for fires in antiquity: preliminary results from an experimental study. *Archaeological Prospection* 8, 211-225.

Lowrie, W. (1990): Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters* 17, 159-162.

Maki, D., Homburg, J.A. y Brosowske, S.D. (2006): Thermally activated mineralogical transformations in archaeological hearths: Inversion from maghemite γFe_2O_3 phase to Haematite αFe_2O_3 form. *Archaeological Prospection* 13, 207-227.

McClean, R.G. y Kean, W.F. (1993): Contributions of wood ash magnetism to archaeological properties of fire pits and hearths. *Earth and Planetary Science Letters* 119: 387-394.

Weston, D.G. (2002): Soil and susceptibility: aspects of thermally induced magnetism within the dynamic pedological system. *Archaeological Prospection* 9, 207-215.

Peninsular batholith deformation in Baja California Mexico with paleomagnetic evidence

Deformación del batolito peninsular Baja California México con evidencia paleomagnética

R. Contreras[1], G. Chávez[2], J. Pineda[1] y G. Villeda[1]

1 Departamento de Investigación e Innovación Científica y Tecnológica, Centro de Investigación en Ciencia Aplicada y Tecnología Avanzada, CICATA-IPN Querétaro. Cerro Blanco 141, Colinas del Cimatario, C. P. 76090, Querétaro, Qro., México. rcontreras15@hotmail.com
2 Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campos Juriquilla. C. P. 76230, Querétaro, México

Abstract: This work is centered in intrusive rock studies of the peninsular batholith in the North of the peninsula of Baja California, the data are interpreted as evidence of deformation of the peninsular batholith during the Cretaceous, although cannot be rejected the hypothesis that there is certain tilting associated to the aperture of the Gulf. The paleomagnetic directions of the peninsula are discordant with respect to North America, which has been interpreted as it demonstrates of great latitudinal displacements of the peninsula with respect to North America. Although it is evident that the aperture of the Gulf can explain approximately 350 kilometers of north-south displacement, some data suggest the displacement was approximately 1500 kilometers. The average direction of El Potrero pluton is strongly discordant. The discordance can be explained if pluton were tilted with respect to an axis NNW approximately 40º. This deformation probably happened during the Cretaceous and was caused by the location of San Pedro Martir pluton towards to east of El Potrero.

Key words: paleomagnetism, peninsular batholith, mechanism of location, tilting, Baja California.

Resumen: *Este trabajo se centra en estudios de rocas intrusivas del batolito peninsular en la parte norte de la península de Baja California, los datos se interpretan como evidencia de deformación del batolito peninsular durante el Cretácico, aunque no se puede rechazar la hipótesis de que haya cierto basculamiento asociado a la apertura del Golfo. Las direcciones paleomagnéticas de la península son discordantes con respecto a Norte América, lo que ha sido interpretado como evidencia de grandes desplazamientos latitudinales de la península con respecto a Norte América. Aunque es evidente que la apertura del Golfo puede explicar quizá aproximadamente 350 kilómetros de desplazamiento norte-sur, algunos datos sugieren que el desplazamiento fue aproximadamente 1500 kilómetros. La dirección media del plutón El Potrero es fuertemente discordante. La discordancia se puede explicar si el plutón fue basculado respecto a un eje NNW aproximadamente 40º. Esta deformación probablemente ocurrió durante el Cretácico y fue causada por el emplazamiento del plutón de San Pedro Mártir hacia al este del Potrero.*

Palabras clave: *paleomagnetismo, batolito peninsular, mecanismo de emplazamiento, basculamiento, Baja California.*

INTRODUCTION

In an orogenic setting, pluton fabrics and geochronology are commonly used in the interpretation of temporal relations between deformation and magmatism. These interpretations are based on the relationships between structural features in the pluton (its interior and its margins) and structural features in the host rock (Brun and Pons, 1981; Paterson and Tobisch, 1988; Paterson *et al*., 1991; Vernon and Paterson, 1993). Plutons can thus be interpreted as pre-, syn-, or post-tectonic. In the Peninsular Ranges Batholith (PRB) of Baja California these observations have been used to suggest that collision of the Alisitos arc with continental rocks of North American affinity took place ca. 110Ma. The inferred suture zone between an eastern arc developed on continental crust (North America) and a western oceanic arc terrane (Alisitos) was located between Sierra San Pedro Mártir (SSPM) pluton and the smaller El Potrero and San José plutons (Fig. 1), along the Main Mártir thrust (MMT). These authors suggested that the non terminal suture is thus stitched by 100–110 Ma tonalitic plutons, but shortening in the continental margin was apparently continuous from about 132 Ma to about 85 Ma.

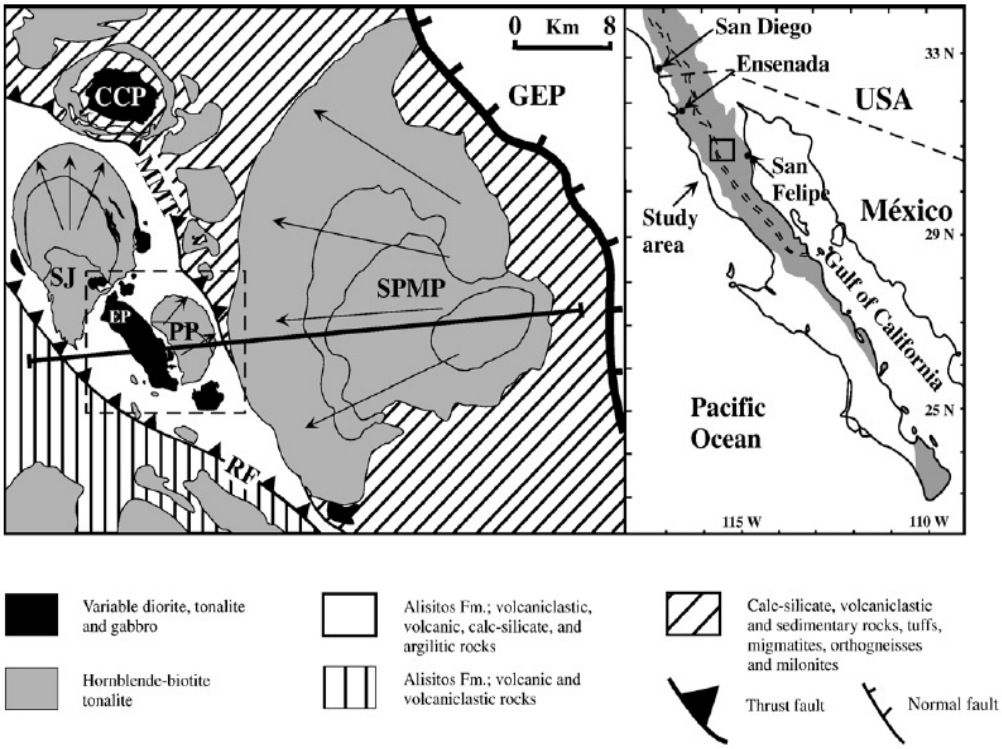

FIGURE 1. *Plain view of plutons—simplified geologic map of a segment of Sierra San Pedro Mártir. SSPMo Costilla pluton; E = Encinosa pluton; PP: El Potrero pluton; RF = Rosarito fault; MMT = Main Mártir thrust; GE = Gulf escarpment. The dashed line shows the transition zone between the western and eastern sectors of the PRB.*

GEOLOGICAL SETTING

Mesozoic rocks in Baja California record magmatism and sedimentation along a convergent that faced a large ocean basin. Volcanic, volcaniclastic and sedimentary rocks of the arc are represented by the Alisitos Formation. Plutonic rocks included in the Peninsular Ranges Batholith intrude the Alisitos Formation as well as pre-Alisitos Paleozoic and lower Mesozoic rocks of the North American margin, and represent deeper crustal levels of the Alisitos arc. The PRB is traditionally divided into an older western sector of isotopically more primitive subvolcanic plutons and an eastern sector of larger, more evolved plutons. The distinction is evident in the geochemistry, structural history, host-rock and level of crustal exposure. The transition zone between the eastern and western PRB sectors is several kilometers wide and includes the study area (Fig. 1, inset).

METHODOLOGY AND SAMPLING

The present work is based on photo-interpretation and mapping (1:20,000) of an area of 140 km^2 that includes the El Potrero, Encinosa, Santa Cruz, and parts of San José and Sierra San Pedro Mártir plutons (Fig. 1; Chávez-Cabello, 1998). It also includes petrographic analysis of 30 samples from El Potrero and Encinosa plutons, from which modal compositions were determined (van der Plas and Tobi, 1965). Samples were also collected for micro-structural analysis, from both El Potrero pluton and its host rock, with a few additional samples from nearby plutons. Four oriented samples of lithic tuffs from host-rock of the El Potrero were used for finite deformation analysis. The methodology for characterization of deformation in the host-rock involved undeformed and deformed samples. At about 200 stations in the El Potrero pluton and its surrounding area, foliation orientations were determined. In the case of the stations used for finite-deformation analysis, samples were prepared with faces parallel to the direction of maximum particle elongation, and perpendicular to it. Counting, orientation, and size were estimated for lithic particles in lithic-rich tuffs.We used standard imaging and analysis programs to estimate ellipticity and other fabric parameters. Samples for finite deformation analysis come from the cleavage triple point zone northwest of the pluton, from the western and eastern sides of the pluton (50 m from the pluton–wall rock contact), and from a few meters west of the MMT located between El Potrero and SSPM plutons (Fig. 2).

GEOLOGY AND STRUCTURAL FEATURES OF EL POTREO PLUTON

The El Potrero pluton intrudes volaniclastic rocks of the Alisitos Formation (Fig. 1) in the transition zone between the eastern and western sectors of the PRB. The most abundant lithologies in the Alisitos Formation are phyllites and low-grade metavolcanic rocks. Volcanicrocks include pyroclastic rocks, lithic tuffs, and

porphyritic lavas. Limestone, sandstone, shale, breccia and agglomerate are locally present. The El Potrero pluton is an oval shaped pluton elongated in a north–south direction, with a crystallization age of about 102.5 Ma (U–Pb zircon). The pluton borders are much more regular compared to the adjacent Encinosa pluton (Fig. 2). Compositionally, the El Potrero pluton is very homogenous, but petrographic observations indicate that it consists of a hornblende–biotite tonalite in the northeast half of the pluton and a biotite–hornblende tonalite in the southwest half (Chávez-Cabello, 1998). The mineral assemblage for both units is plagioclase+quartz+hornblende+biotite.

PALEOMAGNETISM

Natural remanent magnetization (NRM) of El Potrero samples is of relatively high intensity, of order about 102 mA/m, and demagnetization behaviour is relatively straightforward.

The characteristicmagnetization (ChRM) is a northeast-directed and moderately shallow remanence of high coercivity (N100 mT) and high unblocking temperature (N550 °C), thatmost likely resides in hematite (Fig. 3). The ChRM is locally overprinted by a soft overprint, of random orientation that can be easily removed with inductions of about 20 mT (Fig. 3a). Maximum unblocking temperatures could not be determined because samples regularly exploded in the furnace when heated above 500 °C, but in most samples no significant change in direction nor intensity was observed upon heating to that temperature, which is interpreted as a stable end-point direction (Fig. 3b and c). ChRMdirections were calculated from stable end points reached after AF or thermal demagnetization anchored to the origin. Although linear trends to the origin were not observed before samples were destroyed during demagnetization, we are confident that the magnetization isolated is free of significant secondary overprints.

MAGNETIC FABRIC

Samples of the El Potrero pluton have weakly developed but well-defined magnetic fabrics. Anisotropy of magnetic susceptibility is low, with percent anisotropy values (P) around 1.15. Lineations (susceptibility maximum axes) are tightly grouped, particularly in sites that record prolate fabrics. Most of the sites along the north–south transect record this type of fabric with T values ranging between weakly prolate −0.038 and strongly prolate −0.639. Magnetic foliations are generally parallel to regional structural trends (striking NNW–SSE to NS), and lineations dip at moderately high to steep angles east–southeast to northeast. Oblate fabrics are observed at four sites, all near a pluton margin. At the northernmost and southernmost sites (21 and 12, respectively), foliations are steep and parallel to the pluton border, but at the westernmost sites (1 and 2) they dip at shallow angles and strike at oblique angles to the contact.

DISCUSSION

The El Potrero pluton is a good example of a pluton with both post- and syntectonic features. Features common but not limited to syntectonic plutons include:

(1) The pluton is foliated and it also contains a solid-state fabric.

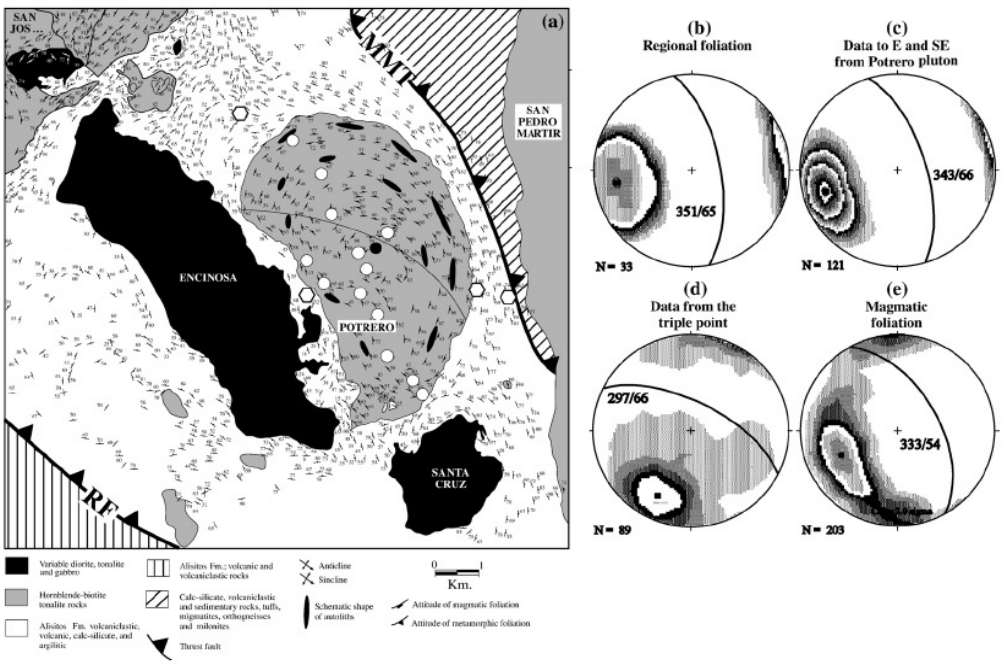

FIGURE 2. *(a) Generalized trend lines of foliation at El Potrero and vicinity. (b–e) Contoured density plots of foliation data for host rock (b–d) and magmatic foliation (e). Magmatic is only discordant to foliations in deformation shadows such as the triple point area northwest of the pluton.*

(2) These fabrics are parallel to regional cleavage.

(3) The host-rock contains cleavage triple points.

(4) The pluton presents minor shear zones.

(5) The pluton's long axis is parallel to major regional structure.

These features can be interpreted to indicate post-tectonic intrusion and deformation by expansion. Also, the Cerro Costilla, a pluton of nearly the same age as El Potrero, cross-cuts the MMT (Johnson *et al*., 1999b).

CONCLUSSIONS

We interpret that eastward asymmetric lateral expansion
of the El Potrero pluton was controlled by rheological contrast between the dioritic Encinosa pluton and the tuff and pelitic rocks of the Alisitos Formation, west and east, respectively, of the initial area of emplacement. On the other hand, fold axes in the Alisitos Formation are deviated by the El Potrero, the western contact is highly discordant to regional deformation features, and no clear conclusions can be drawn from aureole porphyroblasts. The El Potrero pluton experienced a rotation of □35° with respect to the reference direction and it is interpreted to indicate a combination of initial drag during vertical diapiric emplacement or westward lateral-oblique expansion of the adjacent San Pedro Mártir pluton (20°) and later rotation (15°) by Rosarito Fault activity in the southwest, affecting several plutons in the area (SSPM, El Potrero and Encinosa). Magnetic susceptibility fabrics reflect mostly emplacement-related stress and regional stress. Pluton fabrics and structures and their relationship to the host-rock, as well as regional observations, suggest that the El Potrero pluton is best interpreted as a syntectonic pluton emplaced inside of a regional shear zone delimited by the Main Mártir Thrust and the younger Rosarito fault.

REFERENCES

Brun, J.P., Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. Journal of Structural Geology 3, 219–230.

Paterson, S.R., Tobisch, O.T., 1988. Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria. Geology 16, 1108–1111.

Paterson, S.R., Brudos, T., Fowler Jr., T.K., Carlson, C., Bishop, K.,Vernon, R.H., 1991. Papoose Flat pluton: forceful expansion or post-emplacement deformation? Geology 19, 324–327.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. Geological Society of America Bulletin 107, 1356–1380.

Van der Plas, L., Tobi, A.C., 1965. A chart for judging the reliability ofpoint counting results.Series/Source: American Journal of Science 263 (1), 87–90.

Vernon, R.H., Paterson, S.R., 1993. The Ardara granite, Ireland: deflating an expanded intrusion. Lithos 31, 17–31.

Eocene-Oligocene magnetostratigraphy from the central part of the SE margin of the Ebro Basin

Magnetoestratigrafía del Eoceno-Oligoceno del sector central del margen SE de la Cuenca del Ebro

E. Costa[1, 2], M. Gómez-Paccard[1, 2], M. López-Blanco[1, 2], M. Garcés[1, 2], E. Beamud[1, 3], J.C. Larrasoaña[4] y L. Cabrera[1, 2]

1 Grup de Geodinàmica i Anàlisis de Conques (GGAC), Universitat de Barcelona. Centre Mixt d'Investigació GEOMODELS
2 Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n 08028-Barcelona. elicosta@ub.edu
3 Laboratori de Paleomagnetisme (Serveis de Suport a la Recerca UB-CSIC), I.C.T. "Jaume Almera", c/ Solé i Sabarís s/n 08028-Barcelona
4 Departament de Geologia Sedimentaria, I.C.T. "Jaume Almera", c/ Solé i Sabarís s/n 08028-Barcelona

Abstract: Previous magnetostratigraphic studies focused in the Eocene successions of the eastern Ebro Basin have provided some absolute age for the basin infill. These results were based on some biostratigraphic constraints which have been recently challenged. Our new results from the approximately 3000 m thick Montserrat and Maians-Rubió magnetostratigraphic sections have been integrated into the both marine and continental biochronology data, providing a more independent chronology. The resulting absolute chronology of the Montserrat-Rubió composite section represents about 10 My, covering the Lutetian to Rupelian (approximately 40.7 to 30.5 Ma). This leads to the re-evaluation of the age of the La Salut Fm. (Lutetian to Bartonian) and the Montserrat conglomerates (Bartonian to Priabonian). The last marine regression in the central part of the SE margin of the Ebro Basin yields an approximate age of about 36.0 Ma (Priabonian).

Key words: Magnetostrartigraphy, Eocene, Oligocene, Ebro Basin.

Resumen: *Estudios magnetoestratigráficos previos centrados en el Eoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro han proporcionado edades absolutas para el relleno sedimentario de la cuenca. Estos resultados magnetoestratigráficos están basados en anclajes bioestratigráficos que han sido cuestionados recientemente. En este trabajo se presenta el estudio magnetoestratigráfico de las secciones de Montserrat y Maians-Rubió. La sección compuesta, de unos 3000 m de potencia, se ha integrado con los nuevos datos bioestratigráficos disponibles de los registros marino y continental, obteniendo una cronología más independiente. La nueva cronología absoluta resultante representa unos 10 millones de años cubriendo desde el Luteciense al Rupeliense (aproximadamente 40.7-30.5 Ma.). Esto lleva a revisar las edades de la Formación La Salut (Luteciense-Bartoniense) y de los conglomerados de Montserrat (Bartoniense-Priaboniense). La última regresión marina en el sector oriental de la Cuenca del Ebro se puede datar en una edad aproximada de 36.0 Ma (Priaboniense).*

Palabras clave: *Magnetoestratigrafía, Eoceno, Oligoceno, Cuenca del Ebro.*

INTRODUCTION

The Ebro Basin (NE Iberian Peninsula) is a triangular shaped basin surrounded by three alpine ranges: the Pyrenees to the north, the Iberian Range to the SW and the Catalan Coastal Range to the SE. This basin represents the latest evolutionary stage of the South-Pyrenean Foreland Basin, which evolved from Late Cretaceous to Miocene times by flexural subsidence related to the growth of its margins because of the continental collision between the Iberian and European plates.

The Ebro Basin infill includes marine and continental sediments that are Paleocene to Middle Miocene in age. Connection of the basin with the open sea was maintained until late Eocene, when ongoing convergence along the Pyrenean margin led to the final closure of its western connection with the Atlantic Ocean. Restriction of the marine conditions during the late Eocene led to the deposition of evaporites (Òdena and Cardona Formation). Since then, a long endorheic period of uninterrupted continental sedimentation led to the accumulation of a thick sequence composed by alluvial and lacustrine deposits.

Previous magnetostratigraphic studies focused in the Eocene successions of the eastern Ebro Basin have already provided some absolute age constrains (Burbank *et al*., 1992a; Burbank *et al*., 1992b; López-Blanco *et al*., 2000; Taberner *et al*., 1999) for the deposition of the Eocene succession. These studies based most of their conclusions in some biostratigraphic constraints which have been recently challenged (Cascella and Dinarès-

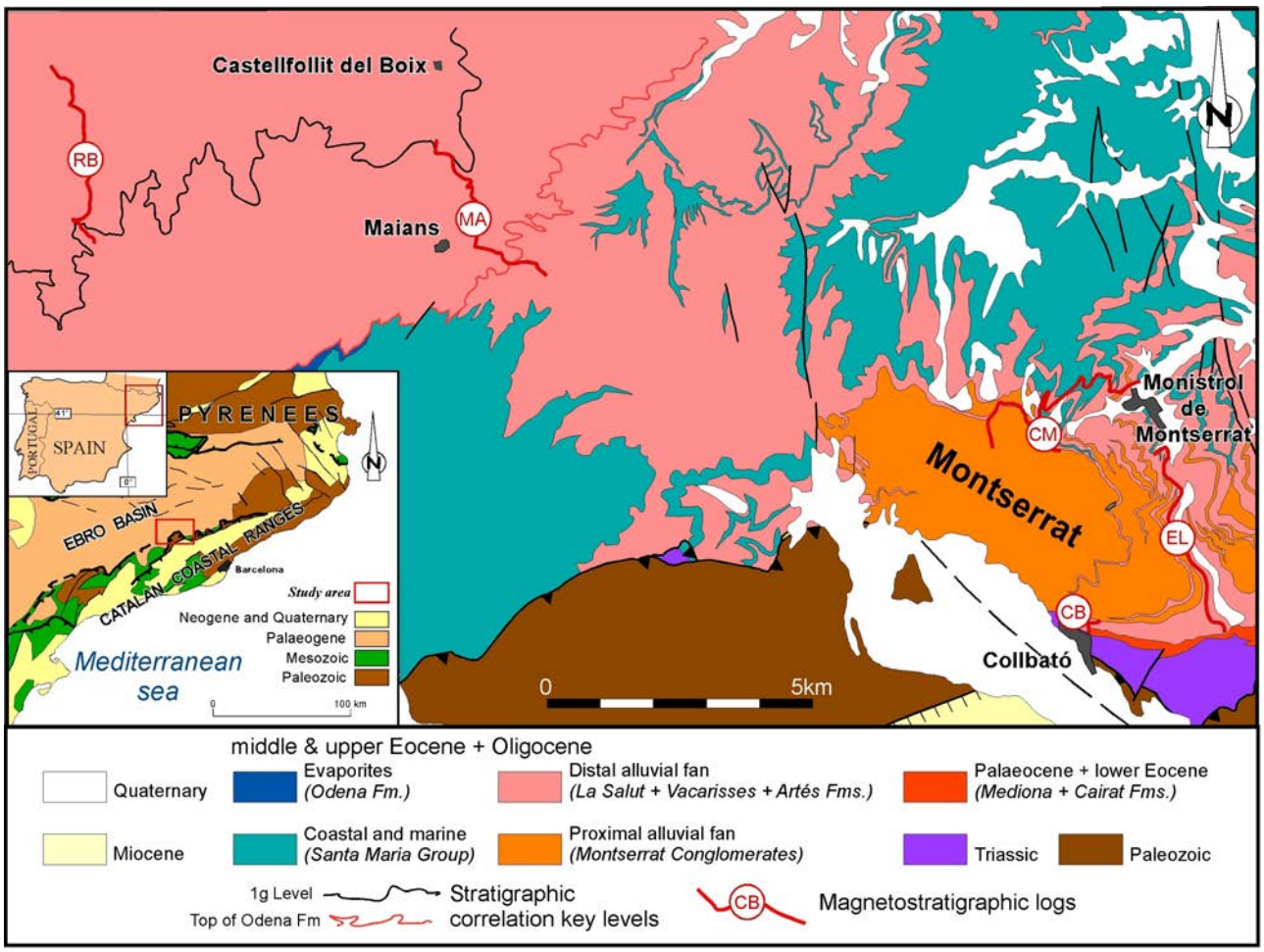

FIGURE 1. *Geological map of the central SE margin of the Ebro basin in the Montserrat-Rubió area. (From López-Blanco, 1996; López-Blanco et al., 2000; Peón and Alonso, 1973 and own recent field data).*

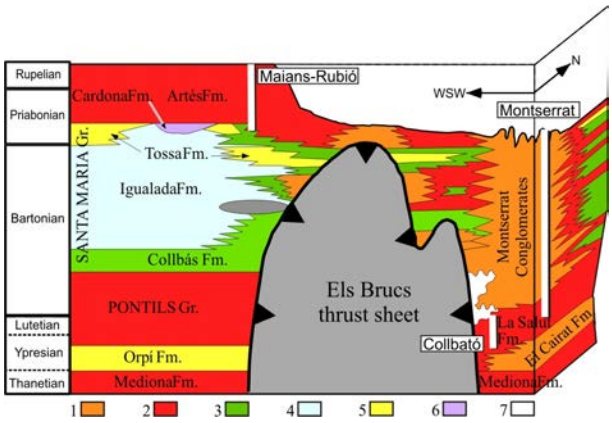

FIGURE 2. *Lithostratigraphy, chronostratigraphy and depositional enviroments of the Paleogene of the central part of the SE margin of the Ebro Basin (no vertical scale). The sampled sections are shown in white. The location of the Bartonian lower and upper boundaries resulting from the present study are shown in bold continuous line. 1: Proximal alluvial. 2: Distal alluvial and lacustrine. 3: Coastal. 4. Offshore. 5: Reef and platform carbonates. 6: Evaporites.7: Erosional gap related to syntectonic unconformities. (Modified from Anadón et al., 1985 and López-Blanco et al., 2000).*

Turell, in press). In order to solve these uncertainties we present 2 new composite magnetostratigraphic sections from the central part of the SE margin of the Ebro Basin, Montserrat and Maians-Rubió sections (See Figures 1 and 2). Our goal is to provide a more independent chronology by means of integration of a magnetostratigraphic record of approximately 3000 m that encompasses from middle Eocene to early Oligocene and puts together both marine and continental biochronology.

The stratigraphic record of the Montserrat section includes the La Salut sandstone Formation and the Montserrat conglomerates. The La Salut formation consists of red sandstones with intercalated mudstones, siltstones and conglomerates that gradually pass upwards into the Montserrat conglomerates. This conglomeratic unit grade laterally first into distal alluvial sandstones and mudstones and then to coastal and marine deposits of the Santa Maria Group (see Figure 2).

The Maians–Rubió section includes the Artés formation which consists of red alluvial and fluvial beds with some interbeded lacustrine limestones. As can be seen in figure 2 the Artés formation both passes laterally into and overlays the marine deposits of the Santa Maria Group and the Òdena Formation.

METHODOLOGY

Approximately 500 magnetostratigraphic levels were sampled from 3000 m of sedimentary succession. In the Montserrat magnetostratigraphic section 265 paleomagnetic sites were sampled spanning about 2000 m in a composite stratigraphic succession obtained from three sections: Collbató (CB), Eix Llobregat (EL) and Carretera Montserrat (CM). In the Maians-Rubió sector 240 paleomagnetic sites were collected spanning about 1000 m in a composite section: Maians (MN) and Rubió (RB) (see Figures 1 and 2).

In general two oriented cores per site were taken with an electrical portable drill. Samples were oriented using a magnetic compass with inclinometer. Sampling was focused in mudstone and sandstones and avoided coarse-grained lithologies when possible. Although unsuitable coarse sediments and conglomerates were frequent in the upper part of the Montserrat section, an adequate sampling interval of 2 to 10 meters was kept for most of the magnetostigraphic sections.

The palaeomagnetic laboratory analysis consisted in stepwise thermal demagnetization and subsequent measurement of the natural remanent magnetization (NRM) at intervals ranging between 50ºC and 10ºC. This was carried out on at least one sample per site up to a maximum temperature of 680ºC. Remanent magnetization was measured in superconducting rock magnetometers (2G Entreprises) at the Paleomagnetic Laboratories Universitat de Barcelona (Serveis de Suport a la Recerca UB-CSIC), "Fort Hoofddijk" (Utrecht University, The Netherlands) and Scripps Institution of Oceanography (University of California San Diego, United Sates of America). Magnetic susceptibility was also measured after each demagnetization step using a Kappabridge KLY-2 (Geofizika Brno).

RESULTS

Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) directions have been calculated from the demagnetization diagrams by means of principal component analysis (Kirschvink, 1980).

In all the specimens we have recognized a viscous magnetization removed by heating to 250-300ºC. Above this temperature a ChRM of either normal or reverse polarity can be identified (see Figure 3). In most of the studied samples this ChRM is related to unblocking temperatures of 670-680ºC, characteristic of hematite. In some cases an intermediate component with unblocking temperatures around 590-620ºC has been identified. For these samples the high temperature component (620-680ºC) has been considered as the ChRM. The predominant magnetic carriers of our samples are magnetite and hematite.

A local magnetic polarity stratigraphy was produced after computing the latitude of the virtual geomagnetic pole. The local magnetostratigraphic sections have been correlated to the GPTS 2004 (Gradstein *et al*., 2004) through consideration of biochronological information and regional mapping. Regional lithostratigraphic correlations indicate that the Òdena Gypsum (equivalent to the Cardona evaporites) stratigraphically overlay the Montserrat section (López-Blanco, 1996) and correlate to the lower part of the Maians-Rubió section (Figure 1). Biostratigraphic studies indicate that the "Terminal complex" (just below Òdena evaporites) is late Bartonian to lower Priabonian in age (Serra-Kiel *et al*., 2003), while recent calcareous nanoplancton data from the top marine units in the Vic area have reported Priabonian age (Cascella and Dinarès-Turell, in press). On the other hand, fossil vertebrate assemblages in the continental sediments of the Artés formation yield latest Eocene to Oligocene age. Considering these constraints, the best fit of our composite magnetostratigraphy with the GPTS leads to the correlation of the youngest marine sediments and the Cardona Fm. with the chron C16n, with an approximate age of about 36.0 Ma (Priabonian). These results contrast with previous magnetostratigraphic studies which placed the deposition of the Cardona evaporites at the lower half of the chron C17n.1n (Burbank *et al*., 1992a; Burbank *et al*., 1992b; Taberner *et al*., 1999; López-Blanco *et al*., 2000). After the anchoring of the last marine sediments to the chron C16n, the age of the Montserrat conglomerates (and lateral equivalents) is attributed to chrons C18r to C16n (Bartonian to lower Priabonian). In our proposal, the top of La Salut formation, corresponds to the chron C18r (Bartonian). This new age differs from López-Blanco *et al*. (2000) who considered La Salut Lutetian in age by attributing its top to the reversed part of chron C19. Anadón (1978) based on charophyta data attributed to the La Salut Fm. a Cuisian-Lutetian age. This formation probably includes the lowermost Bartonian and also Lutetian strata.

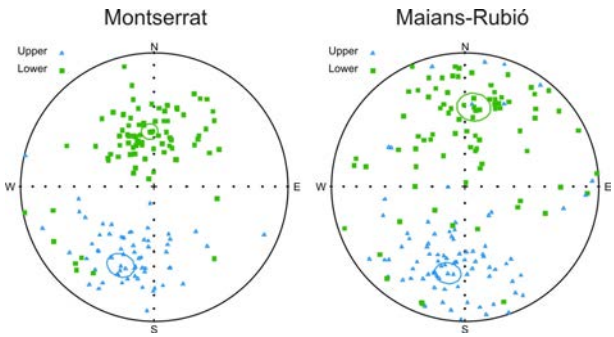

FIGURE 3. *Equal-area stereonets of the demagnetized data for the Montserrat and Maians-Rubió sections. Ellipses represent 95% confidence cones on the mean directions. No significant vertical axis rotations are observed. The statistical data related to the mean directions of each section are shown in Table I.*

Section	Polarity	N	Dec	Inc	k	a95
Montserrat						
	Reverse	67	202.9	-36.3	6.1	7.7
	Normal	81	355.5	56	11.4	4.9
Maians-Rubió						
	Reverse	85	191.2	-34.4	5.7	7.1
	Normal	82	6.4	39.9	3.8	9.3

TABLE I. Mean directions on magnetic data for the Montserrat and Maians-Rubió sections.

CONCLUSION

The resulting absolute chronology implies that the composite section of the Montserrat-Rubió represents about 10 My, covering from Lutetian to Rupelian (approximately 40.7 to 30.5 Ma). According to this new chronology, the base and top of the Bartonian are located in stratigraphic positions lower than in previous studies. This has led us to re-evaluate the age attributions for the La Salut Fm. (Lutetian to Bartonian) and the Montserrat conglomerates (Bartonian to Priabonian), as well as the chronology of the last marine regression in the central part of the SE margin of the Ebro Basin (lower Priabonian).

AKNOWLEDGEMENTS

This contribution was funded by the MEC projects: CENOCRON CGL2004-00780, MARES 3D CGL2004-05816 and REMOSS 3D-4D CGL2007-66431-C02-02/BTE. It is a contribution of the Research Group of "Geodinàmica i Anàlisi de Conques" (2005 GGR 00397 - Comissionat d'Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya) and "Centre Mixt d'Investigació GEOMODELS (UB-UPC-IGME). The authors wish to thank the Paleomagnetic Laboratories of "Serveis de Suport a la Recerca-UB", "Foort Hodfddijk"-UU and S.I.O.-UCSD.

REFERENCES

Anadón, P. (1978): *El Paleógeno continental anterior a la transgression Biarritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (prov. de Tarragona y Barcelona).* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 267 p.

Anadon, P., Marzo, M. And Puigdefàbregas, C., (1985) The Eocene Fan-Delta of Montserrat (Southeatern Ebro Basin, Spain). In: M.D. Milá and J. Rosell (Editors), *6th European Regional Meeting Excursion Guidebook*. Institut d"Estudis Ilerdencs. Lleida, pp. 108-146.

Burbank, D. W., Puigdefàbregas, C. and Muñoz, (1992a): The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1101-1120.

Burbank, D. W., Vergés, J., Muñoz, J. A. and Bentham, P. (1992b): Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 3-17.

Cascella, A. and Dinarès-Turell, J. (in press) Integrated calcareous nanofòssil biostratigraphy and magnetostratigraphy from the Eocene uppermost deposits of the southpyrenean foreland basin: evidences for Priabonian deposition. *Geologica Acta.*

Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (Eds.). (2004): *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.

Kirschvink, J. L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.

López-Blanco, M. (1996): *Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica)*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 238 p.

López-Blanco, M., Marzo, M., Burbank, D. W., Vergés, J., Roca, E., Anadón, P. and Piña, J. (2000): Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas: Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 138:17-39.

Peón, A. and Alonso, F. (1973): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 391 (Igualada)*. IGME, Madrid.

Serra-Kiel, J., Travé, A., Mató, E., Saula, E., Ferràndez-Cañadell, C., Busquets, P., Tosquella, J. and Vergés, J. (2003): Marine and Transitional Middle/Upper Eocene Units of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin (NE Spain). Geologica Acta, 1-2:177-200.

Taberner, C., Dinarès-Turell, J., Giménez, J. and Docherty, C. (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 1155-1174.

Taberner, C., Dinarès-Turell, J., Giménez, J. and Docherty, C. (2003): Discussion and Replay: Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2): 249-252.

Estudio preliminar sobre la evolución temporal de contaminantes atmosféricos en zonas urbanas y periurbanas de la ciudad de Madrid

Preliminary study about the time evolution of atmospheric pollutants in urban and periurban areas in the city of Madrid

I.R. Germade[1], A. García[2], D. Rey[1], K.J. Mohamed[1], B. Rubio[1], F. Vilas[1] y Aretech Research Team[2*]

1 Dpto. Geociencias Marinas, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36200 Vigo. danirey@uvigo.es
2 Aretech Solutions. C/ Cronos, 63, 1º 4 28037 Madrid. agracia@aretechsolutions.com *(A.M. Gutiérrez, Y.M. García, C. de la Torre, P.I. Martín, F.J. García, P. Baldó, C. Moreno)

Resumen: En este trabajo se valora la utilidad de la susceptibilidad magnética como herramienta para el estudio de la evolución temporal de la contaminación atmosférica en zonas urbanas y periurbanas. Para ello se han realizado una serie de muestreos mensuales de hojas de árboles de las especies *Platanus hispanica* y *Quercus rotundifolia* a lo largo de un año en el Noroeste de la ciudad de Madrid. Se han hecho mediciones de susceptibilidad magnética de las hojas, en cuya superficie se deposita el polvo urbano. En este polvo se encuentran diversos contaminantes entre los que destacan los metales, responsables de la señal magnética. A partir de mapas de distribución de la susceptibilidad magnética se ha observado un aumento a lo largo del tiempo en el NW de Madrid (zona con más tráfico) y en Pozuelo (zona residencial). La distinta intensidad absoluta en ambas se atribuye a la diferente intensidad del tráfico en las dos zonas.

Palabras clave: susceptibilidad magnética, magnetismo ambiental, metales, contaminación atmosférica.

Abstract: *In this study the utility of magnetic susceptibility like a tool for the study of the atmospheric pollutants transfer from urban to periurban areas is evaluated. For that, several monthly samplings of Platanus hispanica and Quercus rotundifolia leaves have been done through a year in NW Madrid. Magnetic susceptibility measurements of the leaves have been done. Urban dust is accumulated on leaves surface and it contains several pollutants like metals which are responsible of the magnetic signal. An increase of the magnetic susceptibility has been observed through the time with the study of magnetic susceptibility distribution maps. This increase affects both the NW area of Madrid (with intense traffic) and the periurban area of Pozuelo (residential area). The different intensity in the magnetic signal between both areas is attributed to differences in traffic intensity.*

Key words: *magnetic susceptibility, environmental magnetism, metals, atmospheric pollution.*

INTRODUCCIÓN

La contaminación atmosférica es uno de los principales problemas de salud pública en las grandes ciudades. Las partículas en suspensión que tienen un tamaño inferior a 10 micras se denominan PM10, pueden estar formadas por multitud de contaminantes diferentes y constituyen un aerosol. Éste puede penetrar en las vías respiratorias y llegar a fijarse en las paredes internas de los conductos alveolares, por lo que pueden ser peligrosas para la salud. Los focos más importantes de emisión a la atmósfera de origen antropogénico son el tráfico y las actividades industriales. Las partículas que se encuentran en el aire también pueden provenir de procesos naturales como la erosión de minerales de la corteza.

Normalmente para determinar la calidad del aire se han utilizado estaciones de control que miden diferentes gases y partículas en suspensión. El número limitado de estas estaciones de control no permite la elaboración de mapas de contaminación atmosférica con una resolución espacial alta. La obtención de datos que representen un promedio de tiempo son más útiles que las determinaciones directas de concentración de contaminantes en el aire en periodos de tiempo cortos, para estimar los efectos de los contaminantes a largo plazo, que probablemente son los que más influyen en la salud de las personas (Moreno *et al*., 2003). Uno de los métodos pasivos que existen para estudiar la contaminación atmosférica es el análisis del polvo urbano que hay en las ciudades. Parte de las partículas atmosféricas que se encuentran en el polvo urbano son magnéticas (Petrovský *et al*., 1999). En los aerosoles, la magnetita está asociada con otros metales como el Zn, Cd y Cr (Moreno *et al*., 2003). El estudio de la fracción magnética del polvo urbano ha sido utilizado para delimitar zonas con contaminación atmosférica alta en ambientes urbanos. Las mediciones de propiedades magnéticas del polvo urbano se han utilizado como una herramienta complementaria junto con métodos geoquímicos que son más laboriosos y más caros (Davila *et al*., 2006).

Las hojas de los árboles acumulan partículas atmosféricas sobre su superficie. La especie *Platanus hispanica,* que es una de las más abundantes en Madrid, tiene una gran superficie que puede acumular el polvo urbano. La amplia distribución de las hojas de árboles permite tomar un gran número de puntos de muestreo para poder alcanzar una gran resolución espacial que no se conseguiría con estaciones de control. Sin embargo, uno de los inconvenientes de la utilización de la medida de las propiedades magnéticas es la reproducibilidad, por ese motivo es conveniente combinar técnicas magnéticas y análisis químicos en los estudios sobre contaminación atmosférica para establecer inicialmente la relación entre estas propiedades magnéticas y el tipo de contaminantes (i.e., Davila *et al*., 2006). Una vez establecido esto, el bajo coste, rapidez, y carácter no destructivo del método magnético, lo convierte en una valiosa herramienta para llevar a cabo un seguimiento de alta resolución espacial y temporal en una determinada zona. Este tipo de estudios basados en las propiedades magnéticas de partículas depositadas sobre hojas de árboles se han realizado en distintas ciudades como Leoben (Hanesch *et al*., 2003), Madrid (McIntosh *et al*., 2007), Norwich (Maher *et al*., 2008), Roma (Moreno *et al*., 2003) o Vigo (Davila *et al*., 2006). La elección de la especie de árbol utilizada depende de su abundancia en esa zona. En las ciudades europeas las más estudiadas han sido *Platanus hispanica* y *Quercus ilex,* entre otras. En la mayoría de los casos se ha visto la variación espacial de la contaminación por vehículos y la correlación entre parámetros magnéticos y concentración de metales.

En este trabajo se pretende mostrar la variación temporal de la contaminación atmosférica y la transferencia de contaminantes de zonas urbanas a periurbanas en la ciudad de Madrid. Existen pocos estudios en los que se aborde la variación temporal de los parámetros magnéticos (e.g. McIntosh *et al*., 2007; Moreno *et al*., 2003) y además en ningún caso se han realizado muestreos durante un año completo.

METODOLOGÍA

Se han realizado una serie de muestreos mensuales de hojas de las especies *Platanus hispanica* y *Quercus rotundifolia* a lo largo de un año en la ciudad de Madrid. Con estas hojas se han hecho mediciones de susceptibilidad magnética de baja frecuencia (0.47kHz) en el laboratorio de la empresa Aretech Solutions. La preparación de las muestras consiste en cortar 50 cm^2 de la zona central de tres hojas de cada punto de muestreo (150 cm^2 por localidad) e introducirlos en cilindros de plástico estándar de 2.54 x 2.2 cm para medidas magnéticas. El equipo utilizado ha sido el susceptómetro de Bartington MS2 de Aretech Solutions, intercalibrado con referencia a la red MAGNET (Sagnotti *et al*., 2003). También se realizaron determinaciones analíticas para identificar los principales metales presentes en las muestras. Para ello seleccionamos una serie de muestras con alta y baja susceptibilidad magnética. La extracción de los metales se llevó a cabo en el departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio de la Universidad de Vigo. El método utilizado para la extracción de los metales fue un lavado de las hojas con una disolución de ácido nítrico al 1%. Durante 72 horas se extrajeron los metales de las muestras en recipientes cerrados. El extracto se filtró a 0.2 µm y se analizó posteriormente el contenido en Al, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn y Zn. La determinación analítica de los metales se realizó en los servicios centrales de investigación de la Universidad de Vigo (C.A.C.T.I.), mediante ICP-OES. Para identificar el tipo de partículas depositadas en la superficie de las hojas, responsables de la señal magnética, se llevaron a cabo estudios de microscopía electrónica. El equipo utilizado fue un microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FE-SEM). Esta técnica también se utilizó para comprobar que la eficiencia de la extracción por medio del lavado con ácido nítrico al 1% de las hojas era satisfactoria.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los valores obtenidos de susceptibilidad magnética normalizados con respecto al área y a la masa oscilan entre $0{,}08.10^{-7}$m. y $0{,}36.10^{-7}$m con un valor medio de $0{,}04.10^{-7}$m. para los meses de mayo a diciembre de 2007. Se seleccionaron una serie de muestras del mes de mayo con alta y baja susceptibilidad magnética para determinar la concentración de metales. Los resultados obtenidos oscilan entre 1693.37 $\mu g.g^{-1}$ y 0.00 $\mu g.g^{-1}$. Estos valores aparecen en la Tabla I.

Se ha buscado una correlación entre los datos de concentración de metales y las medidas de susceptibilidad magnética. Para ello hemos utilizado la susceptibilidad magnética de baja frecuencia respecto a la masa y respecto a la superficie de las hojas, que son la (klf/kg)/max y la (klf/área)/max. Las correlaciones más altas se han obtenido entre la (klf/kg)/max y la (klf/área)/max, y entre la (klf/área)/max y el Al y el Fe, tal y como se muestra en la Tabla II. Aunque la relación existente entre la susceptibilidad magnética de las hojas y su contenido en metales ya ha sido probada en estudios anteriores (e.g. Dávila *et al*., 2006) nuestros resultados muestran una correlación significativa aunque algo más baja que la observada en estos trabajos. Esto se interpreta como resultado de un número todavía limitado de análisis, de la baja concentración e inhomogeneidad de las partículas contaminantes en las hojas y de un lavado no completamente eficiente.

La observación al microscopio electrónico de barrido de emisión de campo del haz y envés de hojas de *Platanus hispanica* y *Quercus rotundifolia* de muestras que presentaban alta y baja susceptibilidad magnética no muestran grandes diferencias en la cantidad de partículas presentes en hojas, ratificando la gran sensibilidad del método magnético. Se encontró sin embargo un mayor número de partículas en el haz que en el envés de las hojas y éstas se distribuyen por lo general de forma bastante aleatoria sobre la superficie de las hojas. En algunos casos parece observarse una distribución preferente en la proximidad de los nervios (Fig. 1a).

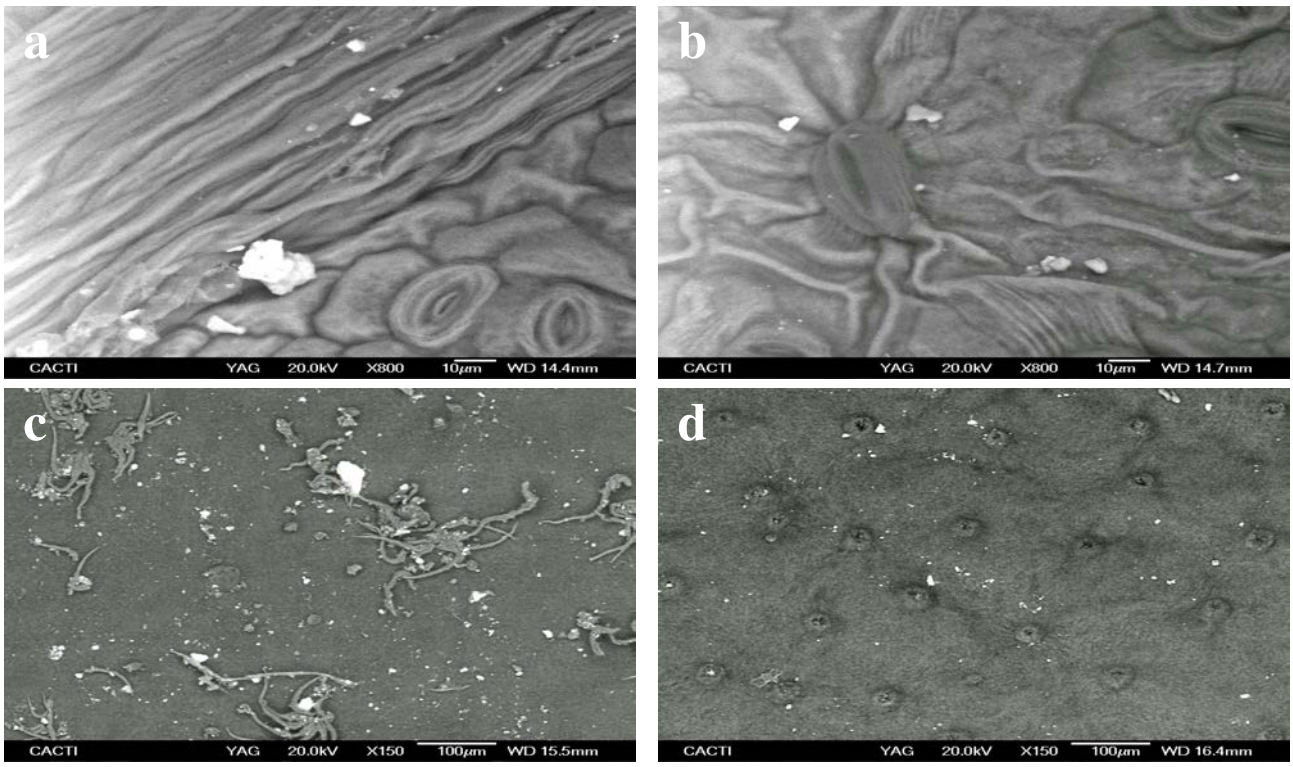

FIGURA 1. *(A) Envés de una hoja de Platanus hispanica de una muestra seleccionada por su baja susceptibilidad magnética (muestra 3.3) donde se pueden observar partículas retenidas en el nervio. (B) Envés de una hoja de Platanus hispanica de una muestra seleccionada por su alta susceptibilidad magnética (muestra 16.3). (C) Haz de una hoja de Quercus rotundifolia de la muestra 10.0 antes del lavado con HNO_3. (D) Haz de una hoja de Quercus rotundifolia de la muestra 10.0 después del lavado con HNO_3, lo que muestra que el lavado no ha sido completo.*

Metal	Valor máximo	Valor mínimo	Promedio	Desviación típica
Al	157,73	13,63	45,76	36,55
Cd	0,18	0,02	0,08	0,05
Co	0,36	0,08	0,15	0,07
Cu	34,47	4,90	12,64	7,39
Fe	219,69	44,34	94,28	39,40
Mn	1693,37	17,29	373,96	484,30
Ni	3,00	0,29	1,14	0,64
Pb	6,05	0,00	1,89	1,41
Zn	116,26	17,30	53,35	27,50

TABLA I. *Valores máximos, mínimos, promedio y desviación típica de la concentración de metales de las muestras seleccionadas expresados en $\mu g\ g^{-1}$.*

		(klf/kg)/ max	(klf/área)/ max	Al ($\mu g\ g^{-1}$)	Fe ($\mu g\ g^{-1}$)
(klf/kg)/ max	r	1	0,834(**)	0,484(*)	0,366
(klf/área)/ max	r	0,834(**)	1	0,696 (**)	0,615 (**)

TABLA II. *Valores del coeficiente de correlación de Pearson entre la susceptibilidad magnética y la concentración de metales presentes en las hojas. La (klf/kg)/max presenta una correlación significativa al nivel ($p< 0.05$) (*) con el Al. La (klf/área)/max presenta una correlación significativa al nivel ($p< 0.01$) (**) con el Al y el Fe.*

Los muestreos mensuales han permitido establecer el patrón de variación espacial y de la susceptibilidad magnética de las hojas y su evolución temporal a lo largo de un año (Fig. 2). La distribución espacial muestra que los valores más elevados se sitúan al Este, dentro de la zona urbana de Madrid, con máximos de $3.2.10^{-8}m^3/kg$ y $14.6.10^{-8}m^3/kg$ relacionados con su proximidad a la autovía M-30, y que gradualmente disminuyen hacia el Oeste y en la zona de Pozuelo hacia el Este; siempre hacia la zona del extrarradio. En ambos casos los valores aumentan progresivamente a lo largo del año, como consecuencia de la acumulación de partículas en el tiempo. El patrón de distribución espacial, es similar en las dos zonas y parece indicar la existencia de un proceso común de contaminación difusa, constante y homogéneo para toda la zona de estudio pero cuya intensidad estaría controlada espacialmente.

CONCLUSIONES

El aumento de la susceptibilidad magnética a lo largo de los meses indica que uno de los principales factores que influyen en las propiedades magnéticas de las hojas es el tiempo de exposición al polvo atmosférico.

Es necesaria una mejor caracterización magnética y composicional del origen de las partículas para poder identificar su fuente de emisión y establecer de forma definitiva que la distribución de valores observada en Madrid y Pozuelo se debe a procesos similares muy distribuidos espacialmente, pero de distinta intensidad (i.e. tráfico) y descartar una posible transferencia de contaminantes desde Madrid hacia Pozuelo.

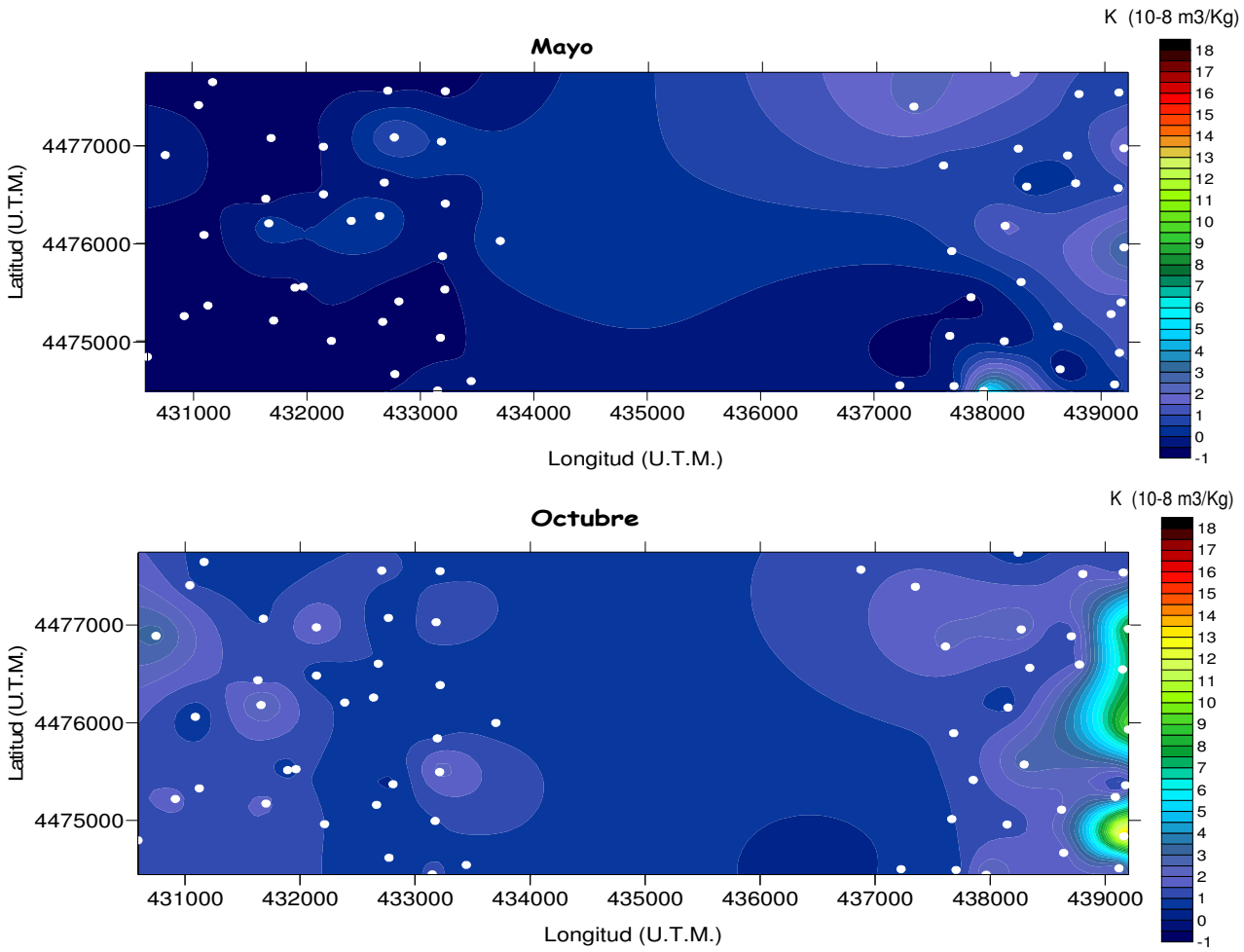

FIGURA 2. *Comparación de la distribución de la susceptibilidad magnética medida en hojas de Platanus hispanica entre los meses de mayo y octubre de 2007. En la zona izquierda están los puntos de muestreo de Pozuelo y en la derecha los del centro de Madrid.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en colaboración con el proyecto del M.M.A A058/2007/1-10.1. desarrollado por la empresa Aretech Solutions. Constituye una contribución a los proyectos CTM2007-61227/MAR del MCYT y PGDIT06TAM31201PR de la XUGA. Beca 3er ciclo XUGA concedida a I.R.Germade.

REFERENCIAS

Davila, AF., Rey, D., Mohamed, K., Rubio, B., Guerra, AP. (2006): Mapping the sources of urban dust in a coastal environment by measuring magnetic parameters of *Platanus hispanica* leaves. *Environmental Science & Technology*. 40: 3922-3928.

Hanesch, M., Scholger. R., Rey, D. (2003): Mapping dust distribution around an industrial site by measuring magnetic parameters of tree leaves. *Atmospheric Environment*. 37: 5125-5133.

Maher, B.A., Moore, C., Matzka, J. (2008): Spatial variation in vehicle-derived metal pollution identified by magnetic and elemental analysis of roadside tree leaves. *Atmospheric Environment*. 42: 364-373.

McIntosh, G., Gómez-Pasccard, M., Osete, M.L. (2007): The magnetic properties of particles deposited on Platanus x hispanica leaves in Madrid, Spain, and their temporal and spatial variations. *Science of the Total Environment*. 382: 135-146.

Moreno, E., Sagnotti, L., Dinarès-Turell, J., Winkler, A., Cascella, A. (2003): Biomonitoring of traffic air pollution in Rome using magnetic properties of tree leaves. *Atmospheric Environment*. 37: 2967-2977.

Petrovský, E. y Ellwood, B.B. (1999): Magnetic monitoring of air, land and water pollution. En: *Quaternary Climates, Environments and Magnetism.* (B. A. Maher y R. Thompson, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 279-322.

Sagnotti, L., Rochette, P., Jackson, M., Vadeboin, F., Dinarès-Turell, J., Winkler, A., and "Mag-Net" Science Team (2003): Inter-laboratory calibration of low-field magnetic and anhysteretic susceptibility measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 138: 25-38.

Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en diques basálticos de la Isla de Flores (Azores)

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in basaltic dikes from the Flores island (Azores)

A. Gil[1], O. Pueyo Anchuela[1], M. Lago[1], Z. França[2] y V.H. Forjaz[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, nº 12. CP:50.009. Zaragoza (España) agil@unizar.es
2 Departamento de Geociencias. Universidade dos Açores. R.Mare de Deus, 9501-801, Ponta Delgada, Portugal

Resumen: Se presenta el estudio de la fábrica magnética de diques basálticos de la isla de Flores, (Azores), usando la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM). Las muestras proceden de un total de 6 diques y un conducto volcánico exhumado. Todos los diques muestran una fábrica magnética normal de origen ígneo determinada por la orientación preferente de cristales de titano-magnetita. Para tres de los diques estudiados, localizados en la parte SO de la isla, la lineación magnética revela una dirección de flujo vertical consistente, en uno de ellos, con la obtenida para un conducto volcánico exhumado. El resto de los casos, muestran lineaciones horizontales o ligeramente inclinadas.

Palabras clave: ASM, diques basálticos, dirección de flujo magmático, vulcanismo, Azores.

Abstract: *We display the study of basaltic dykes from the Flores island (Azores Archipielago) using the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) technique. Samples come from 6 dykes and an exhumed volcanic neck. All dykes show igneous normal magnetic fabrics determined by the preferred orientation of titano-magnetite. In three dykes, located in the SW part of the island, the magnetic lineation indicates a vertical flow which is consistent with an exhumed volcanic neck. The rest of the cases, show subhorizontal to moderately tilted magnetic lineations.*

Key words: *AMS, basaltic dykes, magma flow direction, volcanism, Azores.*

INTRODUCCIÓN

El archipiélago de las Azores consta de nueve islas volcánicas localizadas en las proximidades del punto triple entre las placas tectónicas de Norte América, Eurasia y África (Fig.1). Las islas orientales del archipiélago de las Azores muestran un patrón de orientación relacionado con la migración del contacto activo Europa-Africa. En contraste, las islas occidentales muestran una orientación preferente N-S. La isla de Flores, la más occidental del archipiélago, se sitúa al oeste de la dorsal atlántica sobre placa Norteamericana.

La génesis y evolución de la isla se relaciona con un conjunto de estructuras tectónicas que, durante el Cuaternario, han sido responsables de su desarrollo y actividad sísmovolcánica. El sistema de fracturación se caracteriza por un sistema de fallas con movimiento direccional y de orientación aproximada E-W, paralela a las fallas transformantes y otro, el más representativo, de orientación NNW-SSE, (N30-40) paralelo a la dorsal. La historia volcánica de la isla de Flores posiblemente iniciada durante el Mioceno superior, puede subdividirse en dos grandes periodos evolutivos: complejo basal y superior (fases de proto-isla y de vulcanismo insular; Azevedo 1999).

Dentro del conjunto de la isla pueden separarse dos tipos principales de estructuras intrusivas, caracterizadas por distintos litotipos texturales relacionados con distintas condiciones de emplazamiento. Por un lado, se distingue un conjunto de diques, con periodos de enfriamiento medio-largos y texturas faneríticas, que afectan principalmente a las unidades del Complejo Basal (CB1 y CB2 y a la unidad inferior del Complejo Superior (CS1). El segundo grupo de diques se caracteriza por texturas afaníticas asociadas a enfriamientos rápidos. El primero de los sistemas de diques muestra una orientación principal NNE-SSW y de forma menos desarrollada su sistema conjugado. Por otro lado, el segundo de los sistemas muestra una relación clara con los sistemas de calderas de la isla.

En este trabajo aplicamos la técnica de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) a un conjunto de cuerpos ígneos (6 diques y un conducto volcánico) de la isla de Flores (archipiélago de Azores). El principal objetivo del estudio se centra en la interpretación cinemática de la fábrica magnética de los cuerpos estudiados con el fin de inferir direcciones de flujo magmático y su significado a escala del complejo volcánico de la Isla de Flores.

ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La ASM describe la variación de la susceptibilidad magnética según la orientación, dentro de un material cuando sobre él se aplica un campo magnético de baja intensidad y representa la contribución de todas las fases magnéticas presentes en la roca (dia-, para- y

ferromagnéticas). Por esta razón, la fábrica magnética de rocas básicas puede reflejar la organización espacial de los minerales ferromagnéticos presentes en ellas. Es por esto que la ASM se emplea para determinar tanto la dirección como el sentido del flujo ígneo dentro de intrusiones tabulares basálticas como los diques (por ejemplo, Rochette *et al*., 1991).

Debido a la presencia dominante de titanomagnetita en su matriz, la susceptibilidad magnética en rocas basálticas es superior a 10^{-3} unidades SI siendo irrelevante el efecto de la fracción paramagnética (Rochette *et al*, 1991). En rocas en las que la susceptibilidad se debe a minerales ferromagnéticos multi-dominio, el origen de la ASM se relaciona con la forma de los granos de magnetita (anisotropía de forma), siendo el Kmax paralelo al eje largo de la partícula, incluso en aquellos casos en los que existe interacción de granos magnéticos o anisotropía de su distribución en la roca (Hargraves *et al*., 1991).

En el presente trabajo, el análisis de la fábrica magnética se ha centrado en un total de 6 diques y un conducto volcánico exhumado. Todos los cuerpos ígneos corresponden al Complejo basal y a la unidad inferior del Complejo Superior (Azevedo, 1999).

Los diques presentan espesores variables (Tabla 1) de entre 2m (FLW1) y 25m (FLW3), afloran en posición subvertical y están afectados por distintas familias de fracturas relacionadas con el proceso de consolidación del magma (Fig. 1). Las orientaciones de los diques estudiados muestran un predominio de orientación NNW-SSE y NNE-SSW (Fig. 1). Además se ha estudiado un conducto volcánico exhumado, de pequeñas dimensiones (Fig. 1). A partir de 200 muestras extraídas con una perforadora portátil, se han obtenido un total de 470 especímenes. El muestreo se ha adaptado a las condiciones de afloramiento en cada uno de los casos: en tres de los diques (FLW1, FLW4 y FLW7) el muestreo se ha realizado a través de perfiles borde-centro-borde, en FLW2 se han muestreado exclusivamente sus dos márgenes y en FLW3 y FLW5 tanto sus márgenes como la sección perpendicular. Por último, el conducto volcánico estudiado (FLW6 c.v) se ha muestreado a lo largo de las 3/4 partes de su sección aflorante. En esta estación el intenso desarrollo de disyunción columnar ha permitido realizar un muestreo detallado de una de las columnas (FLW6 c).

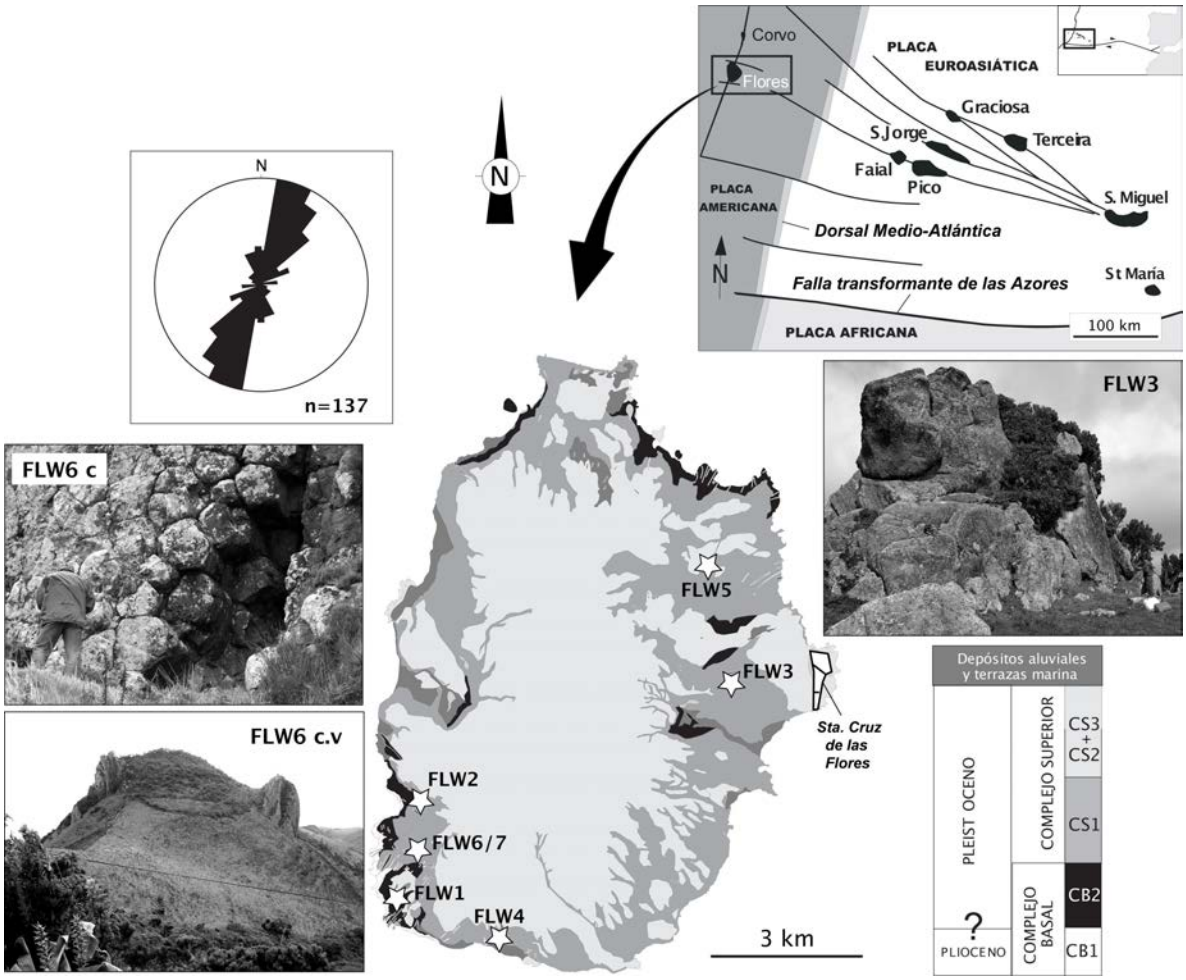

FIGURA 1. *Mapa geológico de la Isla de Flores con la situación de los afloramientos estudiados y la columna estratigráfica sintética de las unidades magmáticas diferenciadas para este trabajo (basado en Azevedo, 1999). Las fotografías muestran el aspecto de campo de algunos afloramientos: FLW6 c (disyunción columnar), FLW6 c.v (conducto volcánico exhumado), FLW3 (dique de espesor decamétrico).*

RESULTADOS

La medida de la susceptibilidad magnética y los resultados relativos a los distintos parámetros utilizados se ha realizado con un susceptómetro KLY-3S (Agico). Como muestra la Tabla 1, los valores de susceptibilidad (Km) varían entre 2.0 y 44.7 x 10^{-3} unidades SI. Las notables diferencias en los valores de la susceptibilidad media en estas rocas pueden relacionarse con variaciones del tipo y contribución mineral. Los valores más elevados (estaciones FLW1, FLW3 y FLW5) corresponden a basaltos porfiríticos con olivino, piroxeno y fenocristales de plagioclasa, mientras que los valores más bajos se relacionan con basaltos ricos en plagioclasa.

El estudio de la forma de los elipsoides magnéticos se ha realizado mediante gráficos de anisotropía en los que la forma de los elipsoides magnéticos (T; Jelinek, 1981) se representa frente a su grado de anisotropía corregida (P´; Jelinek, 1981) (Fig.2). Como muestran los gráficos las formas triaxiales (0.5>T>-0.5) caracterizan la fábrica magnética de estas rocas. Sólo en tres casos (estaciones FLW02, FLW06 y FLW07) prevalece el carácter planar de la fábrica.

El análisis direccional de la fábrica magnética se ha realizado mediante la proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad (Kmax, Kint y Kmin). Con el fin de determinar el tipo de relación espacial entre la fábrica magnética y la petrofábrica, también se han representado la orientación de las paredes de los diques, además del eje promedio de la columna estudiada (FLW06 c), y lineación mineral (vesículas de desgasificación en FLW05). A partir de la comparación de estos elementos se han diferenciado dos patrones magnéticos.

Estación	n	p	*Km*	P´ (x 10^{-3})	T (x 10^{-2})
FLW1	54	2	44.7 (1.5)	1.043 (2.1)	-0.15 (4.1)
FLW2	76	8	2.0 (0.05)	1.015 (1.0)	0.31 (4.0)
FLW3	76	25	28.6 (0.7)	1.032 (1.1)	- 0.00 (5.0)
FLW4	50	15	4.8 (0.3)	1.037 (2.0)	0.26 (6.1)
FLW5	112	8	19.6 (0.4)	1.028 (1.1)	0.18 (4.1)
FLW6 (c)	29	-	8.8 (0.4)	1.055 (3.1)	0.27 (6.0)
FLW6 (n)	45	-	8.4 (0.5)	1.052 (5.0)	0.25 (8.0)
FLW7	27	5	5.6 (0.9)	1.028 (5.1)	0.21 (7.1)

TABLA 1. *Datos de ASM promedio para cada estación, n=número de especimenes, p=potencia en metros, Km=susceptiobilidad media (x10 $^{-3}$ SI), P´=grado de anisotropía corregida, T=parámetro de forma. Entre paréntesis, error estándar.*

El primero se caracteriza por una lineación magnética (agrupamiento de ejes Kmax) en posición vertical coherente con los elementos petroestructurales. En el caso de los diques (estaciones FLW1, FLW2 y FLW7, Fig. 2) la lineación aparece contenida en el plano del dique, mientras que la foliación magnética (ejes Kmax y Kint) se mantiene paralela a aquella. Para la columna analizada (estación FLW6 columna, Fig. 2) la correlación también es manifiesta, mostrando una foliación magnética que se distribuye según un círculo mayor y su polo coincide con el eje de la columna.

Por último, en el caso del conducto volcánico (estación FLW6 c. volcánico, Fig. 2), el carácter radial de la fábrica magnética (lineación magnética vertical y dispersión de los otros dos grupos de ejes en el plano horizontal) es compatible tanto con la propia modalidad de emplazamiento como con el patrón de disyunción columnar subhorizontal observado.

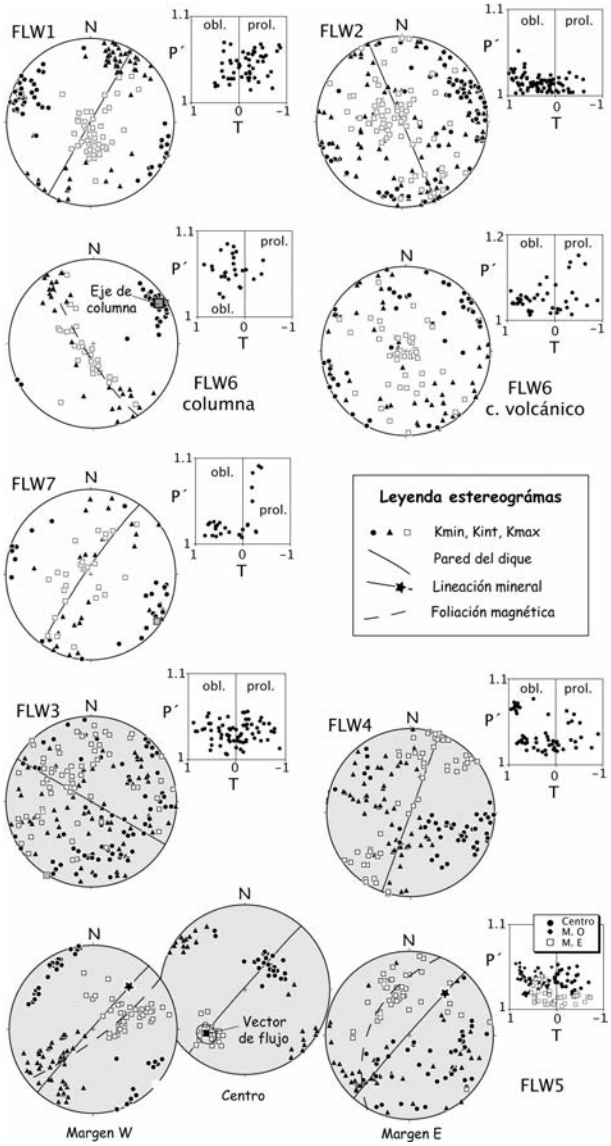

FIGURA 2. *Estereogramas y gráficos de anisotropía de los afloramientos estudiados. En blanco, fábricas con lineación magnética vertical y en gris, subhorizontal.*

El segundo grupo de estaciones muestran relaciones más complejas entre fábrica magnética y petrofábrica. A diferencia del caso anterior se observa una lineación magnética con una inmersión menor (estaciones FLW3, FLW4 y FLW5, Fig. 2). En el caso del dique FLW3 (con un espesor medio de 20 m), la fábrica magnética queda pobremente definida aunque el máximo agrupamiento de ejes Kmax sobre la pared del dique sugiere su carácter normal. El dique FLW4 muestra una fábrica marcadamente linear con la lineación magnética de orientación NNE-SSW. Por último el dique FLW5

muestra el patrón direccional más complejo. Para explicar esta fábrica magnética se han representado por separado los especimenes extraídos de ambas paredes y en la parte central del dique. Se observa una marcada simetría en la orientación de la lineación magnética en ambos márgenes, en relación a la pared del dique vertical de dirección NE-SW. Este patrón de simetría es compatible con el efecto de la cizalla en ambos márgenes del dique inducido por el movimiento del magma (Callot *et al*., 2001). De este modo la intersección de los planos de foliación magnética (o subfábricas tipo S-C) dan la orientación del vector de flujo magmático.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los valores de Km (entre 2.0 y 44.7 x10^{-3}SI) indican que la susceptibilidad de estas rocas se debe fundamentalmente a la presencia de minerales ferromagnéticos (Rochette *et al*, 1991). El estudio geoquímico de varias muestras indica la presencia de titanomagnetita. Por otro lado, el análisis petrográfico muestra el predominio de monocristales de gran tamaño.

El distinto comportamiento de la susceptibilidad con respecto a la anisotropía de forma, en función del tamaño de grano o comportamiento en dominios, provoca la utilización de términos referidos como fábrica normal o inversa. De acuerdo con Rochette *et al.* (1991) en un dique, una fábrica magnética normal presenta una foliación magnética paralela a la pared del dique o donde el vector medio de los ejes Kmin es perpendicular a ella. Esta definición de fábrica normal se refiere a configuraciones espaciales cinemáticamente compatibles con un proceso de flujo ígneo.

La comparación entre elementos petroestructurales (paredes del dique) y el elipsoide de susceptibilidad magnética, muestra que todas las fábricas estudiadas pueden considerarse como normales. Las estaciones FLW1, FLW2, FLW4, FLW5 y FLW7 cumplen explícitamente con la definición de Rochette *et al*., (1991). En el caso de la estación FLW3 la dispersión de los datos es elevada, sin embargo el máximo agrupamiento de los ejes Kmax se produce sobre la pared del dique, rasgo de una fábrica normal. Las fábricas de las estaciones FLW6 muestran patrones de disposición "normal" compatibles con el proceso de enfriamiento, disyunción o de emplazamiento vertical.

Las fábricas del sector SW de la isla muestran fábricas compatibles con una dirección de flujo subvertical (FLW2, FLW7, FLW6 y FLW1) mientras que las fábricas de las estaciones del sector NE y SE muestran fábricas compatibles con flujos subhorizontales o con ligeras inmersiones (Rochette *et al*., 1991).

La persistencia en orientación de los diques muestreados y el muestreo de unidades litológicas similares a lo largo de toda la isla, permite el estudio de las condiciones de emplazamiento dentro del mismo ambiente geodinámico.

La identificación de un ambiente caracterizado por inyección vertical o subvertical y variación de la inmersión de flujo a lo largo de un sistema volcánico, puede interpretarse, en principio, como resultado de la variación de la distancia entre el foco emisor y la zona de inyección (p.e., Pueyo *et al*., 2006) si bien pueden considerarse otras posibilidades tales como la variación de la presión de ascenso del magma en función del espesor de los diques o, a una mayor escala, al efecto diferencial de la carga litostática sobre la dinámica del flujo. El patrón de variación de la inmersión ha sido observado también en la isla de Corvo (Pueyo *et al*., 2006) que forma parte del mismo complejo volcánico que la isla de Flores.

La marcada anisotropía de ambas islas (según una alineación paralela a la dorsal), que es consistente con la dirección de fracturación principal y la orientación preferente de los diques en las islas, permite establecer una relación entre el vulcanismo de dichas islas y una dirección de fracturación paralela a la dorsal. Esta situación donde el vulcanismo está dominado por una orientación de fracturación principal supone una actividad volcánica de inyección pasiva controlada por el ambiente geodinámico del complejo Flores-Corvo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo, financiado por una ayuda CAI-CONAI y el Grupo Geotransfer. Se encuadra en una Acción Integrada España-Portugal, la Fundação Luso-Americana para o desenvolvimento y el Projecto Interreg Chronos.

REFERENCIAS

Azevedo, J.M.M. y Portugal Fereira, M.R. (1999): Volcanic gaps and subaerial records of palaeo-levels on Flores Island (Azores): tectonic and morphological implications. *Geodynamics*, 28: 117-129.

Callot, J.P., Geoffroy, L., Aubourg, C., Pozzi, J.P. y Mege, D. (2001): Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics* 335: 313-329.

Hargraves, R.B., Johnson, D. y Chan, C.Y. (1991): Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks. *Geophysical Research Letters* 18: 2193-2196.

Jelinek, V. (1981): Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79: 63-67.

Pueyo, O., Gil, A., Lago, M., França, Z. y Galé, C. (2006): Magma flow directions in Azores basaltic dykes from AMS data: preliminary results from Corvo island. *Geogaceta* 40, 83-86.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. y Reuber, I. (1991): Emplacement modes of basaltic dykes in the Oman ophiolite: evidence from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies. En: *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere* (T. E. Peter ed.) Kluwer, Dordrecht, 55-82.

Estudio paleomagnético y de paleointensidad de la transición Gilbert-Gauss en secuencias volcánicas del sur de Georgia (Cáucaso)

Paleomagnetic and paleointensity study of the Gauss-Gilbert transition on volcanic rocks from southern Georgia (Caucasus)

A. Gogichaishvili[1], M. Calvo[2], M.A. Cervantes[1], P. Camps[3], J. Sologashvili[4] y G. Maissuradze[5]

1 Lab. Interinstitucional Magnetismo Natural, Inst. Geofísica – Sede Michoacán, UNAM, Morelia, Mexico. avto@geofisica.unam.mx
2 Departamento de Física, Universidad de Burgos, Av. Cantabria, s/n, 09006 Burgos, España. mcalvo@ubu.es
3 Geoscience Montpellier , Univ. Montpellier 2, Case 049, 34095 Montpellier, Cedex 5, Francia. Pierre.Camps@gm.univ-montp2.fr
4 Tbilisi State University Ivane Djavakhishvili, 3, Tshavtshavadze St., 380064 Tbilisi, Georgia
5 Institute of Geology, Alexidze 9, 380009 Tbilisi, Georgia

Resumen: Se presentan los resultados de un estudio paleomagnético, de magnetismo de las rocas y de paleointensidad llevado a cabo en 170 testigos de 22 coladas volcánicas pertenecientes a una secuencia de lavas Pliocenas del sur de Georgia de aproximadamente 3,6 Ma de edad. El principal portador de la magnetización remanente en las muestras estudiadas era titanomagnetita pobre en titanio y la fracción de granos de estructura multidominio era poco importante. Se pudo determinar la remanencia característica en todas las muestras analizadas. La correlación de los resultados magnéticos con los de otros trabajos previos junto con observaciones de campo permitió establecer una nueva estratigrafía magnética. La parte inferior de la sección se caracteriza por la presencia de lavas de polaridad intermedia, sobre las cuales se sitúan coladas de polaridad inversa. Las lavas de la secuencia superior muestran una polaridad normal. El valor de la paleointensidad de las coladas de polaridad intermedia es claramente inferior al del campo post-transicional. Teniendo en cuenta las dataciones radiométricas y los nuevos datos paleomagnéticos del presente estudio, la parte superior de la secuencia de coladas probablemente registre la transición de polaridad inversa a normal Gilbert-Gauss. Las coladas subyacentes de polaridad intermedia probablemente constituyan un precursor a la transición de polaridad.

Palabras clave: Paleomagnetismo, paleointensidad, transiciones de polaridad, Cáucaso.

Abstract: *Results from a paleomagnetic, rock-magnetic and Thellier paleointensity study on 170 cores belonging to 22 lava flows from an approximately 3.6 My old Pliocene lava flow succession from southern Georgia are presented. Rock-magnetic experiments showed that remanence is mainly carried by Ti-poor titanomagnetite and that the fraction of grains with multidomain magnetic structure is not important. Characteristic remanent magnetization could be determined successfully on all samples. Direct correlation with previously studied sequences and field observations allowed establishing a new magnetic stratigraphy. The lower part of the section is characterized by intermediate magnetic polarity followed by thick reversely magnetized lavas. The upper sequence yielded normal magnetic polarity. The mean paleointensity of the intermediate field is drastically reduced with respect to the post-transitional field strength. Considering all available radiometric ages and our new paleomagnetic data the Gilbert-Gauss (R-N) reversal is probably recorded at the upper part of sequence. The lower intermediate polarity flows possibly represent a kind of precursor to this reversal.*

Key words: *Paleomagnetism, paleointensity, polarity transitions, Caucasus.*

INTRODUCCIÓN

Una de las características más interesantes del campo magnético terrestre es que, con una periodicidad variable, cambia de polaridad. Mientras que los intervalos de polaridad geomagnética pueden durar desde algunas decenas de miles hasta varios millones de años, la duración de la propia transición de polaridad es muy corta y se estima en 5000 a 7000 años (Clement, 2004). En otras ocasiones, en las llamadas excursiones geomagnéticas, el campo magnético terrestre abandona su configuración dipolar axial por periodos aún más breves (aproximadamente 3000 años; Gubbins, 1999), sin llegar a producirse durante estas excursiones una configuración axial inversa del campo.

El análisis de las transiciones de polaridad se puede abordar desde dos planteamientos distintos, mediante el estudio del registro sedimentario o del volcánico. Por una parte, los sedimentos pueden registrar de forma continua la variación del campo magnético terrestre pero, debido a las características específicas de la magnetización remanente de las rocas sedimentarias, la señal magnética proporcionada por este tipo de rocas constituye un registro filtrado de la variación del campo. Por otra parte, las rocas volcánicas permiten un registro fiel e instantáneo del campo, pero al estar ligado a la ocurrencia de erupciones, se tratará de un

registro discontinuo. Los registros de coladas volcánicas también permiten obtener información sobre la paleointensidad del campo magnético terrestre durante la transición. Como las rocas volcánicas pueden proporcionar una imagen real del campo responsable de su magnetización, el estudio de sucesiones de coladas volcánicas emitidas en un corto espacio de tiempo durante una transición de polaridad constituye un campo de estudio de gran interés en las Ciencias de la Tierra, y la información que se obtiene en este tipo de trabajos aporta información de gran valor acerca de los mecanismos que gobiernan la variación del campo magnético en el interior de Tierra.

A pesar de la dificultad de encontrar sucesiones de coladas volcánicas cuya emisión haya coincidido con una transición de polaridad, se han realizado estudios paleomagnéticos y de paleointensidad en secuencias de estas características de distintas edades y de diversos lugares del mundo. Sin embargo, el número de datos de que se dispone es aún muy limitado, y su distribución espacial y temporal demasiado sesgada. Mientras que las transiciones de polaridad y excursiones correspondientes a los crones Brunhes y Matuyama han sido un objeto de estudio relativamente más frecuente, los trabajos realizados en registros de eventos de mayor antigüedad aún son escasos.

Aquí se presentan los resultados de un estudio paleomagnético y de paleointensidad de una secuencia de coladas de edad Pliocena de la región volcánica de Akhalkalaki, en el sur de Georgia en el Cáucaso (Fig. 1). En un estudio paleomagnético anterior, desarrollado en la sección de Thoki, situada en la misma zona (Camps *et al*. 1996), se descubrió que las coladas de la base de la sección de Khando mostraban una magnetización de polaridad intermedia, mientras que sobre ellas se hallaba una sucesión de coladas de polaridad inversa. Goguitchaichvili *et al*. (1997) hallaron polaridades inversas en coladas de la parte intermedia de la sección de Tchuntchka, cercana a la de Thoki, hallándose dispuestas sobre ellas coladas de polaridad normal. Mediante el presente trabajo se ha pretendido completar el registro paleomagnético, tomando muestras de la parte inferior de la sección de Tchuntchka y de la sección cercana de Khando (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La formación de las cadenas montañosas del Cáucaso está relacionada con la convergencia de las placas Arábiga y Eurasiática. Como consecuencia de la colisión continental Alpina desde el Mioceno superior hasta la actualidad, se produjo una intensa actividad volcánica en el sur del Cáucaso. En concreto, se pueden distinguir tres fases diferenciadas de actividad (Milanowski, 1978): i) Desde el Mioceno superior al Plioceno inferior, ii) desde el Plioceno medio o superior al Pleistoceno y iii) durante el Cuaternario. La zona de estudio, la región volcánica de Akhalkalaki, se encuentra situada en la parte occidental de la provincia volcánica de Georgia del Sur (Fig. 1). El presente trabajo se ha desarrollado en coladas pertenecientes a la llamada *secuencia inferior de Akhalkalaki*, formada por vulcanismo Plioceno y Cuaternario y constituida de basaltos doleríticos y, en menor medida, de coladas andesíticas (Camps *et al*., 1996). Dos dataciones llevadas a cabo mediante el método Ar-Ar en plagioclasas de coladas de la sección de Thoki han proporcionado edades de 3,5 y 3,7 Ma. (Camps *et al*., 1996).

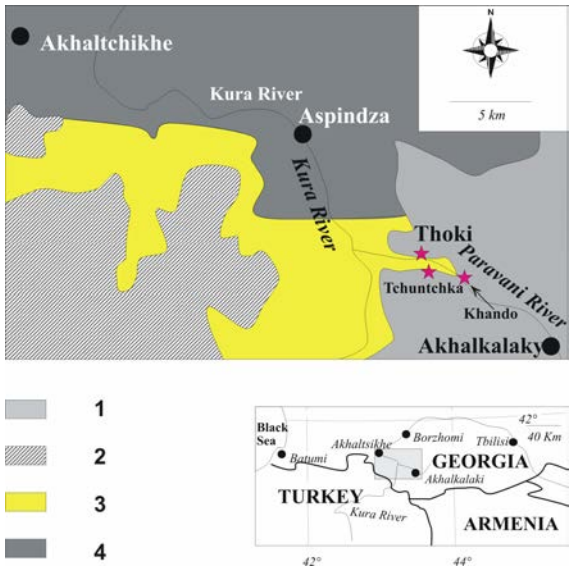

FIGURA 1. *Mapa geológico esquemático de la zona de estudio. 1: Plioceno superior-Cuaternario. Basaltos. 2: Plioceno medio. Andesita. 3: Tobas del Mioceno inferior a medio. 4: Depósitos pre-Neógenos. Modificado de Camps et al. (1996)*

Para el presente trabajo se tomaron 42 testigos de una secuencia de 6 coladas de la parte inferior de la sección de Tchuntchka y 128 testigos de una secuencia de 16 coladas en la sección de Khando. Los muestreos se llevaron a cabo con una taladradora portátil y las muestras se orientaron mediante brújula magnética y solar.

MAGNETISMO DE LAS ROCAS

Con el fin de identificar los minerales portadores de la remanencia y obtener información acerca de su estabilidad paleomagnética, se llevaron a cabo diversos experimentos de magnetismo de las rocas: Índice de viscosidad, determinación de los parámetros de la curva de histéresis y medida de curvas termomagnéticas (susceptibilidad en función de la temperatura).

El índice de viscosidad permite estimar la capacidad de una muestra de adquirir una remanencia viscosa (VRM), proporcionando información sobre la estabilidad paleomagnética de cara a los experimentos de paleointensidad. La mayor parte de las muestras presentó unos índices de viscosidad inferiores al 5%,

indicando una escasa capacidad de adquisición de VRM.

Las curvas termomagnéticas permiten determinar la temperatura de Curie y, con ello, los minerales portadores de la remanencia. Se midió la susceptibilidad en función de la temperatura calentando las muestras hasta 600ºC en aire, tomando una muestra de cada colada estudiada. Se observaron dos tipos de comportamiento: En la mayoría de los casos las curvas, que no eran perfectamente reversibles, mostraron la presencia de titanomagnetita pobre en titanio. Sin embargo, en algunas curvas de comportamiento irreversible se pudieron observar dos fases en las curvas de calentamiento, una con temperaturas de Curie entre 350-400°C y otra con temperaturas de Curie alrededor de 580°C.

El análisis de los parámetros de la curva de histéresis mostró que todas las muestras se hallaban caracterizadas por una estructura seudo-monodominio (PSD), reflejando probablemente una mezcla de granos multidominio (MD) y monodominio (SD) y con una presencia poco importante de granos MD.

PROPIEDADES DE LA REMANENCIA

En la mayoría de las coladas estudiadas sólo se pudo distinguir un único componente paleomagnético estable, acompañado en algunos casos de un componente viscoso fácilmente eliminado con campos o temperaturas menores que 10 mT o 200-250 °C. La remanencia característica, asociada a la presencia de magnetita, quedaba completamente destruida entre 500 y 550ºC. Por regla general, se observaron valores del campo destructor medio de 45 a 55mT, sugiriendo que el tamaño de grano de los minerales portadores de la remanencia se hallaba en el rango de pequeños granos PSD. Sólo en algunas pocas muestras se pudo detectar la presencia de una magnetización secundaria intensa, y en todos los casos se pudo aislar la remanencia primaria.

La determinación de la paleointensidad se llevó a cabo mediante la variante de Coe (1967) del método de Thellier. Consiste en someter las muestras en cada etapa de temperatura a dos calentamientos: Uno en campo nulo y otro en presencia de un campo de laboratorio. Se realizaron controles de pTRM cada dos etapas y los experimentos se desarrollaron en aire, aplicando un campo de laboratorio de 30 µT. A partir de los datos paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas se seleccionaron 71 muestras pertenecientes a 15 coladas para la realización de los experimentos de paleointensidad. Se consideraron válidas únicamente aquellas determinaciones que cumplieran los siguientes requisitos: (i) Al menos 6 puntos alineados en el diagrama NRM-TRM (Fig. 2), excluyendo los puntos susceptibles de estar afectados por una remanencia viscosa (VRM) adquirida in situ. (ii) El parámetro f que indica la fracción de la remanencia empleada en la determinación, debía ser mayor que 1/3 y el parámetro de calidad q (Coe *et al*., 1978) mayor que 5. (iii) Los controles de pTRM debían ser positivos en el intervalo tenido en cuenta para la determinación, considerándose positivos aquellos en los cuales la medida inicial y la de control no difirieran en más del 15%.

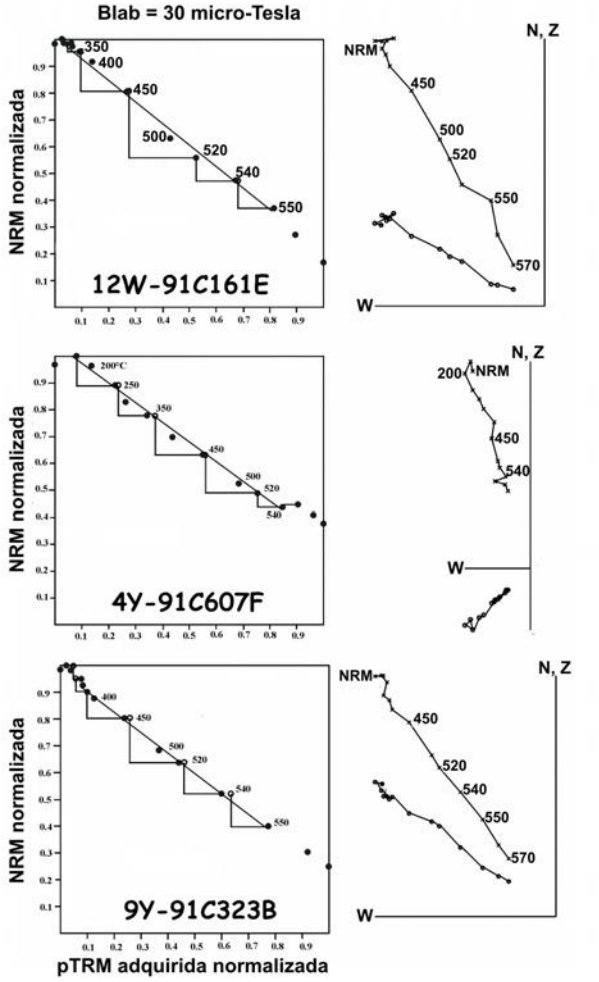

FIGURA 2. *Diagramas de Arai. Se representa la remanencia natural (NRM) perdida y la termorremanencia parcial (pTRM) adquirida con la temperatura como parámetro durante los experimentos de paleointensidad. Los círculos blancos representan los controles de pTRM. (NRM y TRM máximas en cada muestra: 12W-91C161E: NRM_{max}=1,87·10^{-03}Am^2/kg; TRM_{max}=2,06·10^{-03}Am^2/kg; 4Y-91C607F: NRM_{max}=1,42·10^{-04}Am^2/kg; TRM_{max}= 1.84·10^{-04}Am^2/kg; 9Y-91C323B: NRM_{max}=3,68·10^{-04}Am^2/kg; TRM_{max}=2,65·10^{-04}Am^2/kg). En la parte derecha se representan proyecciones ortogonales de la desimanación durante el experimento de paleointensidad.*

Aplicando estos criterios, se lograron determinaciones satisfactorias en 37 muestras de 10 coladas (Fig. 2). Aquéllas que incumplían los criterios aparecen relacionadas con diagramas NRM-pTRM cóncavos, asociados a la presencia granos multidominio, y en los cuales las determinaciones resultan erróneas.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se logró determinar la remanencia característica en todas las muestras analizadas, observándose un buen agrupamiento de las direcciones en todas las coladas ($\alpha 95 \leq 5{,}7^{\circ}$). Todas las coladas pertenecientes a la sección de Tchunchka se caracterizan por poseer polaridad intermedia y muestran direcciones muy similares a las obtenidas por Camps *et al.* (1996) en la sección de Thoki. Prácticamente las mismas direcciones de polaridad intermedia se observan en ocho coladas de la parte inferior de la sección de Khando. Sin embargo, las coladas de la parte superior de esta sección muestran direcciones de polaridad inversa, aunque el valor de su inclinación es muy bajo. Los resultados paleomagnéticos obtenidos indican que hay coladas diferentes que registran direcciones del campo magnético terrestre coincidentes, y no constituyen, por tanto, medidas independientes del mismo. En estos casos, se han agrupado las direcciones de las muestras de coladas que registran una dirección coincidente, denominándose la dirección resultante *grupo direccional*.

Se presenta una sección compuesta basada en observaciones de campo y correlación de los resultados magnéticos (Fig. 3) del presente estudio y de trabajos previos (Camps *et al.*, 1996; Goguichaichvili *et al.*, 1997). El registro comienza con los grupos direccionales de polaridad intermedia NR1 (4 coladas), NR2 (6 coladas), NR3 (3 coladas) y NR4 (8 coladas). La zona de polaridad inversa R1 (11 coladas) aparece en las tres secciones, mientras que la zona de polaridad normal N1 (18 coladas) aparece sólo en la sección de

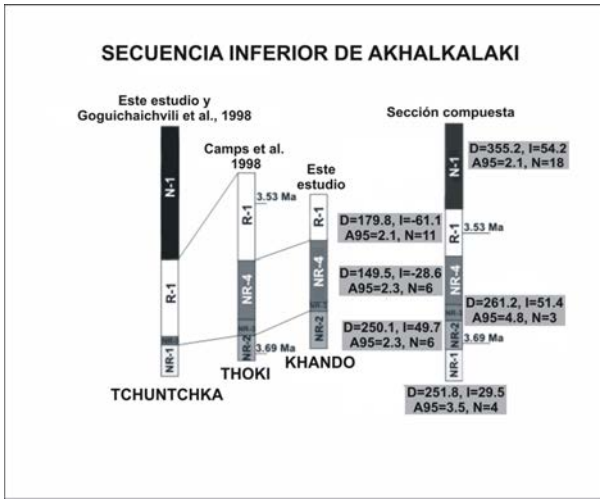

FIGURA 3. *Sección compuesta de la secuencia inferior de Akhalkalaki con datos del presente estudio y de Camps et al. (1996) y Goguichaichvili et al. (1997).*

Tchuntchka. Considerando los datos de dataciones radiométricas disponibles (Camps *et al.*, 1996) y los datos paleomagnéticos, la transición de polaridad registrada por estas secuencias volcánicas podría corresponder a la transición Gilbert-Gauss (R-N). Las polaridades intermedias que se aprecian antes de las inversas y, por tanto, antes del inicio de la transición, podrían ser un precursor, similar a los observados en la transición Matuyama-Brunhes (por ejemplo, Petronille *et al.*, 2005).

Los valores de paleointensidad (12,8 ± 2,7 μT) se ven drásticamente reducidos durante la transición, observación común a otras transiciones y excursiones. En el registro de paleointensidad de Thoki cabe destacar la evolución casi lineal de la paleointensidad desde un régimen transicional a uno dipolar inverso (27,3 ± 9,3 μT). La intensidad de las coladas de polaridad normal tiene un valor de 34,2 ± 6,8 μT.

AGRADECIMIENTOS

Estudio financiado por el proyecto de la Junta de Castilla y León BU16/03.

REFERENCIAS

Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V.P., Shcherbakova, Prévot, M., Moussine-Pouchkine, A., Sholpo, A., Goguitchaichvili, A. y Assanidze, B. (1996): Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursión recorded in Pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus). *Phyisics of the Earth and Planetary Interiors*, 96:41-59.

Clement, B.M. (2004): Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude, *Nature,* 428: 637–640.

Coe, R.S. (1967): Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72: 3247-3262.

Coe, R.S., Grommé, S. y Mankinen, A.E. (1978): Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows. *Journal of Geophysical Research,* 83: 1740-1756.

Goguitchaichvili, A.T., Sologachvili, D.Z., Prévot, M., Calvo, M., Pavlenchvili, E., Maissuradze, G.M. y Schnepp, E. (1997): Palaeomagnetic and rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in southern Georgia. *Geologie en Mijnbouw,* 76: 135-143.

Gubbins, D. (1999): The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophyical Journal International*, 137: F1-F3.

Milanowski, E.E. (1978): *Rift zones of continents.* M. Nedra, Moscú, 279 p.

Petronille, M., Goguitchaichvili, A., Henry, B., Alva-Valdivia, L.M., Rosas, J.M., Urrutia, J., Rodriguez Ceja, M. y Calvo, M. (2005): Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron, *Journal of Geophysical Research*, 110, B08101, doi: 10.1029/2004 JB003321.

Magnetobiostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain)

Datación magnetobioestratigráfica y magnetismo ambiental de los sedimentos marinos del Neógeno Superior recuperados en los sondeos de testigo continuo Huelva-1 y Montemayor-1 (Cuenca baja del Guadalquivir, España)

J.C. Larrasoaña[1], J.A. González-Delgado[2], J. Civis[2], F.J. Sierro[2], G. Alonso-Gavilán[2] y J. Pais[3]

1 Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Solé i Sabarís s/n 08028 Barcelona, Spain. jclarra@ija.csic.es
2 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Parque 8 37008 Salamanca. Spain
3 Facultade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa, P-2829316 Caparica, Portugal

Abstract: Here we present a magnetobiostratigraphic and environmental magnetic study of the marine sediments that constitute the Neogene filling of the lower Guadalquivir Basin, which were recovered in the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes. Our results indicate that that the Huelva-1 borehole is continuous and spans from the latest Tortonian (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) to the latest Messinian (uppermost C3r, ca. 5.4 Ma). The Montemayor-1 borehole spans from the latest Tortonian (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) to the lower Pliocene (Zanclean, C3r/C2Ar boundary, ca. 4.3-4.2 Ma), being the Miocene record continuous but having the lower Pliocene record a discontinuous nature. In both boreholes, we have observed a sharp decrease in magnetization intensity in lowermost part of chron C3r (ca. 5.9 Ma). This sharp decrease is attributed to a marked increase in accumulation rates, which might be linked to the important paleogeographic changes undergone in the Betic domain at the onset of the Messinian salinity crisis.

Key words: Guadalquivir Basin, magnetic stratigraphy, planktic foraminifera, environmental magnetism, Messinian salinity crisis.

Resumen: *En este trabajo se presenta un estudio magnetobioestratigráfico y de magnetismo ambiental del relleno sedimentario Neógeno de la parte baja de la Cuenca del Guadalquivir, que ha sido recuperado en los sondeos de Huelva-1 y Montemayor-1. Los resultados obtenidos indican que el sondeo Huelva-1 es continuo y abarca desde el Tortoniense superior (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) hasta el Messiniense terminal (parte alta de C3r, ca. 5.4 Ma). El sondeo Montemayor-1 abarca desde el Tortoniense superior (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) hasta el Plioceno inferior (Zancliense, límite C3r/C2Ar, ca. 5.4 Ma). El intervalo Mioceno de este sondeo es continuo, pero el Plioceno inferior presenta algún tipo de discontinuidad sedimentaria. En los dos sondeos se ha observado una drástica caída en la intensidad de la magnetización en la parte basal del cron C3r (ca.5.9 Ma). Dicha caída está asociada a un marcado incremento en la tasa de sedimentación, que podría estar relacionado con los acusados cambios paleogeográficos que tuvieron lugar en el dominio Bético durante el comienzo de la crisis de salinidad Mesiniense.*

Palabras clave: *Cuenca del Guadalquivir, magnetoestratigrafía, foraminíferos planctónicos, magnetismo ambiental, crisis de salinidad del Mesiniense.*

INTRODUCTION

The Guadalquivir Basin, in the SW of Spain (Fig.1), is an ENE-WSW elongated basin that constitutes the foreland of the Alpine Betic Cordillera (Sierro *et al*., 1996; González-Delgado *et al*., 2004). It is limited to the north by an emergent foreland made up of Paleozoic and Mesozoic sediments from the Iberian Massif, and to the South by the Mesozoic and Cenozoic sediments of the Betic Cordillera. During the Lower and Middle Miocene, The Guadalquivir Basin formed part of the North Betic strait, which, together with the Riffian Strait in Morocco, connected the Mediterranean and Atlantic domains. The restriction and later closure of these straits were of crucial importance in the Messinian salinity crisis, when the Mediterranean Sea dried out (Krijgsman *et al*., 1999). The sedimentary filling of the Guadalquivir Basin is made up by marine and continental sediments, and ranges from Upper Tortonian to Recent in age (Sierro *et al*., 1996; González-Delgado *et al*., 2004).

Here we present a magnetobiostratigraphic and environmental magnetic study of the marine sediments that constitute the Late Neogene sedimentary filling of the Guadalquivir Basin, which were recovered in two boreholes drilled in the western sector of the basin (Huelva-1 and Montemayor-1). These sediments

provide a continuous, high-resolution dated record of sediment accumulation and environmental variability in the Atlantic side of the North Betic strait at the time of the Messinian salinity crisis.

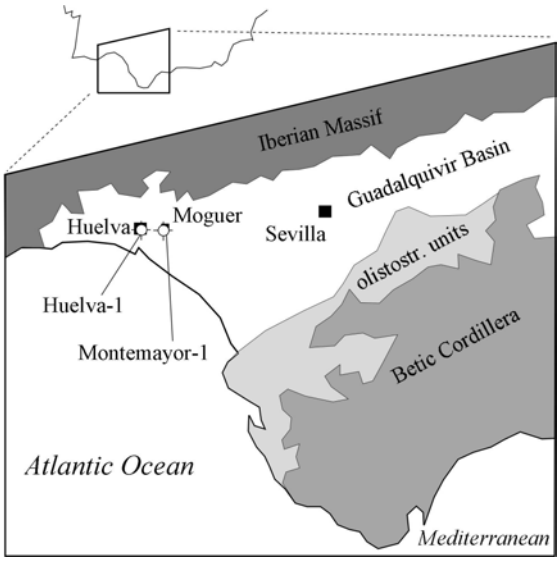

FIGURE 1. *Geological sketch map of the lower Guadalquivir basin, with indication of the two studied boreholes.*

MATERIALS AND METHODS

The Huelva-1 and Montemayor-1 continuous boreholes were drilled by the IGME (Spanish Geological Survey) in the city of Huelva and near the village of Moguer, respectively (Fig. 1). These boreholes encompass marine sediments that belong to the three lowermost lithostratigraphic units that constitute the sedimentary filling of the lower Guadalquivir Basin (Sierro *et al*., 1996; González-Delgado *et al*., 2004). The lowermost unit, the Calcarenita de Niebla Formation (Tortonian), is mainly carbonated and of transgressive nature over the Paleozoic-Mesozoic basement. The second unit, the Arcillas de Gibraleón Fm. (Tortonian-Messinian), is mainly constituted by greenish-bluish clays and represents the largest volume of sediments in the lower Guadalquivir Basin. The uppermost unit, the Arenas de Huelva Fm. (Lower Pliocene), is constituted by sands and silts, and is overlain by the transitional sands of the Arenas de Bonares Fm. The Huelva-1 borehole encompasses the Calcarenita de Niebla Fm (4 m) and nearly (176 m) all the Arcillas de Gibraleón Fm. The Montemayor-1 borehole includes the Calcarenita de Niebla Fm (4 m), the Arcillas de Gibraleón Fm. (196 m), the Arenas de Huelva Fm. (50 m), and the lowermost 10 m of the Arenas de Bonares Fm.

Paleomagnetic sampling was done perpendicular to the borehole sections using a standard petrol-powered drill machine. Sampling resolution ranges between 10 and 100 cm but in the uppermost 10-20 m of each core, where the unconsolidated nature of the sediments prevented paleomagnetic sampling. Magnetic cleaning of the natural remanent magnetization (NRM) was performed using two cryogenic magnetometers (GM400 and 2G) and a TSD-1 thermal demagnetizer at the Paleomagnetic Laboratory of the IES *Jaume Almera* (CSIC-UB), Barcelona. Biostratigraphic results are based on the identification of a series of planktic foraminiferal events, whose determination is based on quantitative and qualitative changes of some species of *Globorotaliids* and *Neogloboquadrinids* (Sierro *et al*., 1993; Sierro *et al*., 1996; González-Delgado *et al*., 2004).

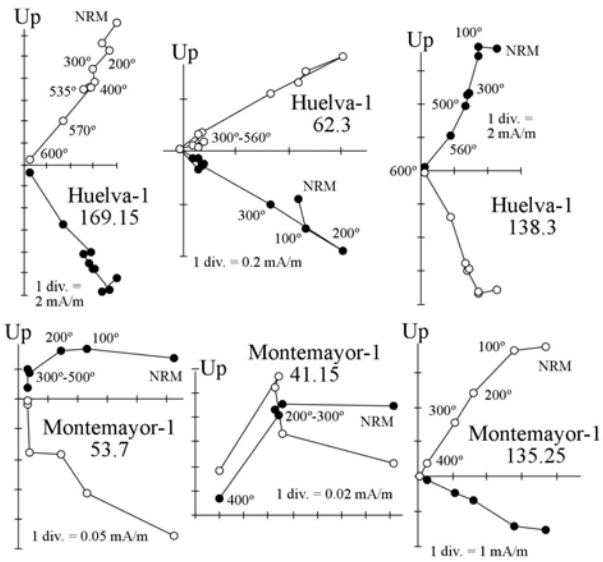

FIGURE 2. *Representative demagnetization plots from the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes.*

RESULTS

Thermal demagnetization results indicate the pressence of two components: 1) a low-temperature (<200ºC) component that often shows shallow inclinations and is interpreted as a unstable component acquired during drilling; and 2) a characteristic component (ChRM) that unblocks between 200ºC and up to 600ºC, and shows both normal and reverse magnetization directions (Fig. 2). Since the azimut of the boreholes is unknown, the succession of the magnetozones is based on the inclination of the characteristic component (Fig.2). It is observed the presence of 11 polarity intervals (labelled N1 to N5 and R1 to R6 for normal and reversed intervals, respectively). The Huelva-1 core includes from R1 to R5, whereas the Montemayor-1 core includes from R1 to R6. A remarkable feature observed in both cores is the sharp decrease in NRM intensities in the lowermost part of magnetozone R5, below 208 m in Montemayor-1 and 76 m in Huelva-1 (Fig.3). This transition coincides with an overall decrease in the quality of the paleomagnetic results, although reliable ChRM directions can be also calculated in the upper part of both boreholes (Fig. 2). According to the observed unblocking temperatures and to rock-magnetic experiments performed on representative samples, fine-grained magnetite is revealed as the main ChRM carrier in the high-NRM interval, whereas relatively coarser-

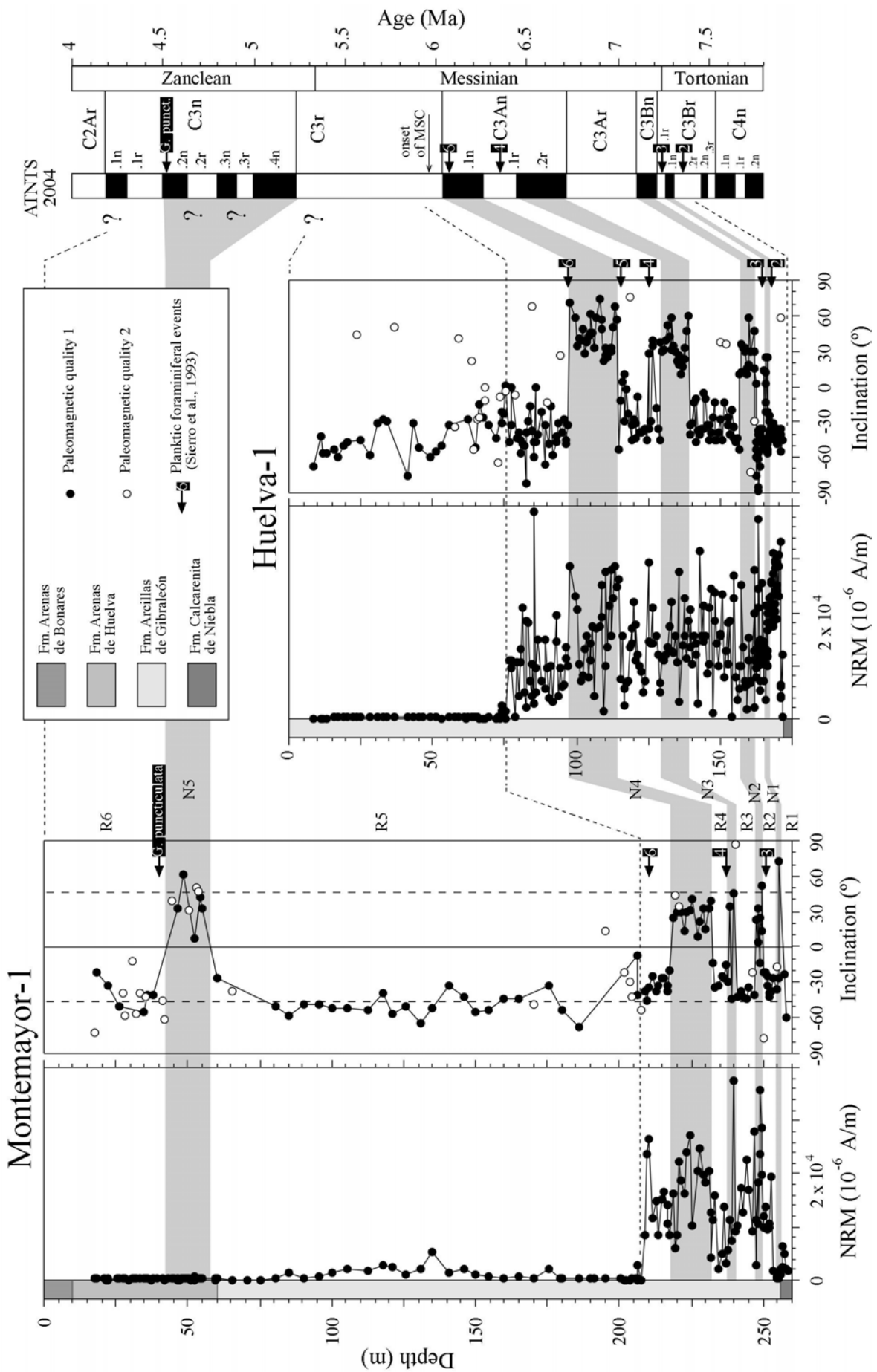

FIGURE 3. *Magnetostratigraphic, biostratigraphic and environmental magnetic results from the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes, and correlation with the astronomically-tuned polarity and biostratigraphic time scale of Lourens et al. (2004).*

grained magnetite and/or magnetic iron sulphides seem to be the main ChRM carrier throughout the rest of the two boreholes.

Biostratigraphic results indicate that planktic foraminiferal (PF) event 2 (appearance of abundant *G. menardii*, dextral coiling) is identified in the uppermost part of R1 in the Huelva-1 borehole (Fig. 3). PF3 (regular appearance of *G. miotumida*, marker of the Tortonian/Messinian boundary) and PF4 (dextral coiling of *N. acostaensis*) are identified within R2 and at the top of N4, respectively, in both boreholes. PF 5 (disappearance of *G. miotumida*) is only identified in the Huelva-1 borehole, in the uppermost part of R4. PF6 (first abundant occurrence of *G. margaritae*) has been identified in both boreholes, in the bottom of R5 in Montemayor-1. The appearance of *G. puncticulata* is found in the lower part of R6 in the Montemayor-1 core.

DISCUSSION

The pattern of magnetic reversals and the position of planktic foraminiferal events enables a straightforward correlation with the revised astronomically-tuned geomagnetic polarity timescale (ATNTS2004; Lourens *et al*., 2004) (Fig. 3). PF2, PF3 and PF4 are located within chrons C3Br.2r, C3Br.1r and the lower part of C3An.1r, respectively (Lourens *et al*., 2004). Thus, R1 must correlate with chrons C3Br.2r, R2 with C3Br.1r and R4 C3An.1r. This correlation implies that the long magnetozone R5 correlates with C3r, which is consistent with the long duration of this chron and with the presence of PF6 near the boundary with C3An.1n. The appearance of *G. puncticulata* is dated at 4.52 Ma near the top of C3n.2n (Lourens *et al*., 2004). Keeping in mind the litoral facies of the Arenas de Huelva Fm. and the continuity of the Miocene record, this suggests that magnetozone N5 represent an amalgamation of the lower part of chron C3n due to a discontinuous sedimentation. In this case, R6 must correlate either with C3n.1r or, alternatively, with C2Ar if chron C3n.1r happened to be absent due to a discontinuous sedimentation. It follows that the base of the Arenas de Bonares Fm. in the area is likely located near the C3n-C2Ar boundary at around 4.2-4.3 Ma. The magnetobiostratigraphic results presented here indicate that that the Huelva-1 borehole is continuous and spans from the latest Tortonian (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) to the latest Messinian (uppermost part of C3r, ca. 5.4 Ma). The Montemayor-1 borehole spans from the latest Tortonian (C3Br.2r, ca. 7.4 Ma) to the lower Pliocene (Zanclean, C3r/C2Ar boundary, ca. 4.3-4.2 Ma), being the Miocene record continuous but having the lower Pliocene record a discontinuous nature.

It is worth noticing that the sharp decrease in NRM intensities observed in the lowermost part of chron C3r (R5), both in Montemayor-1 and Huelva-1, broadly coincides with the Messinian salinity crisis at 5.96 ±0.02 Ma (Krijgsman *et al*., 1999). We attribute this sharp decrease in NRM intensities to a marked increase in the accumulation rate observed in both boreholes at the beginning of chron C3r. This might have conditioned the preferential dissolution of fine-grained magnetite, and the simultaneous formation of some magnetic iron sulphides, that is typically associated with degradation of organic matter in rapidly deposited marine sediments (Roberts and Turner, 1993). Decreased NRM intensities, increased accumulation rates, and concomitant changes in magnetic mineralogy might have been conditioned either by the important environmental variations (Krijgsman *et al*., 1999) or tectonic changes (García-Castellanos *et al*., 2002) suffered by the Betic domain around the onset of the Messinian salinity crisis at ca 6 ma.

ACKNOWLEDGEMENTS

J.C. Larrasoaña benefits from a Ramón y Cajal contract of the Ministerio de Educación y Ciencia. This research was supported by projects BTE2000-1311, BTE2003-02961 and CGL2006-05473/BTE.

REFERENCES

García-Castellanos, D., Fernàndez, M. y Torné, M. (2002): Modelling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, 21: Paper No. 1018.

González-Delgado, J.A., Civis, J., Dabrio, C.J., Goy, J.l:, Ledesma, S., Pais, J., Sierro, F.J. y Zazo, C. (2004): Cuenca del Guadalquivir. In: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 543-550.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. y Wilson, D.S. (1999): Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655.

Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J. y Wilson, D.S. (2004): The Neogene Period. In: A Geologic Time Scale 2004 (F.M. Gradstein, J.G. Ogg y A.G. Smith, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 409-.440.

Roberts, A.P. y Turner, G.M. (1993): Diagenetic formation of ferromagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 115: 257-273.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: *Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 329-334.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González-Delgado, J.A. y Francés, G. (2004): Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 21: 143-168.

Pyrenean Paleomagnetic databases

Bases paleomagnéticas del Pirineo

M.A. López[1-2], C. Oliván[1], B. Oliva[3], E.L. Pueyo[1] and the *GeoKin3DPyr working group (*)*

1 Unidad de Geología y Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España (unaim@igme.es). IGME
2 Geodinámica Interna. Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Spain. UZ
3 Geologisches Institut, Universität Karlsruhe (TH), Hertzstrasse 16, 76187 Karlsruhe, Germany

Abstract: The abundant paleomagnetic and AMS information in the Pyrenees (and their foreland basins; Aquitaine and Ebro) motivated the development of databases in 2003 in the frame of an INTERREG III project (Pyrenean Network, CTP). In this paper we describe the different databases, the methodology used (sources, layers, display) and future developments. The paleomagnetic database comprises more than 1,500 sites mostly focused on the characterization of vertical-axis rotations. The magnetostratigraphic database includes more than 70 km of section (more than 200 individual profiles). Both databases compile more than 22,000 individual demagnetizations. Finally the AMS database (under construction) considers about 2500 sites (1700 in granitic bodies).

Key words: Database, paleomagnetism, magnetostratigraphy, rotation, AMS.

Resumen: *La prolija información paleomagnetica y de AMS del Pirineo (y sus cuencas de antepaís; Aquitania y Ebro) indujo en 2003 la creación de bases de datos en el marco de un proyecto de la Comunidad de Trabajo de los Pirineos (INTERREG III, de la Unión Europea). En este artículo se describen las diferentes bases, la metodología usada (fuentes, capas y displays) así como las líneas de actuación futuras. La base de datos paleomagnética aglutina más de 1500 estaciones de control de magnitud de rotación. La base magnetoestratigráfica incluye más de 70 km de serie total estudiada en más de 200 perfiles individuales. Ambas capas suman más de 22000 muestras paleomagnéticas desmagnetizadas. Finalmente la base de datos de ASM (en construcción actualmente) ha compilado más de 2500 estaciones (1700 de ellas en cuerpos graníticos).*

Palabras clave: *Bases de datos, paleomagnetism, magnetoestratigrafía, rotation, AMS.*

INTRODUCTION

Paleomagnetic and AMS researches have been conducted in the Pyrenees (and their foreland basins; Aquitaine and Ebro) since the early sixties, when paleomagnetic techniques become routinely used. Nowadays the Pyrenean chain concentrates abundant paleomagnetic and AMS studies that started with the pioneer works of Van der Lingen (1960) and Schwarz (1962) from the 'Fort Hoofddijk' paleomagnetic laboratory (Universiteit Utrecht) in the western Aragonese valleys (Canfranc and Hecho respectively) and the AMS studies by Girdler (1961) in schists from the northern Pyrenees and by Gleizes and Bouchez (1989) in the Mont Louis granitic pluton. At the moment the research interest is still growing as regards of the increasing number of ongoing projects and PhDs and the subsequent publication of many peer-reviewed papers (more than 200). This high density of information is due to many reasons including the availability of synorogenic materials (allowing an accurate dating of deformation), the excellent outcrop conditions (including stratigraphic sequences with global interest), the existence of well-exposed zones of lateral transference of deformation, etc. This enviable frame has produced one of the densest and most homogeneous nets of Paleomagnetic and AMS sites when comparing with any other orogenic area.

Thirty-three paleomagnetic research groups and laboratories from different institutions, including the universities of Arizona, Aston- Birmingham, Autónoma de Barcelona, Barcelona, Bergen, Burgos, Cambridge, Euskal Herrico, Unibersitatea, Leeds, Lehigh, Michigan, München, Newcastle, Oxford, Paris VI, Paul Sabatier (Toulouse), Pierre et Marie Curie, Princeton, Rennes, Rovira Virgili, Southern California, Strasbourg, Utrecht,

---

(*) the GeoKin3DPyr working group is (alphabetical order): Almar, Y.(4); Antolín, B. (6): Aranguren, A. (7); Arlegui, L. (2); Auréjac, J. B.(8); Bausa, J. (4); Beamud, B. (4); Bógalo, M. F. (9); Bouchez; J. L. (8): Brusset, S. (8); Calvo, M. (9); Casas, A. M. (2): Costa, E. (4); Cuevas, J. (7): Dinarés-Turell, J. (10); Fernández, O. (11); Garcés, M.(4); Gleizes, G. (8); Gil-Imaz, A.(2); Gil-Peña, I.(1); Hernández, R. (1); Hilario, A (7); Larrasoaña, J. C.(4); Leblanc, D.(8); Lewis, C. (12); Mochales, T. (1); Navas, J.(1); Olivier, P. (8); Pérez-Rivarés, J. (2); Pocoví, A. (2); Pueyo-Anchuela, O. (2); Ramón-Ortiga, M. J. (1); Rodríguez-Pintó, A. (2); Román, M. T. (1); Santana, V.(7); Soto, R.(2,4); Sussman, A. J.(12); Tubía, J. M.(7); Vidal, O.(4); Vegas, N.(7); Villalaín, J. J. (9).

(4) Laboratori de Paleomagnetisme. Universitat de Barcelona-CSIC, Spain. (6) Universität Tübingen. (7) Departamento de Geodinámica, Euskalherriko Unibersitatea, Spain. (8) Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, France. (9) Lab. de paleomagnetismo. Dpto. de Física. Universidad de Burgos, Spain. (10) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Roma, Italy. (12) Los Alamos National Laboratory, New Mexico, USA. LANL

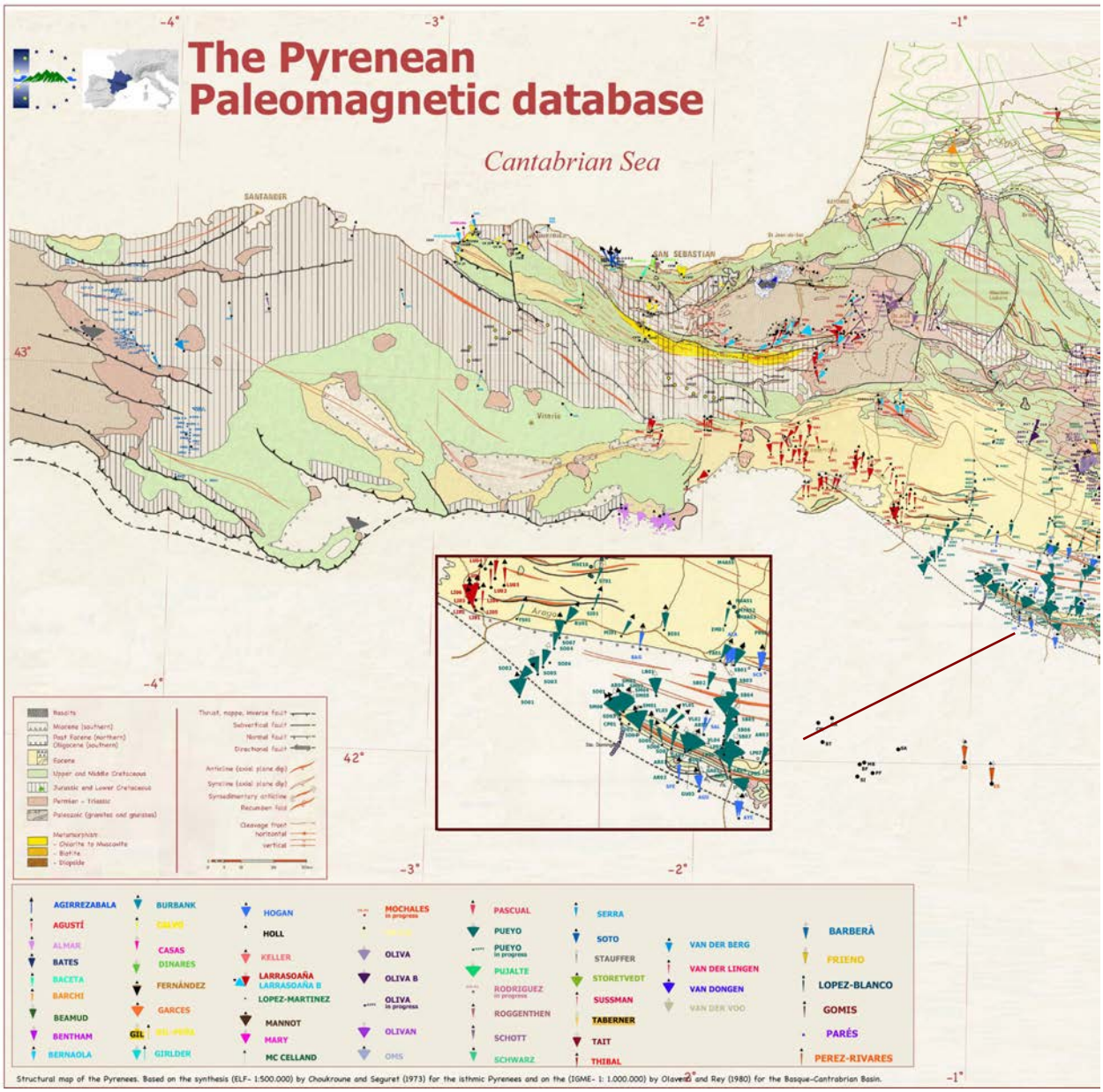

FIGURE 1. Paleomagnetic database (part I).

Zaragoza, Zürich and the Carleton College- Minnesota, the Inst. "Jaume Almera" (CSIC), the Institut de Physique du Globe de Strasbourg, the Instituto Geologico y Minero de España, the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Los Alamos National Laboratory, Schlumberger and the Servei Geològic de Catalunya have worked in the Pyrenees. This has involved more than 60 paleomagnetists that have demagnetized more than 20,000 individual samples, over 1,500 points including more than 70 kilometers of magneto-stratigraphic section (more than 200 profiles) during the development of 35 PhDs (9 of them in progress) and other research projects comprising a total of more than one hundred SCI papers.

In addition 14 intrusive granite plutons outcropping in the Pyrenees (more than 1700 sites, > 7000 samples, covering 2000 km2 of granitic bodies) have been also studied. Besides a few hundreds of AMS sites devoted to the study of preferred orientation in sedimentary rocks have been also developed. This paper show the state of the art of the development of these databases (methodology, layer information, degree of achievement, etc…), and the future tasks.

PALEOMAGNETIC AND MAGNETOSTRATIGRAPHIC DATA

1) General information: Sites description includes the main author (paleomagnetist), the paleomagnetic laboratory (or working group) and the bibliographic reference. The online development will include the paper itself in an easy-readable format. Sampling and publication years will be identified in order to correct the magnetic declination (if needed). Paleomagnetic locations are also identified by a code to distinguish magnetostratigraphic profiles (M) or rotation control points (R).

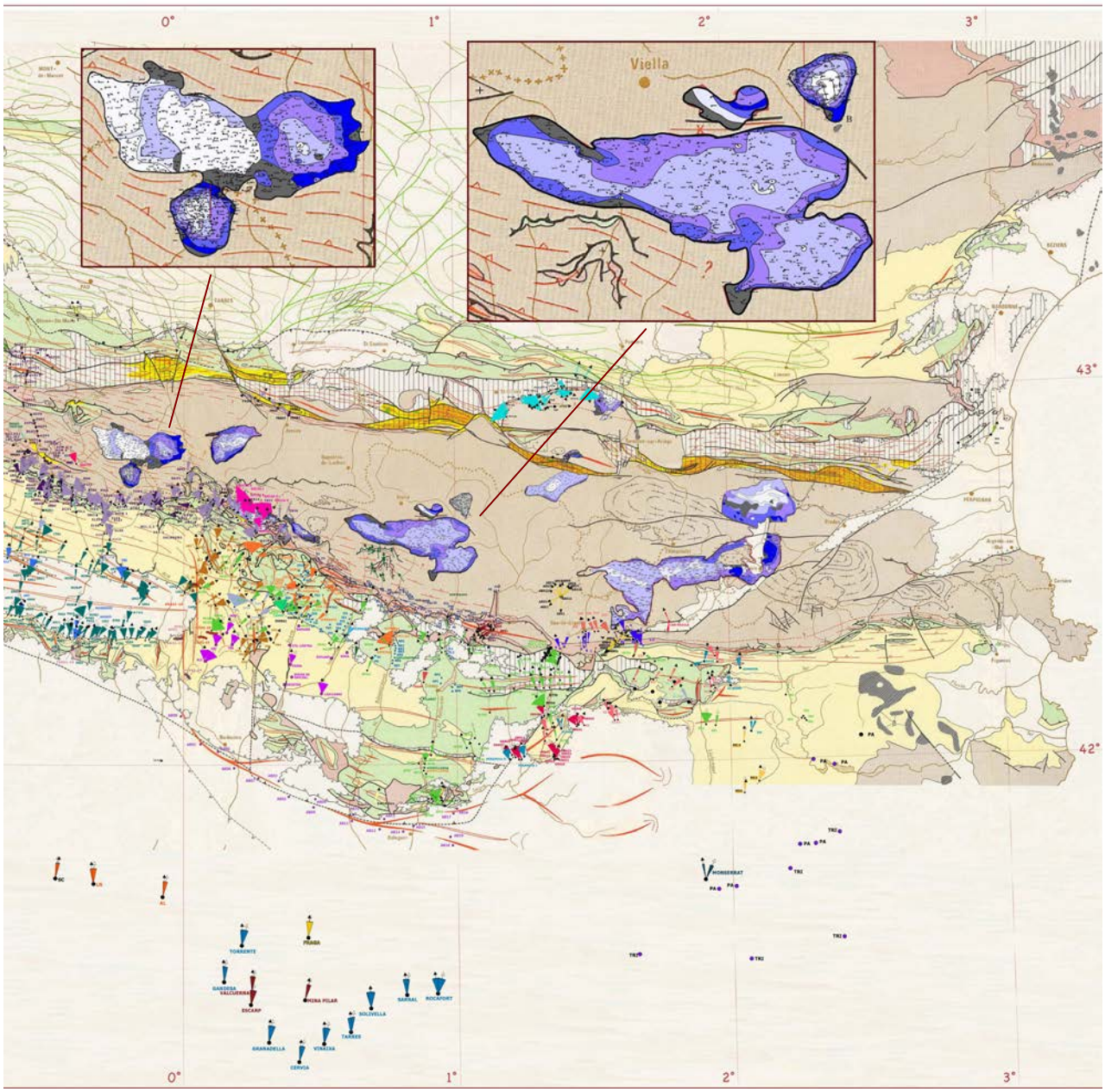

FIGURE 1. Paleomagnetic database (part II)

2) Geographic information: UTM coordinates are a key data field since future plans include the development of georeferenced electronic files. The authors have provided part of this information and part has been deduced from published maps. Map reference number and some local names are also included in this section to provide an easy location of the points.

3) Stratigraphic information: Rock type, stratigraphic formation and ages, including possible ranges of variability or time spans (when controlled by alternative methods) are listed in this section. Magnetostratigraphic profiles are here characterized also by the thickness in meters and the magnetozones (Cande and Kent, 1995).

4) Structural information: Any structural information is here recorded; starting by the fold, thrust or nappe names. Macro structural units are numerically coded to easily find the available data set. Numerical information of the site is of key importance; bedding attitude describe by the strike and dip (right-hand-rule) and numerical data on the structure like fold axis orientation, especially when the plunge is significant; (>10°-15°).

5) Paleomagnetic information. Characteristic components are here listed starting by the unblocking temperatures (TH demagnetization) or coercitivities (AF) description. The direction fitting method is also recorded. As already standardized in any paleomagnetic study, the number of analyzed and considered specimens characterize the direction together with the magnetic declination and inclination in geographic coordinate system (before any bedding or structural correction; BAC). Direction quality is described by the Fisher (1953) parameters; α_{95} and k. This is followed by the direction in stratigraphic coordinates (after bedding correction; ABC) although this could be achieved by other kind of structural corrections (v.g. removal of fold

plunge). This field includes also the derived polarity of the site.

6) Field and stability test. These fields try to collect all available information about the magnetization age like field tests; conglomerate, reversal and fold tests. Fold test is of key importance to evaluate the timing of the magnetization in any case but especially when remagnetizations have taken place. McElhinny (1964) or McFadden (1998) parameters should be here included. Magnetization age should be clearly established from this section.

All these data fields try to compile the necessary information to evaluate the quality and reliability of the data established by Van der Voo (1990) in order to clearly separate data and interpretations thus allowing future overviews of the vast Pyrenean dataset.

AMS DATA

The database is made of several layers. 1) The map of the Pyrenees, from Choukroune and Seguret (1973), the only structural compilation available (1: 500.000), has been used as the background map. 2) A site location layer including the site labeling. Future improvements of the database will consider a geo-referenced frame by using the UTM coordinates of the sites. 3) The bulk susceptibility layer contains site mean values and a mapping following fixed intervals of susceptibility for all bodies. This information allows seeing in a quick look the iron distribution, hence an approach to the petrofacies. 4) Foliation layer includes the magnetic foliation at each site of measurement, i.e., the plane perpendicular to the Kmin axis. Future developments will include and overview of the foliation trajectories. 5) The lineation layer include the individual magnetic lineations (Kmax axis), which have been shown to represent the magmatic lineations, as well as the lineation trajectory map. 6) The magnetic anisotropy and the shape of the magnetic ellipsoid (oblate or prolate) together with other statistical parameters such as the confidence angles of Jelinek (1981) and the Fisher's (1953) and Bingham's (1974) errors, as described in Pueyo *et al*. (2004).

FUTURE DEVELOPMENTS

Besides finalizing the compilation of information in the three existent databases the following steps in the development include: 1) The development of an on-line interface on the web allowing the completion and inclusion of new information. This public access domain could include additional information like, maps, references, papers in PDF format, etc… 2) A structural overview. This synthesis should try to bring into line the structural and paleomagnetic data, partially due to the publication of paleomagnetic data in very specialized journals, which make them to remain ignored by geologists. 3) Another important aspect will be to extract as much as possible information about the natural remanent magnetization (NRM), these data (available in many papers) together with the AMS data set will allow constructing a rock magnetism basic database in order to be used in geomagnetism (vg. magnetic surveying). 4) Finally these databases will converge in the Geophysical Information System developed by the IGME (http://www.igme.es/). 5) The development of a truly 3D restoration method that uses the paleomagnetic data as a primary input together with the bedding attitudes. These couple of variables represents a real 3D element with references in both, the deformed and undeformed stages, and would substantially reduce the number of possible during restoration. Some Pyrenean regions (Jaca-Ainsa basins) satisfactorily fulfilled the needed information; high density of data, magnetochronologic control on sedimentary and deformation processes, many rotation magnitudes including in a few cases the rotation age.

ACKOWNLEDGEMENTS

Research financed by the projects GeoPyrDatabases (CTPP01/2007- EU program INTERREG IIIb-CTP) and the Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE - MEC). Additional founds cover a young research contract from the “Ramon y Cajal” program (ELP).

REFERENCES

Bingham, C., 1974. An antipodally symmetric distribution on the sphere. *Annales of Statistics* 2, 1201-1225.

Cande, S. C. y Kent, D. V., 1995. Revised calibrations of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B10). 6093-6095. .

Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. *Procceedings of the Royal Society*, A217, 295 - 305.

Girdler, R. W., 1961. Some preliminary measurements of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophysical Journal of London*. 5; (3) 197-206.

Gleizes, G., Bouchez, J.L. (1989). Le granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées): anisotropie magnétique, structures et microstructures. *Comptes Rendus Geoscience*, 309(II): 1075-1082.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63-67.

McElhinny, M. W., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 8, 338-340.

McFadden, P. L., 1998. The fold test as an analytical tool. *Geophysical Journal International*. 135; 2, Pages 329-338.

Pueyo, E. L.; López, M. A.; Oliva, B.; Sussman, A. J.; Larrasoaña, J. C.; Dinarés, J. ; Beamud, B.; Soto, R.; Garcés, M.; Gil-Peña, I.; Rodríguez, A.; Almar, Y.; Fernández, O.; Villalaín, J. J.; Calvo, M.; Bógalo, M. F.; Costa, E.; Mochales, T.; Vidal, O.; Pueyo-Anchuela, O.; Gil-Imaz, A.; Román, M. T; Navas, J. and the GeoKinDPyr group, 2006. A preliminary compilation of the Pyrenean paleomagnetic database. Proceedings of the MAGIBER IV- *Paleomagnetismo en España y Portugal* (Vigo), 73-76.

Schwarz, E. J., 1962. Geology and paleomagnetism of the valley of the Río Aragón Subordan north and east of Oza. (PhD Thesis, University of Utrecht) *Estudios Geológicos*, 18, 193-240.

Van der Lingen, G. J., 1960. Geology of the Spanish Pyrenees, north of Canfranc, Huesca province. (PhD Thesis, University of Utrecht). *Estudios Geológicos*. Inst. Invest. Geol. “Lucas Mallada”, Madrid, 16, 205-242

Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1-9.

Cinemática rotacional del anticlinal del Boltaña (Pirineo Occidental) durante el Luteciense

Rotational kinematics during Lutetian times in the Boltaña anticline (Occidental Pyrenees)

T. Mochales[1], E.L. Pueyo [1], A.M. Casas[2] y A. Barnolas[1]

1 IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza. c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. tania@igme.es, unaim@igme.es, a.barnolas@igme.es
2 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. acasas@unizar.es

Resumen: En este trabajo se presentan nuevos datos paleomagnéticos tomados en diversos perfiles de la serie Cuisiense-Luteciense de talud carbonatado del flanco E del anticlinal de Boltaña. Las muestras analizadas muestran polaridades normales e invertidas, de acuerdo con su posición en la escala magnetoestratigráfica. A partir de la interpretación de los datos se infiere que la cinemática rotacional del anticlinal de Boltaña en su zona meridional está caracterizada por un giro horario en torno a 40º en relación a la referencia Eocena, producido fundamentalmente a partir del Luteciense.

Palabras clave: paleomagnetismo, rotación, datación, Cuencas de Jaca y L'Aínsa, Pirineo occidental.

Abstract: *In this work we present new paleomagnetic data from several profiles in the carbonate slope Cuisian-Lutetian sequence located in the eastern limb of the Boltaña anticline. Analysed samples show normal and reverse polarities according to their position within the magnetostraphic sequence. From the interpretation of paleomagnetic data a clockwise rotation of approximately 40º after Late Lutetian times in the southern sector of the Boltaña anticline can be inferred.*

Key words: *paleomagnetism, rotation, dating, Jaca and L'Ainsa basins, southwestern Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

La estructura general del orógeno pirenaico se caracteriza por un sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección ONO-ESE, pero en la vertiente suroccidental de la cadena, aparecen una serie de estructuras compresivas oblicuas a la dirección principal (Soto y Casas, 2001). La orientación N-S de los anticlinales de Boltaña y Mediano (Fig. 1) contrasta con la orientación de las estructuras frontales, tanto de Sierras Marginales como de Sierras Exteriores, de orientación típicamente pirenaica. El presente trabajo trata el problema de la geometría y cinemática de las estructuras oblicuas a la dirección principal Pirenaica, centrándonos en el anticlinal de Boltaña, límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central.

Numerosos estudios paleomagnéticas se han llevado a cabo en estas estructuras oblicuas con el fin de clarificar su cinemática. Los datos existentes han permitido detectar magnitudes de rotación horaria entre los 25° y los 85° (Parés y Dinarès, 1993; Bentham y Burbank, 1996; Pueyo, 2000; Fernández 2004; Oms *et al.*, 2006) (Fig. 2), y su sedimentación sintectónica parece ser una de las claves para comprender el emplazamiento de esta estructura oblicua. Dichos autores plantean que existe una disminución del valor de rotación conforme nos alejamos a posiciones más orientales, debida o bien al carácter sinsedimentario de su rotación o a que los datos más modernos se encuentran en posiciones menos oblicuas de la estructura.

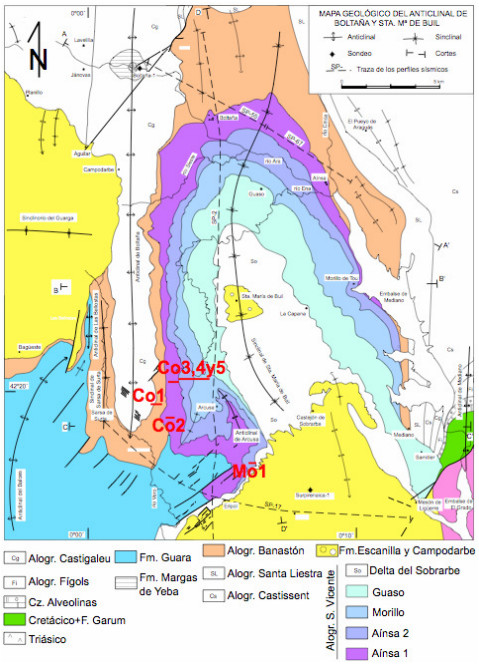

FIGURA 1. *Situación geológica y estructura de los anticlinales de Boltaña y Mediano (Soto y Casas 2001). De las secciones señaladas en rojo se han extraído las muestras del presente trabajo.*

Si bien hay una aproximación discreta al problema (Fernández, 2004), la cronología precisa de la evolución rotacional de esta estructura aún no ha sido resuelta, cuestión clave para comprender su cinemática y discernir entre un escenario de rotación continuo o pulsante. Este trabajo presenta nuevos datos adquiridos

en las facies de talud carbonatado y deltaicas, de edad Luteciense, aflorantes en la porción meridional del anticlinal de Boltaña. El objetivo final de este trabajo implica la datación magnetoestratigráfica de la serie de Coscollar-Mondot, sin embargo este vasto conjunto de datos ofrece la oportunidad de adquirir valores de rotación de excelente calidad y de forma discreta a los largo de toda la serie estudiada.

CONTEXTO GEOLOGICO

El anticlinal de Boltaña representa el límite estructural entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca. Se trata de un pliegue de 25 km de longitud y vergencia oeste cuya geometría queda definida principalmente por la caliza de Boltaña. La estructura del subsuelo está definida básicamente por dos cabalgamientos vergentes al oeste que despegan en la base de la serie mesozoica y cuyas superficies se entroncan en profundidad (Soto y Casas, 2001).

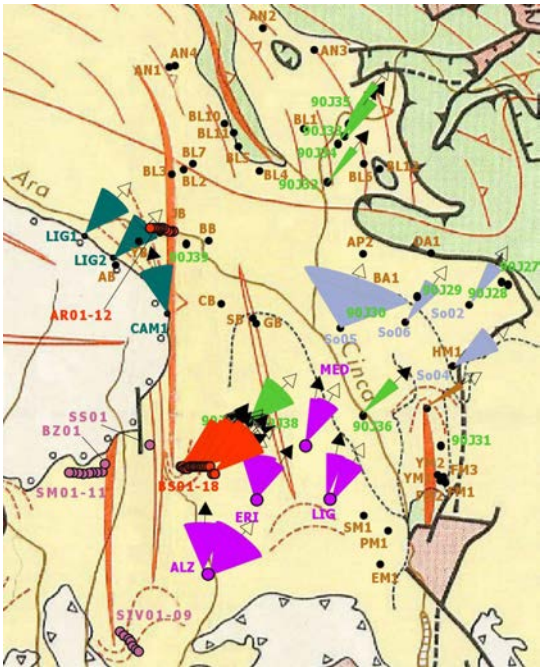

FIGURA 2. *Datos paleomagnéticos de rotación de la zona de Boltaña. Base de datos del proyecto GeoKin3DPyr. Conos verde claro de Parés y Dinarès (1993), gris de Oms et al. (2006), fucsia de Bentham & Burbank (1996), verde oscuro de Pueyo (2000), naranja de este trabajo. Estaciones en marrón, Fernández (2004); rosa, Rodríguez-Pintó (2008) y naranja, Mochales et al. (in prep.).*

El crecimiento de esta estructura fue contemporáneo con la sedimentación eocena en el surco surpirenaico. La geometría de los sedimentos sintectónicos está bien expuesta en esta zona. Se trata de estructuras oblicuas que hacen aflorar la transición entre las facies de plataforma carbonática y talud del margen de antepaís. La sedimentación eocena en la zona de estudio comienza con la caliza de Alveolinas, de edad Ilerdiense, que representa un episodio transgresivo generalizado en gran parte del ámbito pirenaico. Sobre ella se disponen facies de plataforma carbonatada que pasan lateralmente hacia el N-NE a facies de talud y a sistemas turbidíticos. Sobre los materiales de plataforma carbonatada se sitúan los depósitos deltaicos del Sobrarbe y sobre ellos las facies fluviales y lacustres de la Formación Escanilla, de origen fluvial y edad Eoceno superior (Fig. 1) (Puigdefábregas, 1975).

La sección de O Coscollar es un corte completo de las margas de Paules y La Patra (Fm San Vicente) tal y como fue descrita por De Federico (1981), correspondientes a facies de talud carbonático del Luteciense inferior. Se trata de margas y margocalizas nodulosas, con abundantes equínidos, pectínidos y crustáceos. Frecuentemente se observan truncaciones erosivas (*scar slumps*) y acumulaciones de *slumps*. Algunas de estas secuencias culminan con *grainstones* bioclásticos con abundante fauna benthónica indicando diferentes pulsos progradacionales. El nivel de referencia situado a techo del perfil es un nivel anóxico, máximo de inundación sobre la plataforma. A partir de ese nivel comienza la progradación deltaica, con la entrada de lóbulos siliciclásticos de dirección SE-NW.

DATOS PALEOMAGNÉTICOS

Los muestreos fueron realizados en la serie Cuisiense-Luteciense de Coscollar y su prolongación en facies del delta del Sobrarbe, en las cercanías de Mondot. Dichas secciones tienen el interés adicional de alcanzar las series de Eripol y Almazorre estudiadas por Bentham y Burbank (1996) en facies continentales de la formación Escanilla (Bartoniense-Priaboniense) en el flanco oeste del sinclinal de Sta. Maria de Buil.

Previamente se realizaron dos perfiles piloto, situados en la terminación sur del anticlinal de Boltaña (localidades Paúles-O Coscollar), de 80 muestras en 270 metros de serie Cuisiense (Figs. 2 y 3). De ello se pudo obtener una magnetoestratigrafía de alta resolución para la base de la serie. Se extendió la serie hacia el flanco este del anticlinal, en el tránsito Cuisiense-Luteciense, por medio de diversos perfiles solapados entre las localidades de Castellazo y Mondot (237 muestras en 550 metros de serie, Figs. 2 y 3). En conjunto se contó con 366 especímenes que fueron desmagnetizados en los laboratorios de paleomagnetismo de las universidades de Burgos y Tübingen. El procedimiento de laboratorio fue realizar una desimanación progresiva térmica de la NRM (14 pasos) en el 85% de las muestras, el resto fue desimanado por campos alternos (la desimanación térmica resultó ser más eficaz para este tipo litológico). Para ello fueron utilizados los hornos TD48-SC (ASC) y MMTD60 (Magnetic Measurements), el Magnetómetro Super-conductor 2G-755 para llevar a cabo la desimanación térmica y 2G600 DEGAUSSER (2G) acoplado a dicho magnetómetro para la desimanación por campos alternos. Además se usaron los puentes de susceptibilidad KLY-3 (Agico) para controlar los posibles cambios mineralógicos durante la desimanación, midiendo la susceptibilidad magnética. Los análisis de magnetismo de rocas realizados (IRM, desmagnetización térmicas de tres componentes e histéresis) demuestran que el portador principal de la magnetización es magnetita con aportaciones menores de sulfuros de hierro.

FIGURA 3. *Situación de los perfiles (rojo) y las estaciones estudiadas (naranja). Las estaciones de rotación vienen señaladas por el vector de rotación y su α_{95}, numeradas de BS-1 a BS-18. Ortofoto: SITAR.*

El análisis de componentes principales de los diagramas ortogonales permiten definir la componente característica desde 200-250°C hasta 575°C (Fig. 4). De todas las muestras analizadas con fines magnetoestratigráficos, sólo aquellas con direcciones claramente definidas se han utilizado para el cálculo de rotaciones (68%). Los perfiles estudiados se han fraccionado en 18 intervalos de 12-18 muestras (*sites*) para constituir 18 estaciones de rotación denominadas BS01 a BS18 (ver tabla I).

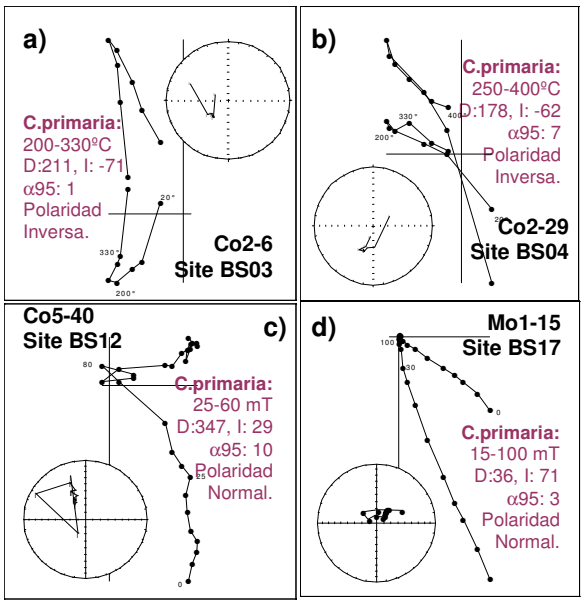

FIGURA 4. *Diagramas ortogonales y proyección estereográfica de muestras representativas de la serie estudiada. a y b) desimanación térmica, c y d) desimanación pro campos alternos.*

A pesar de que no se ha realizado una prueba del pliegue (debido a buzamiento monótono de la serie), el carácter antiparalelo de las direcciones obtenidas (Fig. 5) y la existencia de numerosas pruebas del pliegue de otros autores justifican el carácter primario de la dirección estudiada. Las diferencias observadas entre la declinación magnética local (abatida) y la dirección de referencia Luteciense-Bartoniense (DEC:004.2, INC:52.6; α_{95}:4.6°, k:9.6, Taberner *et al.*, 1999), han sido interpretadas como la rotación de eje vertical acomodada durante el emplazamiento del anticlinal del Boltaña.

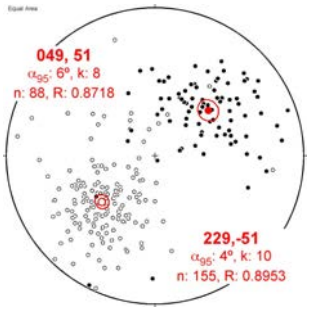

FIGURA 5. *Direcciones de calidad excelente de los perfiles de Coscollar-Mondot que demuestra el carácter antiparalelo de la magnetización característica (capas abatidas a la horizontal).*

DISCUSIÓN. MAGNITUD Y CRONOLOGIA DE LAS ROTACIONES

El estudio magnetoestratigráfico realizado en la serie Cuisiense-Luteciense del flanco E del anticlinal de Boltaña en su porción meridional (serie de Coscollar-Mondot) permite realizar las siguientes observaciones: 1) la señal paleomagnética es estable (mayoritariamente registrada por magnetita). 2) Las direcciones obtenidas son de buena calidad y demuestran su carácter primario.

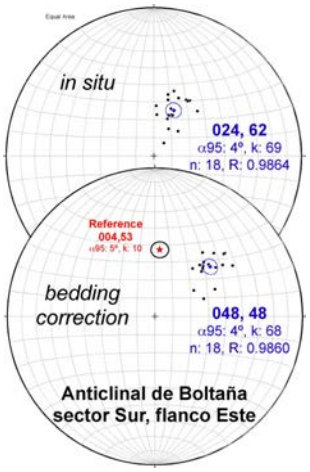

FIGURA 6. *Direcciones medias por estación (antes y depués de la corrección de capa) a lo largo del perfil de Coscollar-Mondot (estaciones BS01 a BS18).*

Estos datos permiten caracterizar con precisión la magnitud de rotación acomodada por la estructura durante el intervalo estudiado (probablemente crones C22R a C19R). Dicho valor parece estable y constante (no existen diferencias significativas entre estaciones), en torno a los 44° (+/- 4°) (Fig. 6). En relación con los datos obtenidos por otros autores en el Ilerdiense del núcleo del anticlinal (Fernández, 2004), la magnitud de la rotación obtenida en este trabajo es algo menor. Por otra parte, los datos obtenidos en la cuenca de Aínsa en el Bartoniense-Priaboniense predicen un descenso de la rotación acomodada con valores no significativos (16° +/- 17° Bentham y Burbank, 1996). Estas observaciones permiten interpretar que la actividad rotacional del anticlinal del Boltaña tuvo carácter pulsante, con un periodo estable sin apenas rotación durante el

Site	Age	Chron	Strike	Dip	DD	n	/	N	D(bac)	I(bac)	a95	K	D(abc)	I(abc)	a95	Pol.	**NPM**
BS01	Cuisian	22r	5	24	E	12	/	13	208	-73	11	17	236	-64	11	R	52
BS02	Cuisian	22n	347	23	E	11	/	12	23	65	14	13	46	48	15	N+R	42
BS03	Cuisian	21r	356	28	E	15	/	15	200	-66	5	65	226	-54	7	R	42
BS04	Cuisian	21r	343	21	E	14	/	15	200	-68	9	21	224	-51	10	R	40
BS05	Lutetian	21n	348	26	E	12	/	13	184	-67	8	33	221	-52	9	R	37
BS06	Lutetian	20r	353	22	E	14	/	15	219	-81	10	17	250	-61	11	R	66
BS07	Lutetian	20r	352	25	E	15	/	15	205	-65	14	9	231	-46	15	R	47
BS08	Lutetian	20n	7	25	E	14	/	14	17	52	13	12	43	41	14	N	39
BS09	Lutetian	20n	3	21	E	15	/	15	44	71	13	10	66	53	13	N	62
BS10	Lutetian	20n	3	18	E	11	/	12	20	62	15	12	45	52	14	N	41
BS11	Lutetian	20n	4	21	E	18	/	18	3	62	9	17	38	56	9	N	34
BS12	Lutetian	20n	1	22	E	15	/	15	13	55	12	12	37	45	12	N	33
BS13	Lutetian	19r	355	21	E	13	/	14	224	-55	15	9	237	-37	16	R	53
BS14	Lutetian	19r	355	22	E	13	/	14	213	-53	11	17	228	-36	11	R	44
BS15	Lutetian	19r	355	25	E	13	/	13	210	-54	10	19	228	-37	10	R	44
BS16	Lutetian	19r	354	22	E	5	/	5	203	-55	13	44	223	-41	13	R	39
BS17	Lutetian	19r	8	22	E	11	/	12	32	54	16	11	53	42	16	N+R	49
BS18	Lutetian	19r	5	23	E	13	/	13	14	58	8	28	42	49	9	R	38

TABLA I. *Datos paleomagnéticos del Cuisiense-Luteciense de la sección O Coscollar (anticlinal de Boltaña). Age: edad piso estratigráfico. n/N: número de direcciones utilizadas/obtenidas. D,I: Declinación e Inclinación magnética antes (bac) y después (abc) de la corrección de capa. Nótese que todas las direcciones se han expresado en hemisferio inferior.*

Cuisiense-Luteciense, aunque se observa una ligera tendencia decreciente en la curva rotación/edad (Fig. 7). Esta pauta contrasta con la tendencia general entre el Ilerdiense y el Bartoniense, durante la cual se detectan al menos 40° de rotación. Es previsible que a partir del final de la serie estudiada en este trabajo (Luteciense superior) los valores de rotación desciendan de forma más brusca hasta acomodar la rotación calculada por otros autores. En relación con estos resultados, la orientación original del anticlinal del Boltaña era más acorde con la dirección Pirenaica. La datacion precisa del movimiento rotacional se debe establecer a partir de magnetosestratigrafía de las facies Ilerdienses del núcleo y Bartonienses –Priabonienses del flanco.

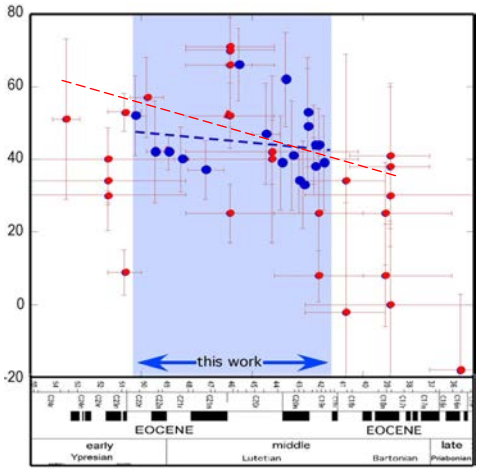

FIGURA 7. *Rotaciones detectadas en el intervalo Ypresiense-Bartoniense en el Anticlinal del Boltaña con sus líneas de tendencia; datos obtenidos en este trabajo (azul) y de otros autores (rojo).*

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos: Geokin3D-Pir (CTPR04/2005-INTERREGIIIb-CTP, UE), Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE, MEC) y ChronoPyr (2006-2009-IGME). Fondos adicionales provenientes de una beca predoctoral del IGME (TM) y de un contrato "Ramón y Cajal" (ELP).

REFERENCIAS

Bentham, P and Burbank, D.W. (1996): Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. In: *Tertiary basins of Spain*. C. Dabrio y P. Friend (eds.), 144-152.

De Federico A. (1981): La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Ainsa. *Publicaciones de geología nº12*, Universidad Autónoma de Barcelona, 257.

Fernández, O. (2004): Reconstruction of geological structures in 3D. An example from the Southern Pyrenees. PhD. Universitat de Barcelona, 321.

Oms, O.; Babault, J.; Dinarès-Turell, J.; Rouby, D.; Remacha, E.; Eichenseer, H.; Urreiztieta, M.;Nalpas, T. (2006a): Validación de modelosgeológicos y magnetotectónica. Ejemplo en la Cuenca Surpirenaica Central. *MAGIBER I Paleomagnetismo en la Península Ibérica*. 41-44.

Parés, J. M. & Dinarés-Turell, J. (1993): Magnetic fabric in two sedimentary rock types from the Southern Pyrenees. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 45, 193-205.

Pueyo, E. L. (2000): Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). Unpublished PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 296.

Puigdefábregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 188.

Soto R. y Casas A.M. (2001): Geometría y cinamética de las estructuras norte-sur de la cuenca de Ainsa. *Rev. Soc. Geol. España*, 14(3-4).

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví , A. (2008 *in press*): Paleomagnetic analysis in the Balzez anticline (Southern Pyrenees); Vertical-axis rotations and kinematic implications. Cuadernos de Geología.

Taberner, C.; Dinarès-Turell, J.; Gimènez, J. And Docherty, C. (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 11, 8, 1155-117.

Fábrica magnética en el Aptiense-Albiense de las cuencas norpirenaicas (Francia)

Magnetic fabrics in the Aptian-Albian of the North Pyrenean basins (France)

B. Oliva-Urcia[1,2], T. Román-Berdiel[2], A. Casas-Sainz[2] y E.L. Pueyo[3]

1 Geologische Institut, Universität Karlsruhe, Hertzstrasse 16, 76187 Karlsruhe, Alemania
2 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza
3 Unidad de Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España, F. el Católico 59, 4C. 50006 Zaragoza

Resumen: A partir del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética en la Cuenca Aptiense-Albiense Norpirenaica, se han definido dos tipos de fábricas según la orientación de los ejes del elipsoide magnético: 1) Un primer tipo definido por la orientación del eje k1 con dirección E-W a NW-SE, paralelo a la orientación de las estructuras regionales. 2) Un segundo tipo definido por la orientación del eje k1 con dirección N-S a NE-SW. Las fábricas encontradas se pueden interpretar como resultado de un acortamiento paralelo a las capas LPS (k1 NW-SE), una cizalla previa al plegamiento (k1 N-S), o bien que reflejen la etapa extensional previa a la compresión alpina.

Palabras clave: fábrica magnética, extensión, aplastamiento, cizalla, cuenca norpirenaica.

Abstract: *The study of the anisotropy of the magnetic fabric in the Aptian-Albian North Pyrenean basin allows defining two types of magnetic fabrics. 1) A first type of fabric shows k1 axes with a E-W to SE-NW orientation, parallel to the regional structures. 2) A second type of magnetic fabric shows k1 axes with a N-S to NE-SW orientation. This fabrics can be interpreted as the result of layer parallel shortening LPS (k1 NW-ES), as caused by shearing prior to folding (k1 N-S), or by extensional tectonic prior to alpine compression.*

Key words*: magnetic fabric, layer parallel shortening, shear, North Pyrenean basin.*

INTRODUCCIÓN

La anisotropía de la susceptibilidad magnética es un valioso método de análisis estructural, ya que tradicionalmente se ha demostrado que existe un paralelismo entre la orientación de la fábrica magnética y el elipsoide de deformación (Hrouda, 1982, Borradaile, 1988). Este paralelismo en ocasiones se ve enmascarado por la superposición de distintas fases de deformación o por diferentes mineralogías magnéticas (abundancia de minerales ferromagnéticos y/o diamagnéticos).

En este trabajo se ha aplicado el método de la anisotropía de la susceptibilidad magnética para caracterizar la deformación interna de los materiales sedimentarios de edad Aptiense-Albiense de la cuenca norpirenaica.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona de estudio pertenece a la cuenca norpirenaica situada al norte de la Zona Axial (Fig. 1). Los materiales muestreados son principalmente margas negras y en algunos casos calizas de edad Aptiense-Albiense. Las margas negras esquistosas alcanzan espesores de más de 1500 m en la Cuenca de Tardets e indican claramente el carácter regresivo de la sedimentación al final del Albiense. La etapa de depósito coincide con transtensión sinistra en la cuenca de orientación WNW-ESE. En su parte inferior estas margas pasan lateralmente a calizas aptienses (BRGM, 1969). La deformación alpina produce una serie de pliegues con esquistosidad asociada y cabalgamientos de dirección dominante NW-SE (dirección pirenaica) y vergencia dominantemente meridional. Los cabalgamientos enraizan en el Triásico afectando a la cobertera mesozoica (Choukroune, 1976; Teixell *et al*., 2000).

Se han tomado muestras en un total de 37 estaciones situadas entre los valles del Aspe al Este y del Saison (cuenca de Tardets) al Oeste. En cada estación se han analizado una media de 15 especÍmenes. En cada estación de toma de muestras se ha medido la orientación de la estratificación S_0 y de la foliación tectónica S_1, siendo éstas subparalelas en la mayoría de los casos.

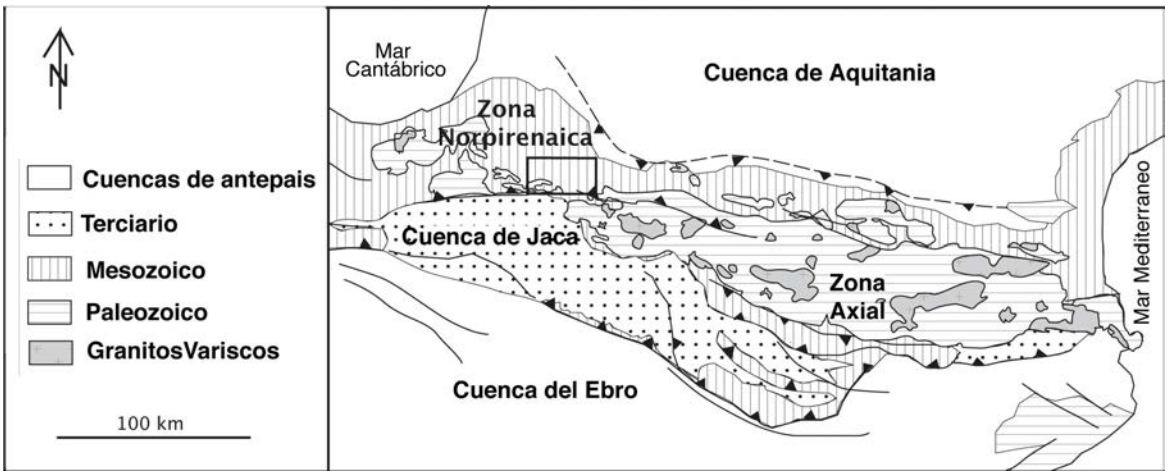

FIGURA 1. *Esquema general del Pirineo. En el recuadro se muestra la zona estudiada.*

RESULTADOS

La susceptibilidad magnética relaciona el campo magnético aplicado y la magnetización inducida. La anisotropía de la susceptibilidad magnética puede ser descrita mediante un tensor de segundo orden que se corresponde con un elipsoide cuyos tres ejes principales (k1>k2>k3) representan las direcciones de máxima, intermedia y mínima magnetización en la muestra. La forma del elipsoide magnético se caracteriza mediante los parámetros L, F, P' y T (lineación y foliación magnética, grado de anisotropía corregido y parámetro de forma, Jelinek, 1981). En rocas deformadas se ha demostrado que los ejes k1 son paralelos a la dirección de estiramiento, y los ejes k3 se agrupan en torno al polo de la foliación tectónica, aunque en algunos estudios se ha observado que se mantienen paralelos al polo de la estratificación, a pesar de la presencia de una foliación tectónica (Oliva *et al*., 2006).

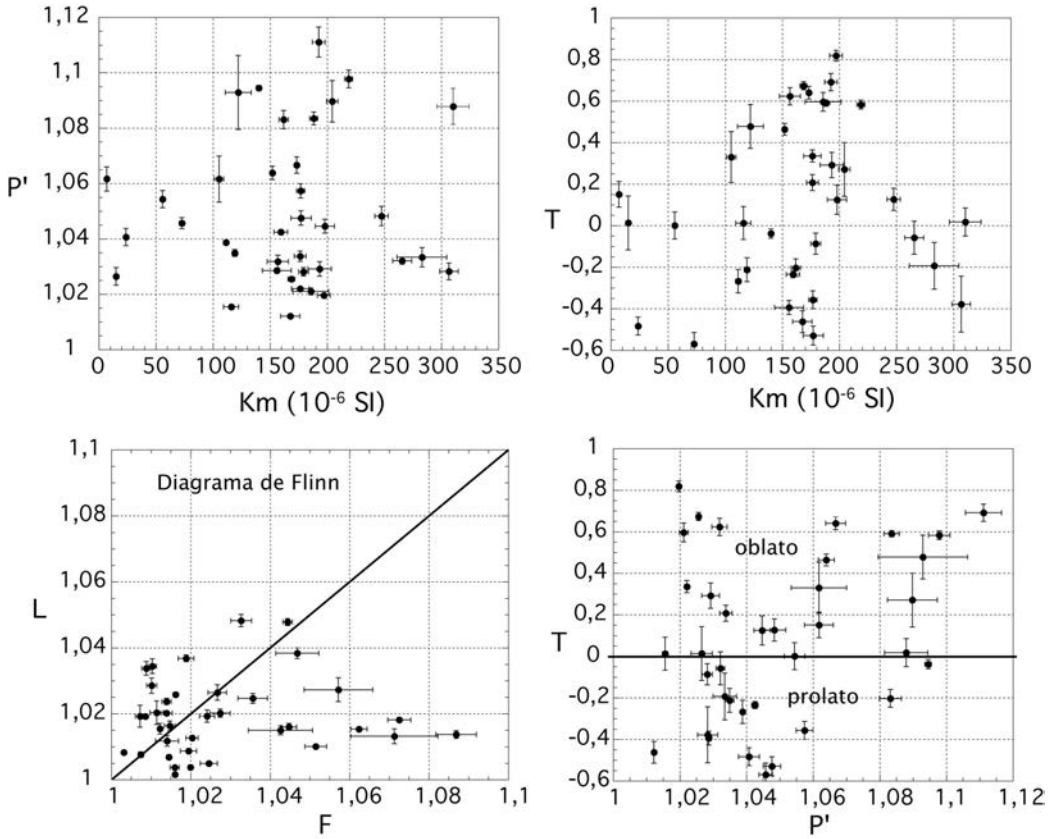

FIGURA 2. *Grado de anisotropía (P') versus susceptibilidad magnética (Km), parámetro de forma (T) versus susceptibilidad magnética (Km), diagrama de Flinn, grado de anisotropía (P') versus parámetro de forma (T).*

Los valores medios de Km por estación varían entre 25 y 310 x 10^{-6} SI, estando en el 80% de las estaciones entre 100 y 200 x10^{-6} SI (Fig. 2). Estos valores son típicos de litologías donde el portador de la fábrica magnética son filosilicatos (minerales paramagnéticos) mayoritariamente.

El parámetro de forma T tiene un amplio rango de variabilidad, desde fábricas fuertemente oblatas (0<T<1) a fábricas prolatas (-1<T<0) (Fig. 2). El grado de anisotropía varía entre 1.01 y 1.18, presentando el 80% de las estaciones un grado de anisotropía corregido (P') inferior a 1.08 (Fig. 2).

En conjunto los ejes k1 están contenidos en el plano de la foliación, y la orientación de los ejes k3 se concentra en torno al polo de dicho plano. En detalle se pueden distinguir dos tipos de fábricas dependiendo de la posición de los ejes k1 una vez abatida la estratificación:

1) En un 60% de las estaciones los ejes k1 se orientan en dirección NW-SE a E-W (dirección de estructuras pirenaicas) (Fig. 3a).

2) En un 20% de las estaciones los ejes k1 se orientan en dirección N-S a NE-SW (Fig. 3b).

En el 20% restante de las estaciones la fábrica es oblata o no ha podido ser definida debido a una gran dispersión de los ejes. Las fábricas dispersas aparecen asociadas a litologías más carbonatadas, estando mejor definidas las fábricas asociadas a litologías margosas.

En las estaciones donde la estratificación y la foliación tectónica forman un ángulo mayor (únicamente en ocho estaciones) se han encontrado casos en los que los ejes k1 están contenidos en el plano de la estratificación, coincidiendo los ejes k3 con el polo de S_0, y los ejes k2 con la lineación de intersección S_0/S_1 (Fig. 3c). En otros casos los ejes k1 coinciden con la lineación de intersección, mientras que los ejes k3 se agrupan en torno al polo de la foliación tectónica (S_1) (Fig. 3d). Este es el caso típico de una fábrica magnética desarrollada en un dominio esquistoso (Parés *et al.*, 1999). En un tercer caso se encuentran aquellas estaciones en que la correspondencia no es tan clara, apareciendo los ejes de k3 rotados con respecto a los polos tanto de S_0 como de S_1 (Fig. 3e).

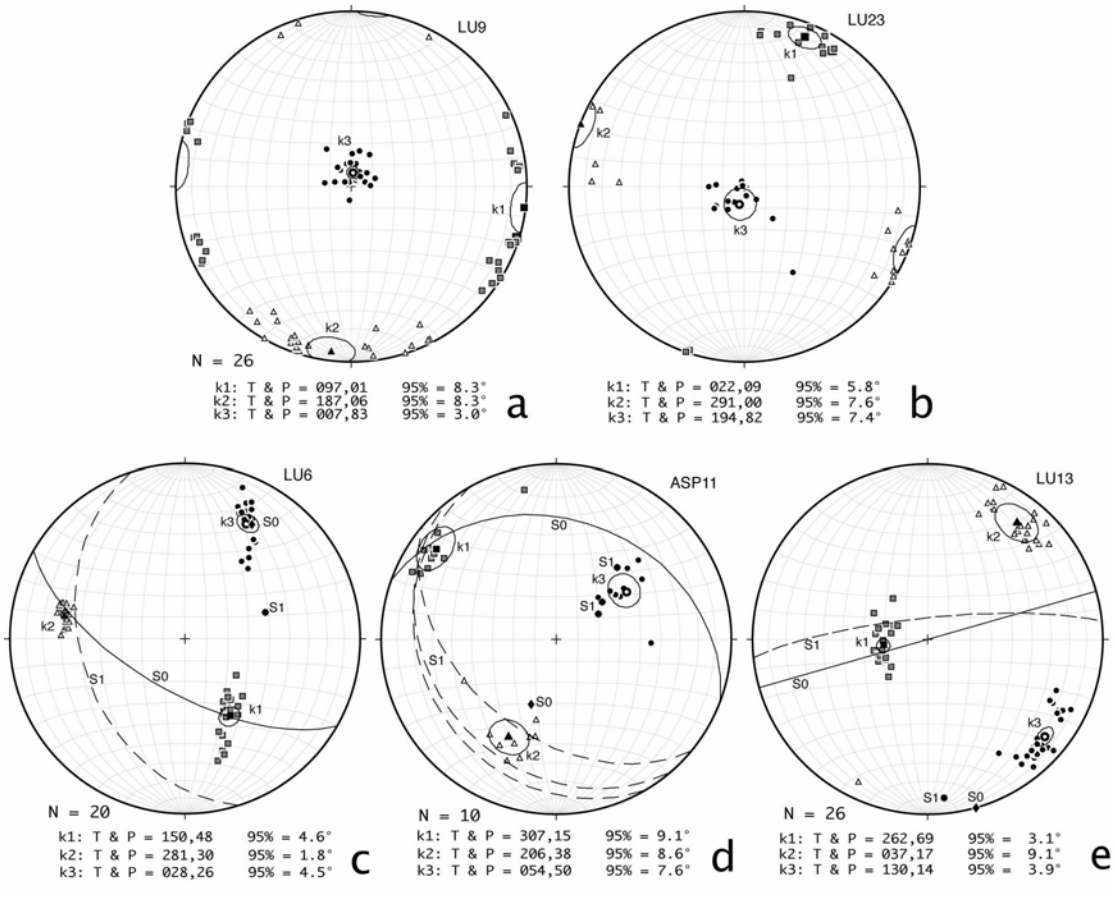

FIGURA 3. *Representación estereográfica (falsilla de Schmidt, hemisferio inferior) de la orientación de los ejes principales del elipsoide para cada muestra de cinco estaciones representativas de los distintos tipos de fábricas encontrados. En a y b una vez abatida la estratificación, c, d y e in situ. También se muestra el vector medio y el cono de confianza con el 95% de probabilidad para cada eje, la estratificación (S0) trazo continuo y la foliación tectónica (S1) trazo discontinuo. Cuadrados grises: k1; triángulos: k2; círculos negros: k3.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio de la ASM ha permitido diferenciar dos orientaciones diferentes del elipsoide magnético atendiendo a la orientación de los ejes k1 contenidos en el plano de estratificación y una vez abatida la estratificación: 1) los ejes k1 presentan una orientación pirenaica (variando entre E-W y NW-SE), 2) los ejes k1 presentan una orientación N-S a NE-SW. La primera de ellas siendo más abundante, en torno a un 60% de las estaciones, frente al 20% del tipo dos.

Teniendo en cuenta el paralelismo entre los ejes k1 del elipsoide magnético y la dirección de máximo estiramiento del elipsoide de deformación (Hrouda, 1982, Borradaile, 1988), podemos relacionar dichas fábricas magnéticas con el mecanismo de deformación causante de las mismas. En el tipo uno la orientación del eje k1 es paralela a la dirección dominante de las estructuras principales (pliegues y cabalgamientos), por lo que se puede interpretar asociada a un acortamiento paralelo a las capas (LPS). Otra posible interpretación es que estas fábricas sean tempranas, adquiridas en el momento del depósito o diagénesis temprana y en relación con la transtensión sinistra que caracteriza el contexto estructural de estas cuencas norpirenaicas. En el tipo dos la orientación del eje k1 es prácticamente perpendicular a la anterior, por lo que la podemos interpretar relacionada con una cizalla previa al plegamiento, o bien asociada a la etapa extensional previa a la compresión alpina. En este segundo caso, el hecho de que la dirección de los ejes k1 se mantenga bien agrupada tras el plegamiento indica un bloqueo de la fábrica magnética adquirida durante la cizalla o durante la etapa extensional. Ambos tipos de fábricas magnéticas compresivas se han observado en otras zonas del Pirineo (Pueyo *et al*., 2004, Oliva *et al*., 2006). En la posible interpretación extensional de las fábricas hay que tener en cuenta que el mismo contexto tectónico transtensivo en el Aptiense-Albiense puede proporcionar fábricas magnéticas con diferente orientación, ya que la orientación de la dirección de extensión puede variar según el ángulo de la transtensión, así como la orientación de las fallas normales reactivadas en cada etapa, y que la lineación de estiramiento local asociada a esas fallas normales también puede variar. Por lo tanto pueden darse lineaciones de estiramiento que varíen desde NNE-SSW a NW-SE dentro de un mismo episodio transtensivo.

No se observa relación entre el tipo de fábrica encontrado en cada estación y la localización de las estaciones con respecto a la macroestructura ya que ésta última refleja la compresión alpina principalmente. Tampoco se observa relación entre el tipo de fábrica y las variaciones litológicas. Futuros estudios sobre la mineralogía magnética portadora de la fábrica podrían revelar la causa de la diferente orientación del elipsoide magnético.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2006-05817 del Ministerio de Educación y Ciencia.

REFERENCIAS

Borradaile, G.J. (1988): Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics,* 156: 1-20.

BRGM (1969): *Carte Géologique de la France 1/80.000, feuille 239 (Mauleon), 2e édition*. BRGM, Orleáns-la-Source.

Choukroune, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la deformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 55 (127): 116 pp.

Hrouda, F. (1982): Magnetic anisotropy of rock's and its application in Geology and Geophysics. *Geophysical Survey,* 5: 37-82.

Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics,* 79: 63-70.

Oliva, B, Pueyo, E. L., Larranoaña, J. C., Gil Imaz, A., Mata, P. and Parés, J. M. (2006): Contrasting magnetic fabrics (RT-ASM, LT-ASM and AARM) in a pressure-solution domain (Internal Sierras, Pyrenees, Spain). Abstracts with programs, AGU 2006.

Parés, J. M., van der Pluijm, B. A. y Dinares Turell, J. (1999): Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics,* 307: 1-14.

Pueyo, O., González, A., Ipas, J., Manuel, J., Orgaz, J. A., Rodes, A, Teixido, F., Gil, A. y Millán, H. (2004): Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos; ejemplo de un corte del sector central del Pirineo oscense. *Geotemas,* 4: 327-330.

Teixell, Durney D.W., and Arboleya M.L. (2000): Stress and fluid control on décollement within competent limestone. *Journal of Structural Geology* 22 : 349-371.

Variabilidad de la fábrica magnética en margas de un sistema de cabalgamientos de cobertera (Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido, Sierras Interiores). Resultados preliminares

Magnetic fabric variability in a thin-skin thrust system (Ordesa-Monte Perdido National Park, Internal Sierras). Preliminary results

B. Oliva-Urcia[1,2], R. Soto[1,3], I. Gil-Peña[4], B. Antolín[5], J.M. Samsó[6] y A. Robador[4]

1 Universidad de Zaragoza, Pablo Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es
2 Universität Karlsruhe, Hertzstrasse 16, 6.36, 76187 Karlsruhe, Alemania
3 Universidad de Burgos, Ave. Cantabria s/n, 09006 Burgos
4 IGME, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid
5 Institut f. Geowissenschaften, Sigwartstrasse 10. D-72076 Tübingen, Alemania
6 José M. Samsó. Geólogo consultor. C. Mayor 30 22700 Jaca

Resumen: A partir del estudio preliminar de la fábrica magnética (ASM) en tramos margosos con una foliación tectónica bien desarrollada, se han obtenido los elipsoides magnéticos de 10 estaciones. Todas las estaciones se encuentran en el sistema de pliegues y cabalgamientos de cobertera de Monte Perdido. Esta información se ha relacionado con el grado de deformación de los materiales estudiados. En la mayoría de los estaciones, los ejes Kmin se agrupan en torno al polo de foliación y los ejes Kmax y Kint se sitúan en el plano de foliación. Los ejes Kmax generalmente no coinciden con la lineación de intersección entre el plano de estratificación y la foliación, sino que siguen una dirección NNE-SSW que podría estar relacionada con la dirección de estiramiento. La variabilidad de los valores se relaciona con variaciones en la deformación interna de las margas, determinada fundamentalmente por la actuación de los tramos margosos como niveles de despegue de planos de cabalgamiento, su posición en flancos normales o invertidos de un mismo pliegue y su proximidad al contacto con niveles calcáreos. Sin embargo, el diferente grado de anisotropía no parece estar afectado por la posición estructural de las estaciones en relación a la secuencia de cabalgamientos del sistema. Esto sugiere que la orientación de la fábrica magnética predominante se vio afectada con posterioridad al desarrollo de los pliegues y en relación a la foliación que los postdata.

Palabras clave: ASM, sistema de cabalgamientos, cobertera, Pirineos.

Abstract: *The preliminary study of the anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) in 10 sites has been done. The sites are located in marls affected by a thin-skin thrust system (Monte Perdido system) and in a well-developed cleavage domain. This information has been related to the deformation degree of the sampled rocks. In most sites Kmin axes are well grouped at the pole of the cleavage planes whereas Kmax axes are not grouped at the intersection lineation as expected but following a NNE-SSW stretching direction. The variation of AMS values is related to changes in the internal deformation of the marls, mainly due to its role as detachment levels of thrusts, their position in normal or overturned flanks of the same fold and their proximity to the contact with limestone beds. However, the different magnetic anisotropy degree does not seem to be affected by the structural position of sites regarding the thrust sheet sequence. Therefore, the orientation of the most predominant magnetic fabric was affected by the cleavage development, after the formation of folds.*

Key words*: AMS, thrust system, thin-skin, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Una de las aplicaciones del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) ha sido desde los años 50 (Graham, 1949) el análisis de la petrofábrica y la distribución de la orientación de los granos minerales en función de la deformación. La correlación entre la orientación de la fábrica magnética y la del elipsoide de deformación ha sido estudiada por numerosos autores, incluso en zonas con poca deformación (e.g. Larrasoaña *et al*., 2004). En rocas sedimentarias se ha estudiado la evolución de la fábrica magnética desde zonas de la parte externa del orógeno a zonas del interior de cinturones de pliegues y cabalgamientos con desarrollo de foliación. En general, la fábrica magnética, al aumentar el grado de deformación, pasa de fábrica sedimentaria oblata (Kmin en el polo de la estratificación) a tener el Kmax agrupado perpendicular a la dirección de acortamiento, hasta acabar con el eje mínimo agrupado en torno al polo de la foliación y el

Kmax agrupado en torno a la dirección de estiramiento o en la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación (Parés *et al*., 1999).

Determinar el portador de la fábrica magnética es crucial para su correcta interpretación. Cuando los filosilicatos (e.g. clorita, mica) son el principal portador, existe una total correspondencia con el elipsoide de deformación. Si hay un predominio de minerales ferromagnéticos (e.g. magnetita, pirrotina) o diamagnéticos (e.g. cuarzo, calcita) la correspondencia entre la orientación de la ASM y el elipsoide de la esfuerzo requiere un análisis más detallado.

En este estudio analizamos la fábrica magnética de 10 estaciones situadas en el dominio de esquistosidad que afecta a las Sierras Interiores y que a su vez están previamente afectadas por el sistema de pliegues y cabalgamientos de cobertera que configura la estructura de las Sierras Interiores. El objetivo es determinar la fábrica magnética de los tramos margosos, para estudiar su relación con el elipsoide de deformación a partir de los marcadores de deformación observables.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona de estudio se encuentra en la parte occidental del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Sierras Interiores, en la parte suroccidental pirenaica) (Fig. 1). La estructura de las Sierras Interiores consiste en un sistema de cabalgamientos imbricados con pliegues asociados de vergencia sur que afecta a series carbonatadas del Cretácico superior-Eoceno inferior y a las turbiditas del grupo Hecho (Fig. 2). Este sistema converge en un despegue basal situado en el Cretácico (cabalgamiento de Monte Perdido), el cual se enraíza hacia el norte en el cabalgamiento de basamento de Lakora-Eaux Chaudes. La edad de emplazamiento de cabalgamiento de Monte Perdido se acota entre el Luteciense superior y el Bartoniense (Teixell, 1992).

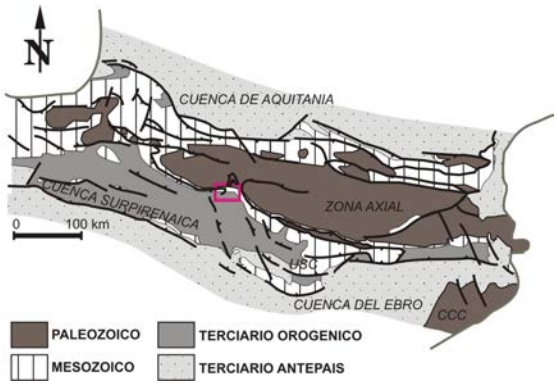

FIGURA 1. *Mapa geológico simplificado del Pirineo. El recuadro marca la zona de estudio.*

El apilamiento posterior de láminas de basamento en secuencia de bloque inferior (Cámara y Klimowitz, 1985), y en concreto el emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie en el Priaboniense-Estampiense deforma el sistema de Monte Perdido, basculándolo hacia el sur. También en relación con el emplazamiento de Gavarnie se genera un dominio de esquistosidad que se superpone a las estructuras previas (Teixell, 1992). Este dominio de foliación se extiende de N a S desde la Zona Axial hasta aproximadamente la mitad de la cuenca turbidítica de Jaca-Pamplona (al norte del cabalgamiento de Oturia).

Las 10 estaciones se muestrearon en materiales margosos del Ilerdiense, 5 en las Margas de Nummulites (MON y SA) y 5 en las Margas de Millares (MI y ORD). Se distribuyen en cuatro láminas del sistema de Monte Perdido, muestreándose tanto el flanco normal (SA1, ORD1 y ORD3) como el inverso (SA2, ORD2 y ORD4) de tres pliegues tumbados y/o vergentes al sur asociados al sistema de cabalgamientos, así como la parte inferior (MON inf, MI3), media (MON med y MI2) y superior (MON sup y MI1) de las margas de Nummulites y de Millares en sectores no afectados por pliegues (Fig. 2). En todos los casos las margas presentan una foliación espaciada posterior al desarrollo de los pliegues. ORD3 y ORD4 no se han tenido en cuenta en la discusión de resultados referente a la orientación del elipsoide magnético por la mala calidad de los mismos.

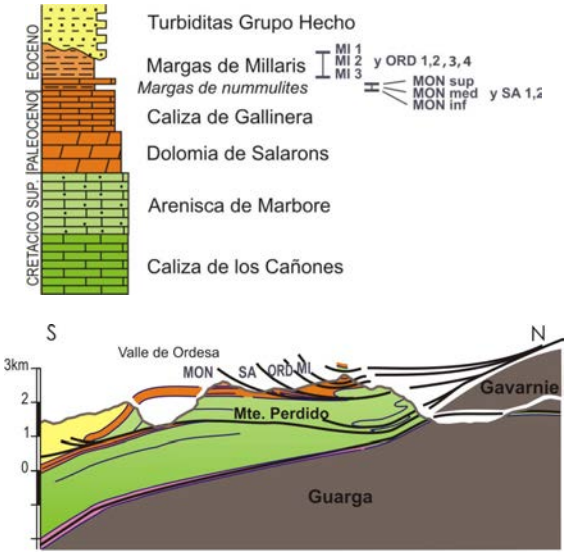

FIGURA 2. *Columna y corte geológico sintéticos representativos del área del Parque de Ordesa y Monte Perdido. Se indica la posición estratigráfica y estructural de las distintas estaciones analizadas.*

MÉTODOS Y MATERIAL

Las muestras, 8-13 cilindros de roca orientados por estación, se han obtenido mediante una perforadora portátil refrigerada con agua en el campo. La medida de la ASM se ha realizado en especímenes estándar en un Kappabridge KLY3 y KLY4 (Geophysika Brno Ltd.) de las Universidades de Zaragoza y Karlsruhe respectivamente. La susceptibilidad magnética es una característica intrínseca de todo material que representa la capacidad del material de ser magnetizado por un campo magnético. Se representa por un tensor de segundo rango que relaciona el campo magnético y la magnetización inducida. Esta propiedad es anisótropa y depende principalmente de la orientación de los granos

minerales, de su forma y de su composición. Los ejes del elipsoide (Kmax>Kint>Kmin) se han definido siguiendo a Jelinek (1978) y los parámetros de forma (*T*) y de anisotropía corregida (*P'*) según Jelinek (1981).

Los cambios de la susceptibilidad magnética con la temperatura (curvas termomagnéticas) son un buen método para distinguir fases magnéticas (temperatura de Curie). Estas curvas se realizaron en el KLY-4S combinado con el instrumento CS-L/CS (AGICO) en la Universidad de Karlsruhe. Las medidas a baja temperatura y los ciclos de histéresis se han realizado en el laboratorio del Institute for Rock Magnetism (University of Minnesota, USA).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las curvas termomagnéticas, ciclos de histéresis y los análisis de baja temperatura indican el predominio de minerales paramagnéticos (filosilicatos) como portadores de la fábrica magnética. La intensidad de la ASM varía entre 150 y 300 (x 10^{-6}) SI (excepto ORD4, Fig. 3), un valor similar al de otras rocas sedimentarias margosas donde los portadores de la ASM son principalmente filosilicatos. En general, los valores de *P´* (Fig. 3) y el diagrama de Flinn (Fig. 4) indican una baja anisotropía excepto para la estación ORD4.

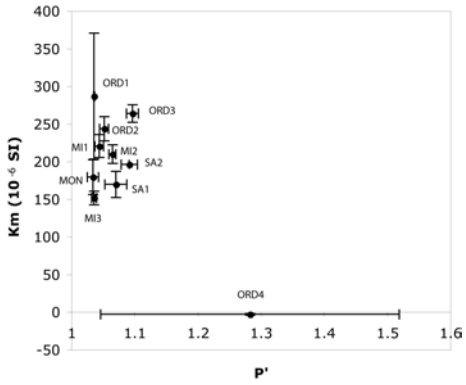

FIGURA 3. *Diagrama mostrando la intensidad de ASM (Km) y grado de anisotropía corregido (P').*

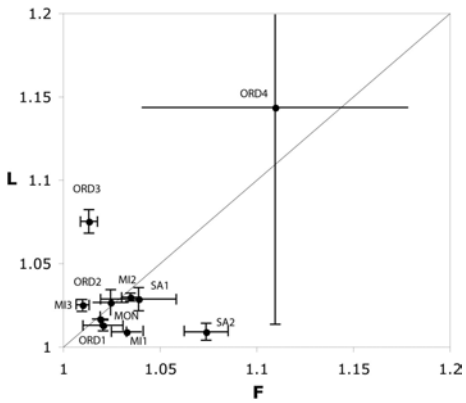

FIGURA 4. *Diagrama de Flinn.*

La orientación de los ejes del elipsoide magnético, con Kmax y Kint situados en el plano de foliación y Kmin agrupados en torno al polo de foliación (Fig. 5) es la típica de materiales con desarrollo de esquistosidad. Las estaciones MI3, SA1, SA2, ORD1, ORD2 y MON presentan esta orientación de elipsoide magnético. En todos los casos, excepto en MON, los ejes Kmax no se agrupan en torno a la lineación de intersección entre la estratificación y el plano de foliación (L1), pudiendo quizás reflejar una dirección de estiramiento NNE-SSW. Este término no se ha podido confirmar con datos de campo.

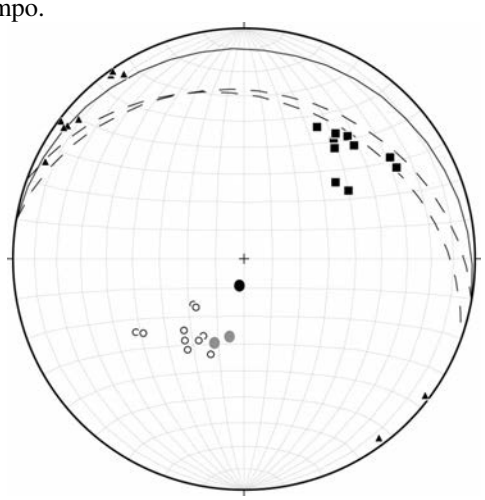

FIGURA 5. *Proyección estereográfica equiareal en el hemisferio inferior de ORD1. Cuadrados: Kmax, Triángulos: Kint, Círculos blancos: Kmin. So: plano de trazo continuo, el polo correspondiente es el círculo negro. S1: planos en trazo discontinuo, sendos polos en círculos grises.*

El análisis de detalle de cada estación en función de su posición tanto estratigráfica como estructural aporta los siguientes resultados: En primer lugar se produce un aumento de la anisotropía desde la parte intermedia de los planos margosos (MONmed y MI2) donde la fábrica magnética es más isótropa, a zonas cercanas al contacto de margas con calizas, donde es más anisótropa (MON superior e inferior, MI1 y MI3). La estación MON muestra la siguiente evolución en la vertical (Fig. 6): En la parte inferior, justo en el contacto con las calizas, los valores de *P´* son mayores. La parte media del tramo, la zona más alejada del contacto, muestra un menor grado de anisotropía y una fábrica magnética más prolata. En el caso de las margas de Millares, aunque la deformación observada en el campo es mayor en la base de las mismas, los valores obtenidos de *P´* son menores que los obtenidos para MI1 y MI2, correspondientes a las estaciones alejadas del contacto con las calizas.

Así, otros factores deben influir en esta variación de la fábrica magnética. La circulación preferente de fluidos a favor de los planos de contacto calizas-margas, como se deduce de las numerosas venas de calcita observadas principalmente en MI3, posiblemente pueda contribuir a una disminución de la susceptibilidad total de la roca. Por tanto, la posible mayor deformación sufrida en zonas próximas al contacto con niveles calcáreos no se corresponde con mayores valores de la susceptibilidad total de la roca en el caso de evidencia de circulación de fluidos.

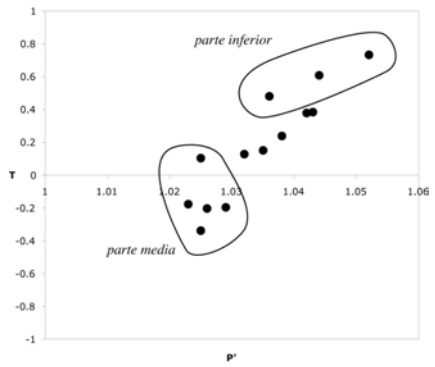

FIGURA 6. *Diagrama P'-T de la estación MON dividida en parte inferior, media y superior (no señalada).*

Si comparamos la fábrica magnética obtenida en los flancos normal e inverso de los diferentes pliegues, encontramos que en las estaciones SA2 y ORD2, situadas en flancos invertidos de dos de los pliegues, Kint y Kmax se agrupan peor en el plano de foliación o cerca de él, que en las estaciones equivalentes situadas en los flancos normales de los pliegues. Otra característica que parece afectar a la fábrica magnética es la posible actuación de los tramos margosos como niveles de despegue de cabalgamientos. La estación SA1, situada en el flanco normal del pliegue de la lámina de Mondaruego, muestra un elipsoide magnético prolato, mientras que la estación SA2, situada en el flanco invertido del mismo pliegue que actúa como nivel de despegue del cabalgamiento de la lámina y en una posición estratigráfica equivalente, muestra un elipsoide magnético oblato para todos los especímenes. Por el contrario, en las estaciones situadas en un pliegue de una lámina cabalgante superior y situada al norte de la lámina de Mondaruego (estaciones ORD1 y ORD2), cuyo flanco sur está menos invertido, la forma del elipsoide magnético es similar en ambos flancos. Estas diferencias mostradas no parecen evidenciar una evolución de las fábricas magnéticas de las láminas superiores a las inferiores sino más bien las condiciones locales de deformación interna de cada lámina.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los resultados preliminares obtenidos, el comportamiento de las fábricas magnéticas observado en tramos margosos con una foliación tectónica en el sistema de pliegues y cabalgamientos de cobertera de Monte Perdido, refleja las siguientes situaciones:

(1) Variaciones en la deformación interna de los tramos margosos en función de las características locales de deformación, fundamentalmente debido a su función como niveles de despegue de planos de cabalgamiento. Sin embargo, no se observan diferencias claras de grado de anisotropía relativas a la posición estructural de la estación de muestreo (i.e. en láminas cabalgantes más altas o bajas del sistema imbricado de cabalgamientos).

(2) Aumento del grado de anisotropía magnética desde la parte intermedia de los tramos margosos a zonas próximas al contacto con calizas (excepto cuando existe circulación de fluidos de relativa importancia).

(3) La variación de la fábrica magnética en niveles margosos equivalentes en relación a su posición en flanco normal o invertido del mismo pliegue parece mínima, lo cual puede indicar la existencia de poca deformación de flanco en estas estructuras.

Todo esto sugiere que las fábricas magnéticas medidas están relacionadas principalmente con el desarrollo de la foliación tectónica, que se superpone al efecto más local del emplazamiento de los cabalgamientos. Estas fábricas han evolucionado desde una fábrica sedimentaria previa que en la mayor parte de los casos ha quedado enmascarada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con los proyectos de investigación 'Investigación geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido y su aplicación a la gestión e interpretación del medio natural del Parque Nacional' del Ministerio de Medio Ambiente y el proyecto CGL2006-05817 del Ministerio de Educación y Ciencia.

REFERENCIAS

Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). *Est. Geol.* 41: 391-404.

Graham, J.W. (1949): The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research.* 54: 131-167.

Jelinek, V. (1978): Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measures on group of specimens. *Stud. Geophis. Geodet*. 22: 50–62.

Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.

Larrasoaña, J.C, Pueyo, E.L., and Parés, J.M. (2004): An integrated AMS structural, paleo- and rock-magnetic study of the Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. In *Magnetic fabric, methods and applications.* Ed: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C. and M.Jackson.Geological Sciety special Publication 238, 127-143.

Parés, J.M.; van der Pluijm, B.A.; Dinarés-Turell, J., (1999): Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307: 1-14.

Teixell, A. (1992): Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 252.

Hydrothermal alteration in basalts: rock magnetic properties from Krafla, Iceland

Alteración hidrotermal en basaltos: características magnéticas en Krafla, Iceland

B. Oliva Urcia y A. Kontny

Geologisches Institut, Strukturgeologie und Tektonophysik, Universität Karlsruhe, Hertzstrasse 16, 76187 Karlsruhe, Germany

Abstract: The high-temperature Krafla geothermal field is situated within the caldera of the Krafla central volcano in NE Iceland. The last fissure eruptions (Krafla fires) occurred between 1975 and 1984. Aeromagnetic surveys from this area indicate a magnetic high corresponding to Mt. Krafla, whereas the magnetic low coincides with the caldera bottom where the Krafla geothermal field is located. The study of the magnetic properties of volcanic rocks affected by hydrothermal alteration is significant to understand magnetic anomalies related to MORB and its tectonic implications. Our study focuses in an area where the hydrothermal alteration diminishes the Ti-magnetite content of fissure subaerial lavas. The samples were taken from KH-1 (200 m depth) and KH-3 (400 m depth) drill cores, from the rim of the caldera. The standard samples show low values of NRM (lower than 5 A/m) but a wide range of magnetic susceptibility (0.2-140x10^{-3} SI). There is a correlation between the χ-T curves and the textural observations from the magnetic phases with the degree of hydrothermal alteration. The magnetic properties allow to distinguishing different degrees of hydrothermal alteration between the two cores.

Key words: hydrothermal alteration, rock magnetic properties, Krafla.

Resumen: *El campo geotermal de alta temperatura de Krafla se sitúa en la caldera del volcán central de Krafla, al NE de Islandia. Las últimas erupciones fisurales (Fuegos de Krafla) ocurrieron entre 1975 y 1984. Prospecciones aeromagnéticas en esta área indican una alto magnético en la zona correspondiente al Monte Krafla, mientras que el bajo magnético coincide con el interior de la caldera, donde se localiza el campo geotermal. El estudio de las propiedades magnéticas de rocas volcánicas alteradas por fluidos hidrotermales es significativo para entender las anomalías relacionadas con MORB y las implicaciones tectónicas que ello conlleva. Nuestro estudio se centra en un área donde la alteración hidrotermal hace disminuir el contenido en Ti-magnetita. Las muestras provienen de los testigos KH-1 (de 200 m de profundidad) y de KH-3 (de 400 m de profundidad), situados en el borde de la caldera. Las muestras estándar muestras valores bajos de NRM (menos de 5 A/m) pero un amplio rango de valores en la susceptibilidad magnética (0.2-140x10^{-3} SI). Hay una correlación entre las curvas χ-T y en las observaciones texturales de las fases magnéticas con el grado de alteración hidrotermal. Las propiedades magnéticas permiten distinguir diferentes grados de alteración hidrotermal entre los dos sondeos.*

Palabras clave: *alteración hidrotermal, propiedades magnéticas, Krafla.*

INTRODUCTION

The study of rock magnetic properties from hot-spot related basalts is a key to understand the variations of natural remanent magnetization also in MORB. The variation of NRM due to hydrothermal alterations is important to understand the magnetic anomalies related to the oceanic crust and its tectonics implications. The original TM60 (titanomagnetite 60; e.g. Bleil and Petersen, 1982) can oxidize at high and low temperatures (deuteric oxidation and maghemitization) producing a Ti-poor titano-magnetite/maghemite. The textures can show different stages but when the alteration is extreme, only relicts of the primary titanomagnetite grain remain (ghost-textures). In basalts with low temperature oxidation, an increase in the Curie temperature is expected with increasing degree of oxidation. The Ti-maghemite becomes unstable so the spinel lattice inverts and form an intergrowth of Ti-poor Ti-magnetite and ilmenite (Readman and O´Reilly, 1972; Moskowitz, 1987). However, other parameters like *M*s (saturation magnetization) and *H*c (coercivity) change in a more complicated, non-monotonic manner (e.g. Petersen *et al*., 1979; Matzka *et al*., 2003).

In this work, a detailed rock magnetic study has been performed in order to better characterize the effects of the hydrothermal alteration in basalts.

LOCATION

The Krafla geothermal active area extends along a N-S fissure swarm of 100 km length and 5-8 km width in the NE part of Iceland. The Krafla caldera, around 8-10 km in width, was formed 100,000 yr ago during the last interglacial period with the explosive eruption of rhyolitic and dacitic rocks. Postglacial volcanism in the Krafla area has been divided in two periods: the first one ended about 8,000 yr ago and the second, which is still active, started about 3,000 yr ago. Krafla was last active during 1975-1984 rifting episode (Krafla fires). KH-1 (200 m depth) and KH-3 (400 m depth) drill holes are situated at the rim of the caldera, in the Sudurhlídar field. The magnetic high in the area, which was measured during an aeromagnetic survey, (Leo Kristjánsson, pers.com.) corresponds to the Mt. Krafla, and the magnetic low coincides with the caldera bottom (where the Krafla geothermal field is).

RESULTS

Natural Remanent Magnetization (NRM) versus susceptibility (χ for all measured samples show a wide range of values for susceptibility (0.2-140x10^{-3} SI), whereas NRM values are rarely higher than 5 A/m. The high values in susceptibility suggest a high content in ferromagnetic minerals, while the low values in NRM indicate grain sizes in the multidomain range (Fig. 1).

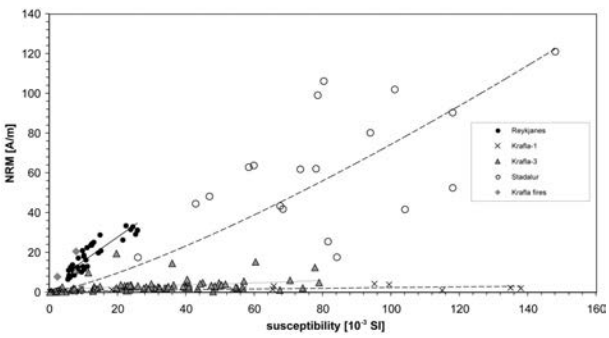

FIGURE 1. *NRM versus magnetic susceptibility from the two highly altered cores at Krafla (KH-1 and KH-3), surface samples from Reykjanes and Krafla (no hydrothermal alteration) and from Stardalur (anomalous high NRM) for comparison.*

The investigated drill cores consist of altered fine-grained basalts. The main rock forming minerals are silicates. Plagioclase phenocrysts occur in prismatic shapes with a range of grain sizes varying from 100-300 x 10^{-3} mm (exceptionally up to 3 mm) and laths of 20-100 x 10^{-3} mm in the matrix. Altered pyroxenes can be identified in polarized light (bright colors). They alter to chlorite or other phyllosilicates. Vesicules and voids are filled with chlorite, quartz and calcite. The total abundance of opaque minerals was estimated from thin-sections observations and it varies from 5 to 20% vol. As opaque minerals titanomagnetite, sulphides, sphene, ilmeno-hematite and rutile were identified. The textures observed in the drill cores indicate both, slow and quick cooling with large, idiomorphic titanomagnetite grains and small cruciform and skeletal shapes, respectively. Exsolution lamellae occur in both cores at different depths. They indicate high-temperature oxidation (according to Haggerty, 1991: C3 state of oxidation). Further oxidation steps can take place in a discontinuous manner and at lower temperatures (250-350 °C) during the hydrothermal alteration. The most oxidized samples are the ones showing "ghost textures", very low NRM/susceptibility and irreversible χ-T curves (type III, see below). Intermediate stages of alteration are seen in grains with patchy textures due to the reaction of the titanomagnetite to other non-magnetic phases (sphene), but titanomaghemite is still present (KH-3-380). The oxide grains often show cracks due to low-temperature oxidation (maghemitization). The cracks form as a result of the decrease in lattice parameters (Petersen and Vali, 1987).

The temperature dependent magnetic susceptibility curves are used to identify magnetic phases. The Curie temperature is sensitive to composition and is the temperature that defines the transition from ferromagnetic to paramagnetic ordering. The degree of reversibility of the heating and cooling runs in air and in argon atmosphere indicate the stability of the original magnetic phases (Vahle *et al.*, 2007). The surface data in Krafla show reversible χ-T curves, which indicate very little (if any) low-temperature oxidation. On the contrary, all samples but one from the Krafla drill cores show non-reversible χ -T curves indicating different degrees of maghemitization. The runs can be grouped in 4 sets: 1) Type II: In KH-1 all lithologies (except the tuff layers) exhibit this type of curve (5 samples out of 10) but in KH-3 only the basalts show this pattern (4 samples out of 21). The susceptibility in the cooling run is lower than in the heating run. The samples show a sharp decrease in susceptibility from temperature peaks that correspond to Ti-poor Ti-magnetite/Ti-maghemite in the heating run. 2) Type Ia/II: It is present in KH-3 only and it is the most abundant type (16 samples). When heated above 150°C the susceptibility shows 2 or 3 "maxima/humps" indicating the presence or formation due to heating of different phases. Further heating leads to a phase with a Curie temperature of 550°C-580°C. This behavior is characteristic for Ti-poor Ti-maghemite, which has become unstable and transforms to magnetite (O´Reilly, 1983). The cooling curves are reversible for the high temperature magnetite phase. 3) Type III: The curves display very irreversible behavior with much higher susceptibility in the cooling than in the heating runs. There are 4 samples in KH-1 showing this type but only one sample in KH-3. In KH-1 there is a drop in the susceptibility at around 500°C (ends at 500°-580°C) in the heating and cooling runs (reversible).

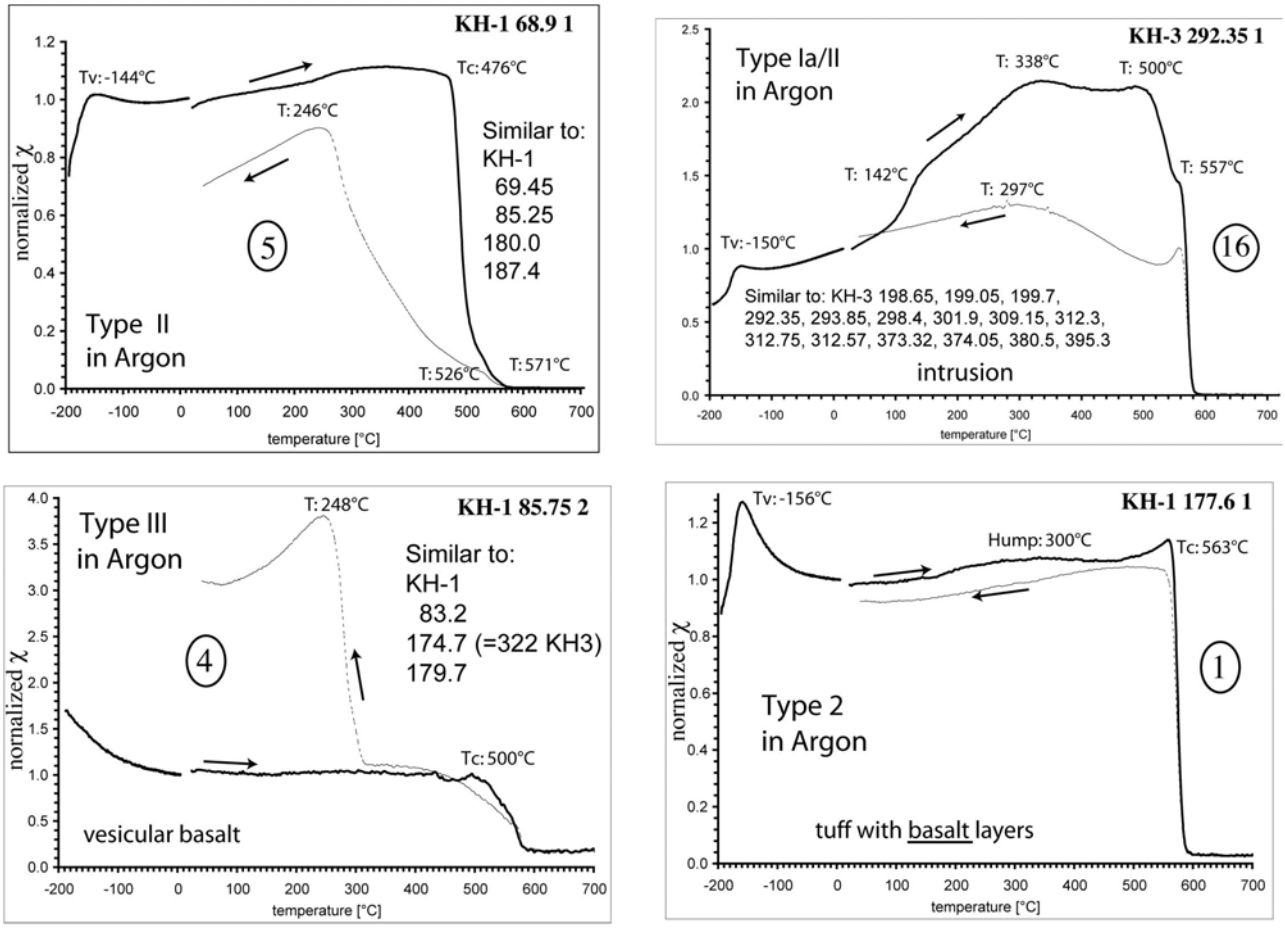

FIGURE 2. *Characteristic χ-T curves for the two cores. The number in the circle indicates the number of samples in the same core that show the same type of curve. Group II shows a Ti-maghemite in KH-1 similar to 4 samples in KH-3. Group Ia/II shows Ti-magnetites with different quantities of Ti and Ti-poor titanomagnetite (T_C: 557°C) only in KH-3. Group III is characteristic of the ghost-textures. Finally, group 2, which is rare in the drill cores, shows the only reversible curve (stoichiometric magnetite) in KH-1.*

Type 2: The only reversible curve was retrieved from the basalt sample 177.6 in KH-1. There is a sharp decay at 563°C and a faint hump at around 300°C in the heating run. The Verwey transition is present at low temperatures (-156°C; Fig. 2).

The demagnetization of standard samples with temperature and AF produces in most cases a normal component with the expected inclination for the situation of Krafla (77°).

CONCLUSIONS

The rock magnetic analyses and observation of textures allows to differentiate a higher degree of alteration in KH-1 with respect to KH-3:

- Cation-deficient magnetite with Verwey transition and Ti-maghemite dominate in KH-3. Maghemite without Verwey transition dominate in KH-1. KH-1 is stronger altered.

- Magnetic mineral textures are similar in both cores, but in KH-1 the "ghost texture" predominates.

- The higher degree of alteration is also seen in low-temperature experiments.

- Despite the alteration, the orientation of NRM vector follows the expected inclination (as seen in other studies from basalts).

AKNOWLEDGEMENTS

Funding from this project comes from DFG grant number: KO 1514/3. V. Zibat is acknowledged for his support in the laboratory for electron microscopy in Karlsruhe.

REFERENCES

Bleil, U., and N. Petersen (1982): Magnetic properties of natural minerals, in: *Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology,* Group V: Geophysics and Space Research, edited by G. Angenheister. 308– 365, Springer, New York.

Haggerty, S.E. (1991): Oxide textures- a mini-atlas, in: Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance. Ed: D. H. Lindsley. Mineralogical

Society of America, Reviews in mineralogy vol 25: 129-219. Michigan, USA.

Matzka, J. Krása, D., Kunzmann, T., Schult, A., and Petersen, N. (2003): Magnetic state of 10-40 Ma old ocean basalts and its implications for natural remanent magnetization. *Earth and Planetary Science Letters* 206: 541-553.

Moskowitz, B. (1987): Towards resolving the inconsistencies in characteristic physical properties of synthetic titanomagliemitesLow-temperature magnetic behavior titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters,* 46: 173-183.

Petersen, N., Eisenach, P. and Bleil, U. (1979): Low Temperature Alteration of the magnetic minerals in ocean floor basalts. In Talwani, M., Harrison, C.G.A. and Hayes, D (eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust,* vol. 2 of Maurice Ewing series: 169-209. American Geophysical Union, Washington.

Petersen, N. and Vali, H. (1987): Observation of shrinkage cracks in ocean floor titanomagnetite. *Physics of Earth and Planetary Interiors,* 46, 197-205.

Readman, P.W. and O´Reilly, W. (1972): Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites $(Fe,Ti,)_3O_4$. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity,* 69-90.

Vahle, C., Kontny, A., Gunnlaugsson, H.P. and Kristjansson, L. (2007): The Stardalur magnetic anomaly revisited—New insights into a complex cooling and alteration history. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* 164: 119-141.

Resultados paleomagnéticos preliminares del perfil de Mondaruego (Paleoceno-Eoceno inferior del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido)

Preliminary paleomagnetic results from Mondaruego profile (Paleocene-lower Eocene in the Ordesa-Monte Perdido National Park)

B. Oliva-Urcia [1,2], R. Soto [1,3], I. Gil-Peña [4], J.M. Samsó [5] y A. Robador [4]

1 Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es
2 Universität Karlsruhe, Hertzstrasse 16, 6.36, 76187 Karlsruhe, Alemania
3 Universidad de Burgos, Ave. Cantabria s/n, 09006 Burgos
4 IGME, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid
5 Geólogo consultor. C. Mayor 30 22700 Jaca

Resumen: Este trabajo presenta los resultados preliminares del análisis paleomagnético del perfil de Mondaruego, que abarca el intervalo Daniense-Ilerdiense inferior. Se han estudiado un total de 43 muestras distribuidas en una serie de 220 m de potencia que incluye el límite Paleoceno-Eoceno. La desmagnetización térmica indica la presencia de una componente secundaria de polaridad inversa en las muestras más margosas. Esta componente se ha podido determinar en el 30 % del total de muestras analizadas. Interpretamos esta componente secundaria en relación al evento de remagnetización relacionado con el desarrollo del dominio de esquistosidad ya definido en las Sierras Interiores por otros autores y posterior al Priaboniense.

Palabras clave: paleomagnetismo, límite Paleoceno-Eoceno, remagnetización.

***Abstract**: Preliminary results from a paleomagnetic study from the Mondaruego profile are presented in this work. The profile ranges from Danian to lower Ilerdian times. A total of 43 samples have been analyzed along 220 m of sedimentary sequence. The Paleocene-Eocene boundary is included in the sampled sequence. The thermal demagnetization reveals a viscous component in 70% of the samples with a maximum unblocking temperature of 275 ^{o}C. In addition, in 30% of the samples, a reverse component has been calculated. This reverse component has been interpreted as secondary and related to the remagnetization event previously defined in the Internal Sierras. The maximum unblocking temperature range for this component is 275-425 ^{o}C. This remagnetizing event has been in turn, related to the cleavage domain development after Priabonian times.*

***Key words:** paleomagnetism, Paleocene-Eocene boundary, remagnetization.*

INTRODUCCIÓN

La transición del Paleoceno al Eoceno es un momento geológico interesante ya que se produjo un calentamiento global que supuso un aumento de las temperaturas de 4 a 6 °C en aguas profundas y hasta 8º en las superficiales (Zachos *et al*, 2001). El perfil de Mondaruego, en el sector occidental del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, engloba esta transición.

Por medio del estudio de la magnetización remanente natural de cuerpos rocosos, se puede determinar si la magnetización es primaria (adquirida en el momento de depósito o durante la diagénesis temprana) o secundaria. Si la componente es primaria será posible establecer unidades de polaridad magnetoestratigráfica (magnetozonas) y correlacionarlas con la escala de tiempo de polaridad geomagnética global (Opdyke y Channell, 1996). En el caso de componentes secundarias, su estudio puede permitir caracterizar el evento de remagnetización y/o, en determinadas condiciones, la cinemática post-magnetización de las unidades estructurales.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de la desmagnetización de 43 muestras tomadas en unos 220 m de serie carbonatada correspondientes a las dolomías de Salarons y Fm. Gallinera.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido se ubica en el sector centro-occidental del Pirineo, en las Sierras Interiores (fig. 1). Éstas consisten en un sistema imbricado de cabalgamientos de láminas de cobertera, basculado hacia el sur por el emplazamiento posterior de láminas de basamento. El perfil muestreado se sitúa en el bloque superior del cabalgamiento de Monte Perdido, en una zona donde la serie es subhorizontal y no presenta complicaciones estructurales. Se trata de

una serie carbonatada continua de todo el Paleoceno hasta la parte basal del Eoceno, que se apoya sobre los terrrígenos de plataforma del Maastrichtiense (Areniscas de Marboré) que caracterizan las Sierras Interiores, habiéndose descrito un hiato entre ambos conjuntos (Baceta *et al*., 2004, Robador 2005).

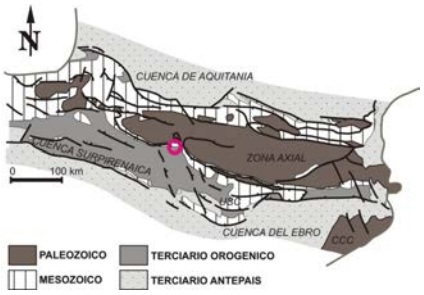

FIGURA 1. *Esquema de situación de la serie muestreada.*

La serie del Paleoceno-Eoceno inferior (fig. 2) se caracteriza por extensas plataformas carbonatadas someras con escasos aportes terrígenos, que presentan en conjunto un carácter transgresivo. El techo de la serie está erosionado por las turbiditas del Grupo Hecho.

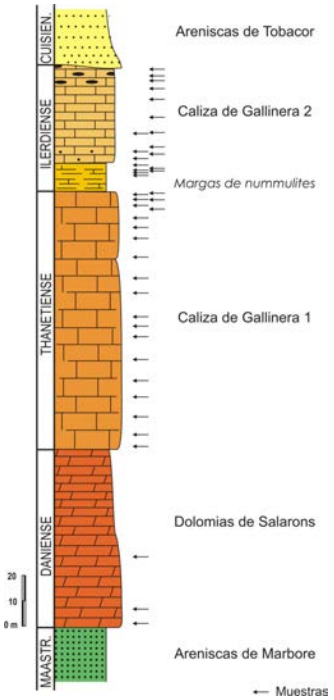

FIGURA 2. *Columna estratigráfica de la serie muestreada, con indicación de la posición de las muestras.*

En conjunto, la serie muestreada abarca un periodo temporal de 10 Ma en el que se diferencian 11 magnetozonas en el registro global.

MÉTODO

Las muestras, 2-3 cilindros de roca orientados por estación, con un total de 86 cilindros en unos 220 m de serie, se han obtenido mediante una perforadora portátil refrigerada con agua en el campo. La desmagnetización térmica preliminar de 43 muestras se ha realizado cada 50-100°C en el laboratorio de paleomagnetismo de STD CSIC-Universidad de Barcelona utilizando un horno TSD-1 Schönstedt y un magnetómetro criogénico superconductor (Compañía 2G). El análisis de componentes principales (PCA Kirschvink, 1980) se ha realizado con el programa PaleoMac (Cogné, 2003), las medias de las componentes se han realizado con el programa Steronet 6.3.3 X de Allmendinger (2005).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La intensidad de la magnetización remanente natural (NRM) de las muestras varía entre 7,9 x 10^{-4} y 0,01 x 10^{-4} A/m. La susceptibilidad magnética varía entre 336 x 10^{-6} y –0,17 x 10^{-6} SI. Se observa una correlación directa entre la NRM y la susceptibilidad magnética (fig 3), indicando que ambas están relacionadas con la cantidad de minerales ferromagnéticos presentes en la muestra.

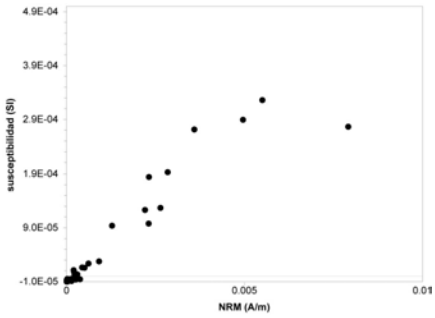

FIGURA 3. *Diagrama donde se observa la relación directa entre NRM y susceptibilidad.*

La desmagnetización térmica de las muestras ha puesto de manifiesto por un lado, la presencia de una componente de baja temperatura en el 70% de las muestras. Esta componente tiene un intervalo de desbloqueo entre 100 y 275 °C. La orientación de esta componente calculada en 26 muestras (D&I: 008, 59, ($\square_{95}$= 5, k= 32), se aproxima a la orientación del campo actual (D&I: 001, 59) por lo que se clasifica como una componente viscosa. Por otro lado, una segunda componente de alta temperatura que tiene un intervalo de desbloqueo máximo entre 275 y 425 °C se ha podido calcular solamente en el 30% de las muestras, las que presentan una litología más margosa. Esta componente inversa tiene una orientación D&I: 197, -39 ($\square_{95}$=6, k= 50) (fig 4). Se interpreta que es una componente secundaria dado que: 1) en la mayoría de las muestras (9/13) no se dirige al origen. 2) Esta componente presenta una polaridad única (inversa) y 3) en las Sierras Interiores un evento de remagnetización a escala regional también de polaridad inversa, ha sido descrito con anterioridad (Oliva-Urcia y Pueyo, 2007). Estos autores demuestran que esta componente secundaria se agrupa mejor in situ, por lo que se adquirió cuando las capas estaban plegadas y que se desarrolla con posterioridad al emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie, es decir, posterior al Priaboniense, habiéndose relacionado con el desarrollo de esquistoridad regional (Oliva-Urcia y Pueyo, 2007). Los nuevos datos corroboran la presencia de esta

componente inversa secundaria. El mineral portador de la componente inversa se interpreta es magnetita debido a que la temperatura de desbloqueo superior es 425 ^{o}C. Este interpretación coincide con resultados de análisis de magnetismo de rocas realizados en otros materiales carbonatados equivalentes en las Sierras Interiores (Oliva-Urcia y Pueyo, 2007).

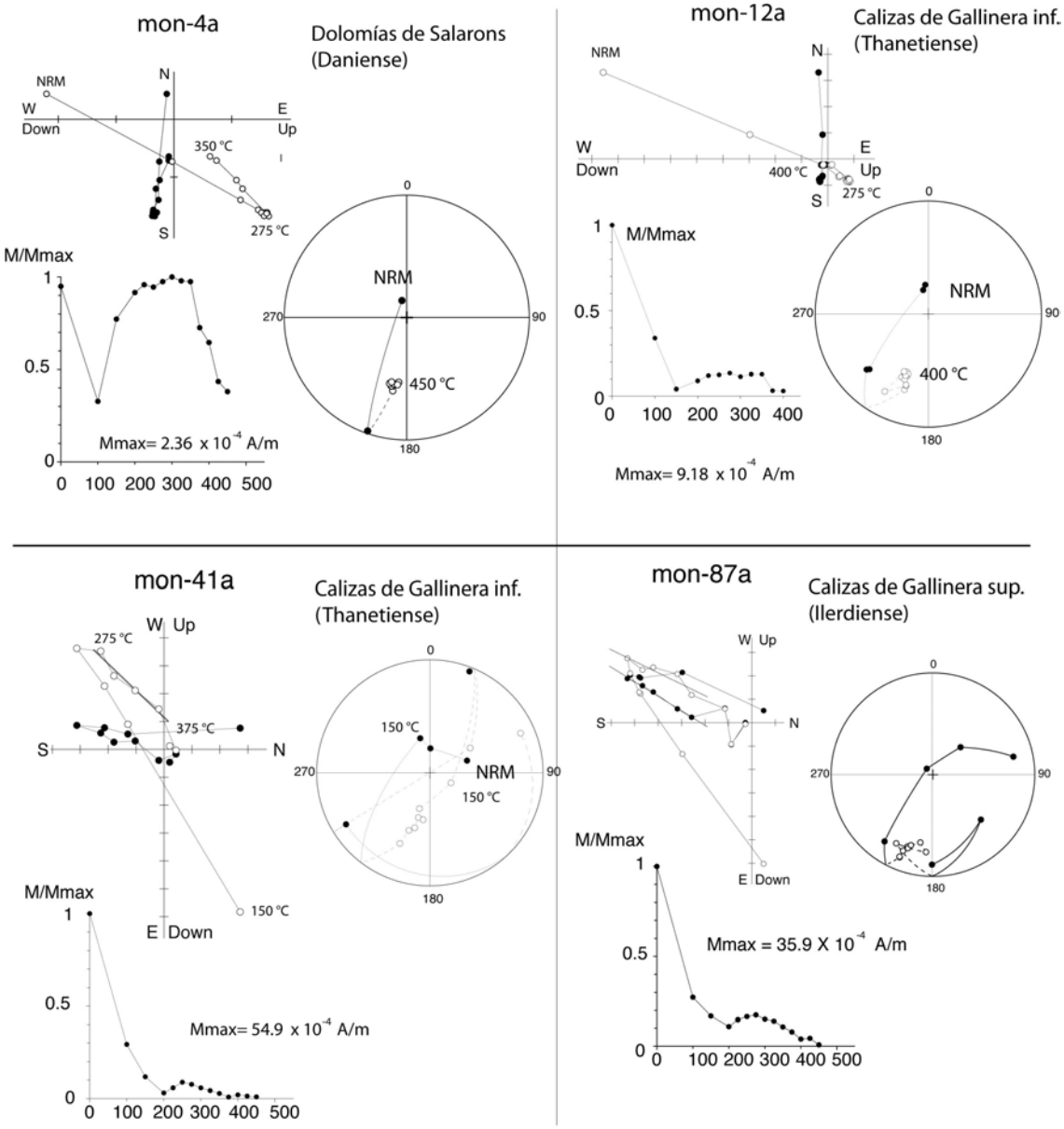

FIGURA 4. *Diagramas de desmagnetización de cuatro muestras características. Se han representado para cada muestra, el diagrama ortogonal, la proyección estereográfica y la caída de la intensidad de cada paso de la desmagnetización. En los diagramas ortogonales, los puntos negros (blancos) son la proyección de la declinación (inclinación) de cada paso de desmagnetización. En la proyección estereográfica los puntos negros (blancos) son proyecciones en el hemisferio inferior (superior). En las dos muestras superiores, la componente inversa tiende al origen, mientras que en las dos inferiores no.*

Debido a que las litologías más margosas presentan por una parte, más cantidad de ferromagnéticos y por otra, los filosilicatos favorecen el desarrollo de esquistosidad en materiales carbonáticos (Marshak y Engelder 1985), es en estos materiales donde se ha desarrollado más favorablemente la componente inversa de la remagnetización. En materiales más carbonatados donde hay menor aporte de filosilicatos, no ha sido posible calcular otra componente más que la viscosa.

CONCLUSIONES

Los resultados paleomagnéticos preliminares obtenidos en el perfil de Mondaruego indican que no se ha preservado la orientación de la componente primaria (i.e. adquirida durante la sedimentación o diagénesis temprana). La presencia de una componente inversa de polaridad única, que coincide con una componente secundaria regional, permite interpretar esta componente como secundaria.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con los proyectos de investigación 'Investigación geológica del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido y su aplicación a la gestión e interpretación del medio natural del Parque Nacional' del Ministerio de Medio Ambiente y el proyecto CGL2006-05817 del Ministerio de Educación y Ciencia. Agradecemos a Bet Beamud y Ana Gracia del laboratorio de paleomagnetismo CSIC-UB por la rapidez en el análisis de las muestras.

REFERENCIAS

Allmendinger, R.W. (2005): Stereonet 6.3.3. X Academic versión.

Baceta, J.I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A. y Orue-Etxebarria, X. (2004): El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica. En : *Geología de España* (J.A. Vera ed.), *SGE-IGME*, 308-313.

Cogné, J.P. (2003): PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions; *Geochem. Geosyst.,* 4 (1), 1007, doi: 10.1029/2001GC000227.

Kirschvink, J. L. (1980): The least squares lines and plane analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 62: 699-718.

Marshak, S. y Engelder. T. (1985): Development of cleavage in limestones of a fold-thrust belt in eastern New York. *Journal of Structural Geology*, 7, 3/4: 345-359.

Oliva-Urcia, B. y Pueyo, E.L. (2007): Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees), *Tectonics*, 26, TC4014, doi:10.1029/2006TC001955.

Opdyke, N. D. y Channell, J.E.T. (1996): *Magnetic stratigraphy*. International geophysics series, volume 64. Academic Press. Edit: R. Dmowska and J.R. Holton, 346 p.

Robador (2005): *El Paleoceno e Ilerdiense inferior del Pirineo occidental: Estratigrafía y sedimentología*. Tesis Doctoral Universidad del País Vasco/EHU, 456 p.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693.

Fábricas magnéticas (ASM) en el anticlinal de Barbastro-Balaguer (Pirineo Central): implicaciones cinemáticas

Kinematic implications from AMS analysis in the Barbastro-Balaguer anticline (Central Pyrenees)

C. Oliván [1-2], E.L. Pueyo[1], A. Pocoví[2], A. Luzón[3] y M.B. Martínez-Peña[4]

1 IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza. c/ Manuel Lasala 44, 9º, 50006 Zaragoza, unaim@igme.es
2 Geodinámica Interna. Dpto. Ciencias de la Tierra.. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
3 Estratigrafía. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
4 Didáctica Ciencias Experimentales. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza

Resumen: Se ha realizado el análisis de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) de 19 estaciones (190 muestras) situadas a lo largo del anticlinal de Barbastro-Balaguer (estructura más meridional del Pirineo Central) con el fin de conseguir información sobre su cinemática. Las estaciones muestreadas se encuentran en rocas Priabonienses de las formaciones Peraltilla y Sariñena. Excepto or unas pocas muestras diamagnéticas, las susceptibilidades encontradas oscilan entre 4 y 276 10^{-6} S.I. típicas de rocas dominadas por su matriz paramagnética. En todas las estaciones estudiadas el eje de susceptibilidad mínimo (K3-min) resultó ser similar al polo de la S0, siendo K1-max paralelo al eje local del anticlinal. El mejor agrupamiento observado en los Kmax (lineación de estiramiento) al abatir las capas permite sugerir que la fábrica magnética bloqueó durante la diagénesis una dirección relacionada con procesos de *layer parallel shortening*. Considerando este modelo, que esta lineación presente una dispersión de 60° puede estar relacionado con la naturaleza secundaria de la curvatura del eje del anticlinal.

Palabras clave: ASM, cinemática, anticlinal de Barbastro-Balaguer, Pirineo Central, LPS.

Abstract: *19 sites (190 standard samples) evenly distributed along the Barbastro-Balaguer anticline (southernmost structure in the central Pyrenees) were studied by means of anisotropy of magnetic susceptibility analysis to achieve kinematic information. Al sites belong to the Priabonian foreland sequence (Peraltilla and Sariñena formations). Except for a few diamagnetic samples, usual rock-matrix dominated susceptibilities range between 4 and 276 10^{-6} S.I., therefore a dominant paramagnetic contribution can be expected. K3-min is always parallel to the bedding pole and K1-max is systematically parallel to the bedding strike (local fold axis orientation). Kmax reaches the best fit after bedding correction and thus suggests an incipient blocking of the fabric during sediment diagenesis related to layer parallel shortening. In this frame, the 60° scattering of Kmax could be related to the secondary curvature of the fold axis anticline.*

Key words: *AMS, kinematics, Barbastro Balaguer anticline, Central Pyrenees, LPS.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) ha supuesto una revolución durante las últimas décadas en el estudio de rocas débilmente deformadas puesto que, siempre que se garantice la predominancia de la matriz paramagnética, ofrece la posibilidad de obtener información sobre la orientación preferente mineral de una forma rápida y no destructiva. Las técnicas de la ASM se han aplicado con profusión en el dominio pirenaico tanto en rocas de zócalo (Antolín *et al*., 2007; Oliva *et al*., 2006 entre otros) como de cobertera (Soto *et al*., 2007 entre otros) permitiendo detectar y caracterizar la geometría y cinemática de procesos incipientes o poco intensos de deformación.

El anticlinal de Barbastro-Balaguer (Fig. 1) es la estructura frontal más meridional de la cadena pirenaica en su parte central siendo una estructura muy extensa y aparentemente sencilla que se extiende bordeando las estructuras cabalgantes de Sierras Marginales. Sin embargo, el cálculo preciso del acortamiento acomodado por esta estructura se ve dificultado por la ausencia de secciones transversales completas donde se conserve la continuidad entre los flancos y la imposibilidad de determinar el volumen de materiales desaparecidos por la erosión del núcleo del pliegue (Martínez-Peña y Pocoví, 1988). Además, el flanco norte (formado por pequeños elementos despegados que han sufrido distintas magnitudes de desplazamiento y giro) es mucho más complejo que el sur (amortiguado suavemente en continuidad con la cuenca del Ebro). Con el fin de aportar información que permita aclarar, tanto las posibles variaciones laterales de acortamiento (rotaciones de eje vertical) como la distribución de la deformación interna a lo largo de la estructura se ha realizado un estudio paleomagnético y de ASM. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del análisis de ASM.

MARCO GEOLÓGICO

El anticlinal de Barbastro-Balaguer es una estructura de orientación WNW-ESE que se extiende desde las inmediaciones de Peraltilla (Huesca) hasta Ponts (Lérida), describiendo una forma arqueada, con la convexidad hacia el Sur, y bordea la zona de cabalgamientos surpirenaicos más meridionales (Sierras Marginales de la Unidad Surpirenaica Central). En la cartografía se representa como una franja de cerca de 150 km de longitud y tan sólo entre 1 y 5 km de anchura (Fig. 1), que corresponde al núcleo de la estructura, formado por sedimentos evaporíticos con escasas intercalaciones de arcillas y calizas arcillosas, de edad Eoceno superior y Oligoceno basal (Fig. 1).

Los yesos del núcleo del anticlinal (yesos de Barbastro, Quirantes, 1969), equivalentes hacia el W a la Fm. salina de Cardona (Riba, 1967), se superponen a la formación margas de Igualada, del Eoceno marino (Ferrer *et al*., 1968). En los flancos, sobre los yesos de Barbastro, se presentan las formaciones molásicas de Peraltilla (Oligoceno Inferior), Sariñena (Oligoceno superior-Mioceno inferior; Luzón, 2005) y su equivalente lateral más oriental, las molasas de Solsona. En el flanco S del anticlinal, las citadas formaciones molásicas van reduciendo suavemente su buzamiento hasta pasar a posición subhorizontal en una banda de escasos kilómetros, dejándose de apreciar las deformaciones pirenaicas. El flanco N reviste mayor complejidad y se distinguen cinco sectores (Martínez-Peña y Pocoví, 1988) uno de ellos es el sector denominado de Barbastro; comprende desde la terminación occidental hasta un poco al E del curso del río Cinca. En él la observación está limitada por la presencia de los materiales discordantes de la Fm. Sariñena, datados como aquitanienses en las "capas de Santa Cilia") y que se consideran equivalentes a los conglomerados de Graus.

La interpretación de perfiles sísmicos y sondeos, la construcción de cortes compensados y la modelización numérica (Gil y Jurado, 1998) han permitido elaborar un modelo general para el anticlinal en el que la compresión pirenaica durante el Oligoceno superior dio lugar al desarrollo de un pliegue ciego despegado en los yesos eocenos cuya geometría y curvatura está profundamente marcada por la geometría del depósito (extensión lateral y espesor) de los yesos de Barbastro. La estructura permaneció activa posteriormente según un equilibrio de los mecanismos de flotación y carga diferencial. El diapirismo ha jugado un papel dominante en los estadios finales de la configuración de esta estructura.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Se han estudiado 190 especimenes distribuidos en 19 estaciones situadas en diferentes posiciones estructurales, a lo largo del Anticlinal de Barbastro-Balaguer (Fig. 1). El muestreo de testigos estándar para paleomagnetismo-ASM se realizó por medio de una perforadora de gasolina portátil refrigerada por agua y la orientación de estos *in situ* por medio de una brújula adaptada al orificio de la perforación.

Las medidas de ASM se realizaron en el laboratorio de fábricas magnéticas de la Universidad de Zaragoza, por medio de un susceptómetro KLY-3 (AGICO). Las medidas, el tratamiento y procesado de los datos se realizó considerando la metodología propuesta por Jelinek (1981).

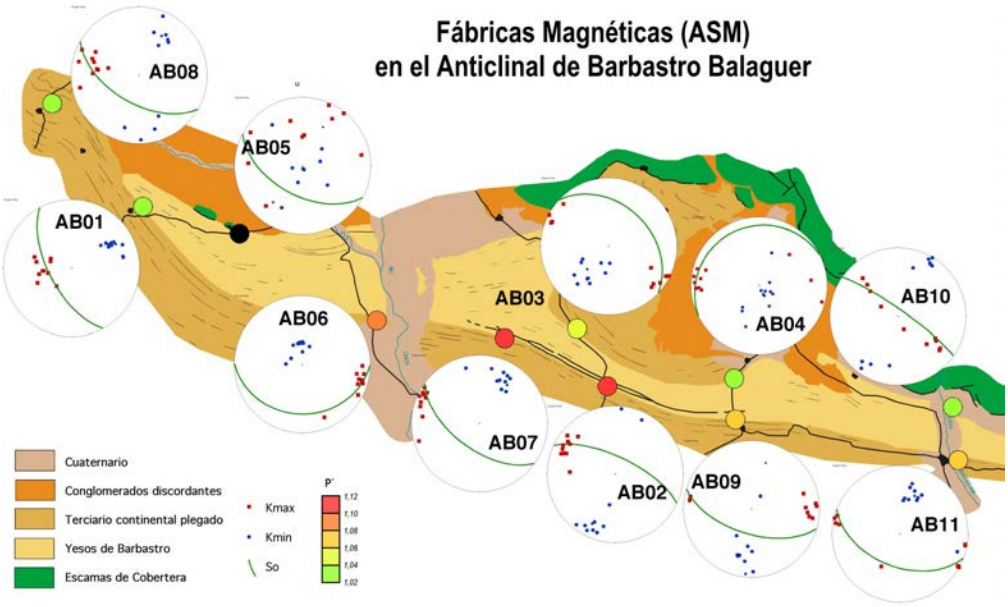

FIGURA 1. *Datos de ASM en el anticlinal del Barbastro Balaguer (cartografía fotogeológica de Martínez-Peña y Pocoví 1988). Proyecciones estereográficas de los ejes de susceptibilidad máxima (cuadrados rojo) y mínima (círculos verdes), el polo de lo So se ha proyectado en forma de diamante y la ciclográfica en verde.*

										Kmax				Kmin			
Site	Kbulk	N	Strike	Dip	DD	L	F	T	P'	Dec	Inc	β_{max}	β_{min}	Dec	Inc	β_{max}	β_{min}
AB01	102.2E-06	10	152	63	SW	1.006	1.021	0.550	1.029	260,7	54,2	18.9	11,6	60,5	34,1	12,3	2,8
AB02	223.3E-06	10	295	69	N	1.032	1.073	0.387	1.110	297.0	17.8	8.8	3.4	202.4	14.0	10.7	8.8
AB03	157.4E-06	10	313	38	NE	1.017	1.035	0.350	1.053	123.7	0.5	14.4	5.8	214.3	50.0	21.5	8.3
AB04	18.07E-06	11	243	14	N	1.011	1.024	0.359	1.036	281.0	8.1	12.5	5.0	144.1	78.9	21.9	7.1
AB05	4,30E-06	10	118	54	S	1.081	1.446	0.651	1.611	23.9	11.5	45.0	9.7	181.2	77.6	25.9	6.9
AB06	157.8E-06	10	91	28	S	1.018	1.068	0.566	1.092	107.1	12.3	6.8	3.7	342.3	69.2	13.1	3.9
AB07	179.0E-06	10	126	59	SW	1.019	1.081	0.617	1.107	287.8	11.8	18.0	4.0	24.2	27.7	12.1	7.1
AB08	91.57E-06	10	120	56	S	1.016	1.007	-0.381	1.023	280.4	28.9	12.8	10.4	27.4	28.0	32.2	8.5
AB09	74.77E-06	9	107	120	N	1.031	1.040	0.121	1.072	88.9	8.9	18.8	6.8	184.3	31.4	17.7	6.7
AB10	189.4E-06	10	305	82	N	1.006	1.026	0.599	1.034	120.9	18.3	26.6	5.8	212.3	4.2	17.9	6.7
AB11	156.2E-06	10	111	50	S	1.016	1.044	0.468	1.063	287.6	2.6	10.3	3.7	19.7	39.0	8.5	4.9
AB12	159.9E-06	10	85	47	S	1.027	1.020	-0.153	1.047	102.1	17.4	4.8	0.9	351.8	47.9	6.9	1.2
AB13	41.00E-06	10	230	35	N	1.008	1.017	0.352	1.025	267.7	27.1	26.6	7.0	132.9	54.0	16.1	10.4
AB14	166.6E-06	10	104	46	S	1.022	1.033	0.202	1.056	94.3	1.0	20.5	3.7	3.2	45.5	15.8	6.8
AB15	147.3E-06	10	266	57	N	1.047	1.054	0.072	1.104	273.1	11.5	8.3	5.7	178.4	21.8	8.6	7.5
AB16	276.2E-06	10	235	39	N	1.004	1.054	0.858	1.066	257.7	16.8	31.0	6.3	141.7	55.4	8.0	5.5
AB17	129.4E-06	10	92	44	S	1.010	1.037	0.578	1.050	267.5	4.1	17.7	4.9	1.2	42.4	12.6	5.2
AB18	88.09E-06	10	96	21	S	1.018	1.062	0.542	1.086	269.0	3.6	19.7	10.5	7.6	67.2	13.4	8.5
AB19	164.4E-06	10	280	29	N	1.022	1.061	0.459	1.087	84.4	11.7	26.5	9.1	198.7	63.4	12.6	9.5

TABLA I. Datos de susceptibilad magnética de las muestras estudiadas en el Anticlinal de Barbastro-Balaguer.

Las susceptibilidades de las muestras estudiadas, calizas lacustres y areniscas margosas dominantemente, oscilan entre los 4 y los 276 10^{-6} S.I,. A pesar de que no se han llevado a cabo análisis de la mineralogía magnética, estos valores se encuentran dentro del intervalo de *"rock-matrix" (Rochette, 1987)* por lo que se puede garantizar una aportación paramagnética dominante y los resultados de ASM se pueden interpretar en términos de orientación preferente de los filosilicatos existentes (Tabla 1).

Salvo en la estación AB05, en la que la susceptibilidad es cercana a valores diamagnéticos y sus resultados direccionales y sus parámetros tensoriales son más dispersos y caóticos, en el resto de las estaciones estudiadas la orientación del eje de susceptibilidad mínimo (K3) coincide estadísticamente con el polo de la estratificación (So). Por tanto el eje de susceptibilidad máxima (K1) se encuentra siempre (Fig. 1) contenido dentro del plano de So y, salvo en la estación AB01, muy cerca de la orientación del azimut de las capas (subhorizontal).

Todos los elipsoides estudiados mostraron formas aplastadas (oblatas) siendo algunos de ellos más triaxiales (v.g. AB08, AB12 o AB15). Respecto al grado de excentricidad del elipsoide (anisotropía total; parámetro P'); se observa una gradación importante entre valores cercanos a 1,02 y valores de más de 1,10. Teniendo en cuenta que no existe un control litológico destacado sobre la anisotropía magnética, las diferencias entre diferentes estaciones puede interpretarse en términos de mayor o menor grado relativo de deformación (Fig. 2).

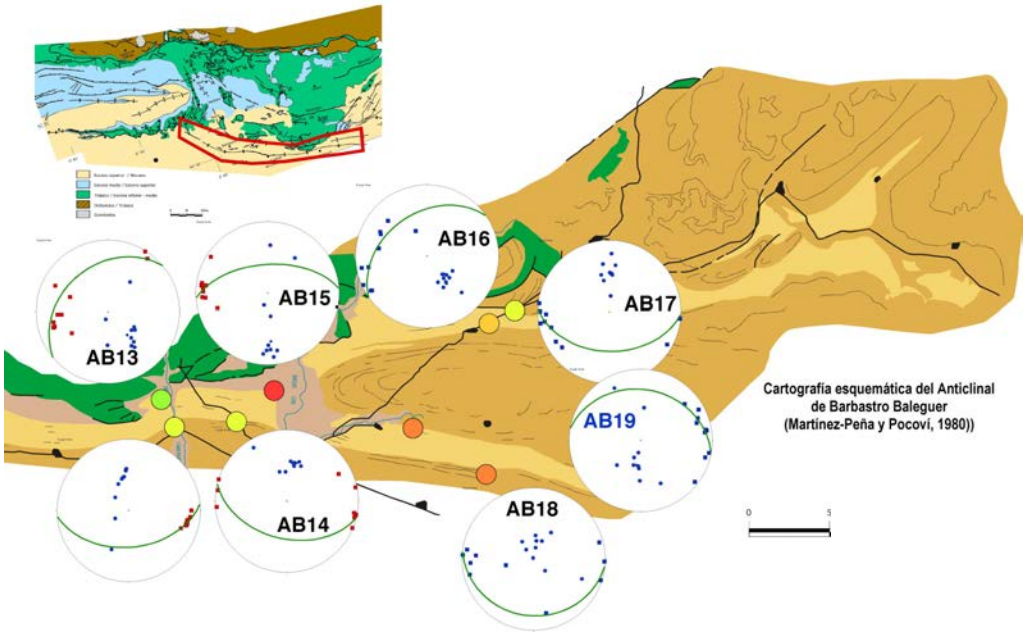

FIGURA 1 (cont). *El grado de anisotropía total del elipsoide magnético (grado relativo de deformación se distingue por el color del punto de muestreo: rojo: mayor, verde menor grado).*

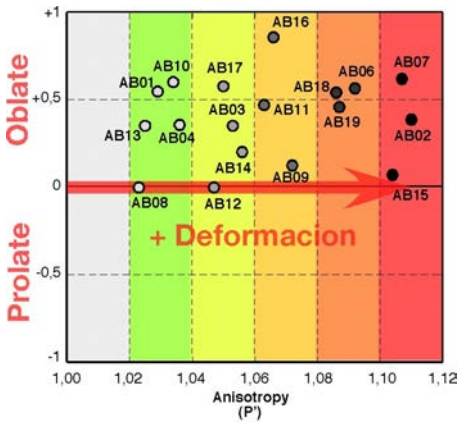

FIGURA 2. *Diagrama T (forma) vs P' (anisotropía) de las estaciones estudiadas (medias). Nótese que todos los datos muestran fábricas oblatas o triaxiales-oblatas con grados muy diversos de deformación.*

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos del análisis de la ASM permiten realizar las siguientes afirmaciones:

- Aunque no se descarta un efecto de la fábrica sedimentaria, parece existir una mayor deformación en el flanco S que en el Norte (valor de P´).
- Las estaciones situadas en posiciones frontales centrales tienen mayor grado de deformación que aquellas situadas en los extremos de la estructura.
- La lineación magnética (K1) tiende a agruparse con mayor concentración si se abaten los datos a la horizontal (Fig. 3).
- Sin embargo el grado de dispersión de K1 (una vez abatido) en la horizontal alcanza los 60°, magnitud angular similar a la virgación del eje del anticlinal de Barbastro-Balaguer entre sus extremos oriental y occidental.

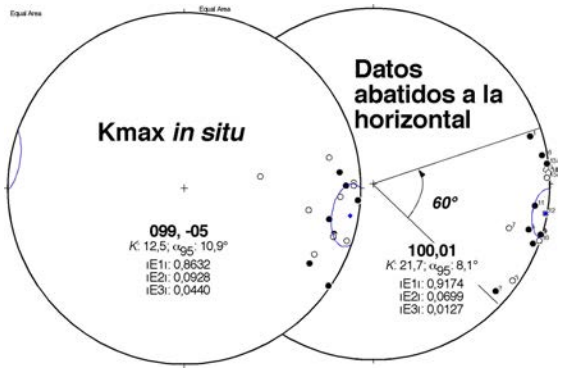

FIGURA 3. *Proyección estereográfica de los datos medios por estación de lineación magnética. Los datos con azimut hacia el Oeste han sido transportados el hemisferio superior de proyección en posiciones hacia el Este (puntos blancos). Se indican las medias fisherianas (con su correspondiente error) y los módulos de la matriz de orientación (eigenvalues principales).*

Teniendo en cuenta el mayor grado de agrupamiento antes del plegamiento, así como la mayor horizontalidad de los datos de lineación magnética (≈lineación preferente mineral), se puede deducir que el registro bloqueado por la fábrica magnética es anterior al plegamiento de edad Oligoceno Superior y puede interpretarse como el registro de los procesos de *layer parallel shortening* anteriores a éste. La lineación magnética se ha comportado como un indicador pasivo del plegamiento. Por otra parte, la importante dispersión en la horizontal de K1 abatido y su relación con la posición del pliegue y su orientación permite sugerir que la curvatura del anticlinal de Barbastro-Balaguer es una curvatura secundaria causada por las diferentes tasas de acortamiento acomodado en las diferentes posiciones a lo largo del eje. Este hecho podrá demostrarse con mayor precisión cuando se disponga de los datos paleomagnéticos actualmente en proceso.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos: Geokin3D-Pir (CTPR04/2005 de la INTERREG IIIb-CTP, UE), Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE del MEC) y del ChronoPyr (2006-2009-IGME). Fondos adicionales para el desarrollo de este proyecto provienen de un contrato de investigación del programa "Ramón y Cajal" (ELP).

REFERENCIAS

Antolín, B.; Román-Berdiel, M. T.; Casas-Sainz, A. M.; Gil-Peña, I.; Oliva, B.; Soto, R., 2007. Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*

Ferrer, J., Rosell, Y. y Reguant, S., 1968. Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la Depresión del Ebro. *Acta Geol. Hispánica* 111: 1-4.

Gil, J. A. ; Jurado, M. J., 1998. Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro–Balaguer anticline, southern Pyrenees. *Tectonophysics* 293; 3-4, 141-155.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63-67.

Luzón, A., 2005. Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, 177; 1-2, 19-39

Martínez Peña, M. B.; Pocoví, A., 1988. El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23 (2. 81-94.

Oliva, B., Pueyo, E. L.; Casas, A. M., 2006. Fábricas en el Triásico de la lámina de Bielsa (Pirineo Axial): ¿Indicadoras de distinto grado de deformación?. MAGIBER I: *Paleomagnetismo en la Península Ibérica*. Universidad de Burgos, 103-114.

Quirantes, J., 1969. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza (1969). *Publicaciones de la Institución "Fernando el Católico"* (C.S.I.C.). Zaragoza (1978). 207 p.

Riba, O., 1967: Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión Central Catalana. *Acta Geológica Hispánica*, 2: 1-6.

Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *Journal of Structural Geology*, 9, 1015-1020.

Soto, R.; Casas-Sainz, A. M.; Villalaín, J. J.; Oliva-Urcia, B., 2007. Mesozoic extension in the Basque–Cantabrian basin (N Spain): Contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics* 445, 373 – 394.

Intensidad del Campo Geomagnético en Europa para los últimos 2000 años: el modelo geomagnético SCHA.DI.00-F

Geomagnetic Field's Intensity in Europe for the last 2000 years: the SCHA.DI.00-F geomagnetic model

F.J. Pavon-Carrasco[1], M.L. Osete[2], J.M. Torta[3] y L.R. Gaya-Piqué[4]

1 Dpto Física de la Tierra I: Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. Spain. fjpavon@fis.ucm.es
2 Dpto Física de la Tierra I: Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid. Spain. mlosete@fis.ucm.es
3 Observatori de l'Ebre, CSIC – Universitat Ramon Llull, Horta Alta 38, 43520. Roquetes, Spain. jmtorta@obsebre.es
4 Equipe de Géomagnétisme, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS; Tour 14, 2 place Jussieu, 75005 Paris, France. gaya@ipgp.jussieu

Resumen: El modelo direccional europeo de campo geomagnético SCHA.DI.00 válido para los últimos dos mil años ha sido completado mediante la introducción de la paleointensidad. Este modelo, SCHA.DI.00, fue desarrollado a partir de las curvas bayesianas de variación paleosecular existentes en Europa mediante el uso de la técnica de armónicos esféricos en un casquete (SCHA). El modelo regional mejora dentro de la zona de estudio (el continente Europeo) los diferentes modelos globales de campo geomagnético en el pasado. El objetivo de este estudio será usar la reciente base de datos de paleointensidad de Europa de los últimos dos mil años para generar un modelo de campo geomagnético completo (declinación, inclinación e intensidad): el modelo SCHA.DI.00-F.

Palabras clave: Paleointensidad, Arqueomagnetismo, Variación Secular, Modelos Regionales, Europa.

Abstract: *The SCHA.DI.00 directional model for the geomagnetic field in Europe for the last 2000 years has been updated by modelling the palaeointensity. This model, SCHA.DI.00, was developed from available Bayesian European Palaeosecular Variation Curves using the regional Spherical Cap Harmonic Analysis technique. The comparison of the palaeosecular variation curves, given by the regional model, with available archaeomagnetic data not used in its development showed an improvement with respect to the fit obtained by global archaeomagnetic models. In this paper advantage is taken of recently published palaeointensity databases to develop a complete (direction and intensity) regional archaeomagnetic model for the last 2000 years valid for the European region: the SCHA.DI.00–F model.*

Key words: *Palaeointensity, Archaeomagnetism, Geomagnetic Secular Variation, Regional models, Europe.*

INTRODUCCIÓN

Para tener un mejor conocimiento del Campo Magnético de la Tierra (CMT) es necesario analizar en detalle su variación secular (VS), variación de largo período característica del CMT de origen interno (núcleo externo de la Tierra). Esta variación ha sido registrada en los últimos dos siglos en observatorios magnéticos y anteriormente en rutas marítimas, donde se anotaban los valores de declinación y en ocasiones de inclinación (ej. Jackson *et al*., 2000). Para poder tener un conocimiento en el pasado del CMT se hace necesario los estudios paleomagnéticos.

En la última década se han desarrollado modelos globales de campo geomagnético, como la familia de modelos CALS (Korte y Constable, 2005). Pero el número de datos paleomagnéticos es todavía demasiado pequeño para describir con buena precisión la VS del CMT y poder ser usado en la técnica de datación arqueomagnética. Ante esta limitación se pueden construir las curvas de variación paleosecular (CVPS) características de cada región o país, mediante una traslación de los datos usados desde el lugar de muestreo hasta el punto donde se va a referir la curva. Pero este proceso implica errores, llamados de relocalización. En la traslación del dato arqueomagnético (declinación, inclinación y paleointensidad) se asume un campo geomagnético dipolar (CGD), pero en el caso de la paleointensidad, el CGD puede ser de dos tipos dependiendo de la posición del eje del dipolo: en el primer caso, el eje del CGD coincide con el eje de rotación de la Tierra (obteniéndose el momento dipolar axial virtual, VADM) y en el segundo coincide con el eje definido por los dos polos magnéticos virtuales del CMT (dados a partir de la declinación e inclinación), dando lugar al momento virtual dipolar (VDM).

Un paso intermedio entre los modelos globales y las CVPS es la determinación de un modelo regional, que permite una descripción del campo a escala continental, mitigando los errores de traslación anteriormente descritos. Recientemente se ha propuesto un primer

modelo direccional (declinación e inclinación) de campo geomagnético en Europa en los últimos dos mil años, el modelo SCHA.DI.00 (Pavón-Carrasco *et al*., 2008), el cual reproduce de forma adecuada las variaciones direccionales del campo en ese período de tiempo. Dicho modelo fue obtenido mediante la aplicación de la técnica de armónicos esféricos en un casquete (SCHA, Haines, 1985), modificada para usar sólo datos direccionales sin valores de paleointensidad (Pavón-Carrasco *et al*., 2008). Como base de datos se usó las mejores curvas de variación secular de Europa basadas en datos arqueomagnéticos. El hecho de ser un modelo direccional hace que el primer coeficiente SCH del desarrollo del potencial geomagnético en armónicos esféricos (g_0^0) no pueda ser conocido y es usado para normalizar el resto de los coeficientes.

En este estudio hemos usado la actual base de datos de paleointensidad de Europa para obtener el valor de este primer coeficiente, g_0^0, que sólo tiene dependencia temporal (Hulot *et al*., 1997). El nuevo modelo, SCHA.DI.00-F, será comparado con los modelos globales existentes de Hongre *et al*. (1998), Jackson *et al*. (GUFM, 2000), y Korte y Constable (CALS7K.2, 2005), así como con la base de datos de paleointensidad.

MODELO SCHA.DI.00-F

Los datos de paleointensidad usados provienen de la base de datos mundiales arqueomagnéticos (Korte y Constable, 2005 y referencias interiores), que ha sido actualizada con datos de Gómez-Paccard *et al*. (2006 y referencias interiores) correspondientes a localizaciones francesas y españolas. En total se han seleccionado 611 datos de paleointensidad de diferentes países europeos en el intervalo de tiempo 0 – 1900 d.C. La distribución de datos es inhomogénea, con una mayor densidad de datos en Francia, Inglaterra, Bulgaria y Grecia. La distribución temporal muestra una alta densidad de datos en el período romano (del 100 al 300 d.C.). Al igual que ocurre con la base de datos direccionales, existe un vacío de datos entre los siglos V y IX d.C., es la llamada "dark ages" (desde la caída del imperio Romano de Occidente hasta la Alta Edad Media). En la Figura 1 se muestra la distribución espaciotemporal de la base de datos usada.

La paleointensidad en Europa en los últimos dos mil años oscila entre 26 y 106μT, con un valor medio de 60μT. El error medio de los valores es de 9μT, mientras que el error medio temporal asociado a las medidas de paleointensidad es de 42 años. Una vez seleccionado los datos de paleointensidad (*F*), los hemos comparado con la intensidad relativa (*f*) que se obtiene a partir del modelo direccional SCHA.DI.00 (Pavón-Carrasco *et al*., 2008):

$$f^2 = x^2 + y^2 + z^2 = \left(\sum_{k,m} \alpha_{k,m} \cdot G_{k,m}\right)^2 + \left(\sum_{k,m} \beta_{k,m} \cdot G_{k,m}\right)^2 + \left(\sum_{k,m} \gamma_{k,m} \cdot G_{k,m}\right)^2 \quad (1)$$

donde *x*, *y* y *z* son las componentes relativas del campo geomagnético en la expansión SCH, y $G_{k,m}$ representa los coeficientes g_k^m y h_k^m normalizados al primer coeficiente SCH, g_0^0. El error de la intensidad relativa puede ser obtenida a partir del error de los coeficientes SCH (ver Pavón-Carrasco *et al*., 2008, Sección 3).

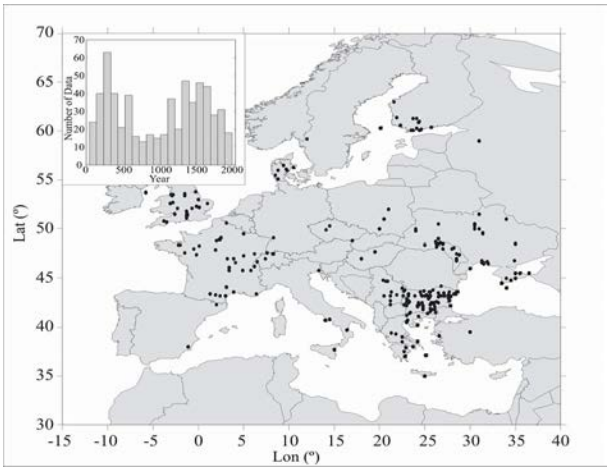

FIGURA 1. *Mapa de Europa indicando las localizaciones de los datos de paleointensidad (Korte y Constable, 2005; Gómez-Paccard et al., 2006 y referencias interiores) y su distribución temporal (margen superior izquierdo).*

Con los valores de intensidad relativa en la posición y tiempo de cada dato de paleointensidad de la base de datos, podemos obtener el primer coeficiente SCH de la forma:

$$g_0^0 = \frac{F}{f} \quad ; \quad \Delta g_0^0 = \frac{1}{f}\sqrt{F^2 \Delta f^2 + f^2 \Delta F^2} \quad (2)$$

siendo *F* y *ΔF* el dato de paleointensidad y su error relativo de la base de datos usada; y *f* y *Δf* son la intensidad relativa y su error obtenido mediante la ecuación 1. Este primer coeficiente SCH tiene solo dependencia temporal y no espacial (Hulot *et al*., 1997), por tanto, podemos ajustar dichos datos de g_0^0 a una función temporal. Para ello, asumimos el error temporal de g_0^0 igual al error de los datos de paleointensidad de la base de datos. Como el error temporal medio de los datos es de 42 años, se ha elegido ventanas temporales de 50 años para obtener la función de g_0^0 mediante splines cúbicos. Se ha considerado los pesos de los datos en la inversión. Dicho peso es inversamente proporcional al error temporal y al error de g_0^0:

$$w_i = \frac{1}{\rho_i + \tau_i} \quad (3)$$

donde ρ_i es el error normalizado asociado al valor del coeficiente SCH y τ_i el error normalizado temporal. En la Figura 2 se muestra el ajuste del coeficiente g_0^0. El valor medio de g_0^0 es 41.5μT, con un máximo en el año 800 d.C. Esta edad corresponde a un cambio brusco en el campo geomagnético.

Obtenido el valor de g_0^0, podemos obtener el resto de coeficientes SCH, teniendo en cuenta que $g_k^m = g_0^0 \cdot G_{k,m}$.

Ambos modelos SCHA.DI.00 y SCHA.DI.00-F están disponibles en la dirección Web: http://pc213fis.fis.ucm.es/scha_model.html. Además, en la siguiente dirección Web podremos ver los mapas de intensidad generados cada 5 años y una animación de su variación temporal en Europa.

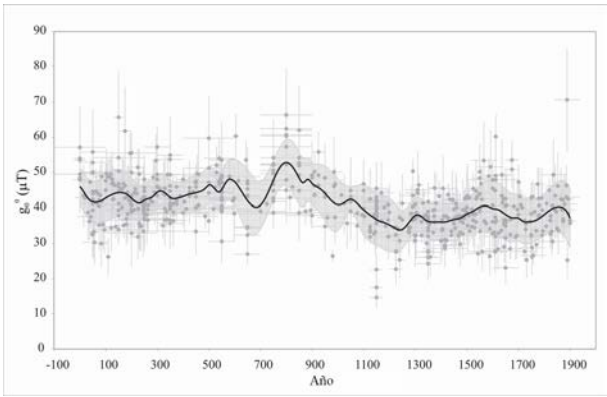

FIGURA 2. *Ajuste del primer coeficiente SCH, g_0^0, junto con su banda de error al 95% de confianza.*

COMPARACIÓN DEL MODELO SCHA.DI.00-F CON LOS MODELOS GLOBALES

Los valores de paleointensidad dados por el modelo SCHA.DI.00-F han sido comparados con la base de datos de entrada (la comparación de la parte direccional del modelo con los datos direccionales fue analizada en Pavón-Carrasco *et al*., 2008) y con los modelos globales (CALS7K.2, Korte y Constable, 2005 – valido desde el 5000 a.C. al 1950 d.C–; GUFM, Jackson *et al*., 2000, modificado según Gubbins *et al*., 2006 –desde 1590 a 1990 d.C– y Hongre *et al*., 1998 –desde el año 0 hasta 1700 d.C.–). El modelo GUFM usa solo datos de intensidad posteriores al año 1840, donde los autores asumen una variación del primer coeficiente SH (armónicos esféricos ordinarios) de Δg_1^0 = 15 nT/año. Posteriormente, Gubbins *et al*. (2006) usaron los datos de paleointensidad de la base de datos de Korte y Constable (2005) desde 1590 a 1840 d.C. para obtener un nuevo valor del primer coeficiente SH del mismo modo que se ha obtenido el coeficiente g_0^0 en el presente estudio. En este caso, los autores propusieron un valor de Δg_1^0 = 2.28 nT/year. Por tanto, para la comparación con el modelo GUFM, usaremos en el intervalo temporal 1590 a 1840 d.C. la intensidad dada por Gubbins *et al*. (2006) y a partir de 1840, usaremos el modelo original GUFM. La distribución de errores rms (error cuadrático medio) de todos los modelos se indican en la Figura 3.

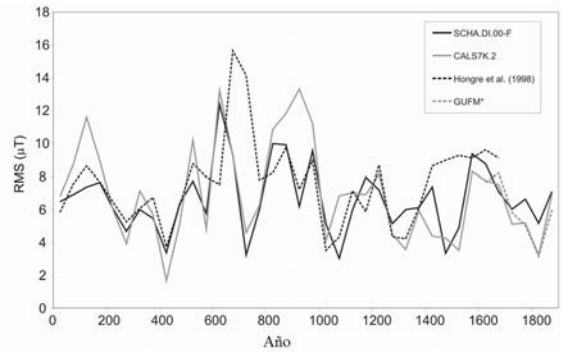

FIGURA 3. *Errores temporales rms (error cuadrático medio) obtenidos al comprar el modelo regional y los modelos globales con la base de datos de paleointensidad. * Se ha modificado el modelo según Gubbins et al. (2006).*

Para el período 0 – 1900 d.C., el modelo CALS7K.2 (Korte y Constable, 2005) y el modelo SCHA.DI.00-F son comparados, con un total de 611 datos de paleointensidad usados (Figura 3). El error más frecuente en el modelo regional es de 5μT, mientras que para el caso del modelo global corresponde a 7.5μT. El error cuadrático medio es de 8.7μT para el modelo SCHA.DI.00-F, y de 8.9μT para el modelo global CALS7K.2. Los datos de entrada usados en ambos modelos son similares, sin embargo la explicación de la diferencia de errores reside en: 1) el modelo global está influido por datos externos a Europa y 2) el parámetro de suavizado usado por Korte y Constable (2005) es demasiado alto para describir adecuadamente las variaciones del campo geomagnético.

En la comparación del modelo regional con el modelo de Hongre *et al*. (1998) en el intervalo de 0 – 1700 d.C. indica un error cuadrático medio de 8.7μT para el modelo regional y de 9.7μT para el modelo global. El error medio en ambos casos es de 5μT. Es importante indicar que los datos de entrada de paleointensidad en ambos modelos son muy diferentes, ya que la mayoría de los datos de paleointensidad se han obtenido en la última década. Para el período 1590 – 1900 d.C. el modelo regional ha sido comparado con el modelo GUFM de Jackson *et al*. (2000) modificado según Gubbins *et al*. (2006). El error cuadrático medio en el modelo regional es de 9.4μT, mientras que para el modelo global baja a 8.1μT. En este caso el modelo global indica una mejor representación de la variación de la intensidad del CMT en los últimos siglos, es obvio, ya que este modelo global usa datos instrumentales del CMT. Sin embargo, el modelo GUFM no es muy preciso en dirección (sobre todo en inclinación) para épocas anteriores al 1700 d.C. (ver Pavón-Carrasco *et al*., 2008).

El modelo SCHA.DI.00-F registra 8 máximos en los valores de paleointensidad en los últimos 2000 años para Europa: 160, 320, 585, 805, 1050, 1310-1400, 1570 y 1750-1850 d.C (ver Figura 4). Este detalle en la descripción del CMT durante los últimos 2000 años no ha sido descrito por ningún modelo geomagnético hasta la actualidad. Los altos parámetros de suavizado usados en los modelos globales no permiten reproducir estas variaciones de longitud de onda pequeña.

CURVAS DE PALEOINTENSIDAD EN EUROPA OCCIDENTAL Y ORIENTAL

Los datos de paleointensidad de Europa no son homogéneos, presentando una mayor densidad de datos en Francia (Europa del oeste) y en Bulgaria (Europa del este). En la Figura 4 se representan las curvas de paleointensidad dadas por el modelo SCHA.DI.00-F y comparada con los datos de Francia y Bulgaria (Korte y Constable, 2005 y referencias interiores), en el primer caso reducidas a París y en el segundo caso a Sofía. Para dicha representación hemos hecho uso del momento virtual dipolar axial (VADM) usando el modelo direccional SCHA.DI.00 para obtener los polos paleomagnéticos virtuales. Además se han añadido las

curvas generadas por los modelos globales (CALS7K.2; Hongre *et al*., 1998 y GUFM) en los puntos de referencia. La base de datos de Bulgaria indica una mayor variabilidad en la intensidad del campo geomagnético que la base de datos francesa. Sin embargo ambos grupos de datos son una muestra de un total de 611 datos usados en toda Europa, haciendo que estos dos grupos de datos estén influenciados por el resto de datos. Hay que tener en cuenta también que no todos los valores de paleointensidad son obtenidos mediante la misma técnica, lo cual da una gran variabilidad en el tipo de paleointensidad de la base de datos.

El modelo CALS7K.2 (Korte y Constable, 2005) es demasiado suave para describir las fluctuaciones que muestran la base de datos en estas dos zonas. Lo mismo ocurre con el modelo propuesto por Hongre *et al*. (1998). De forma contraria, el modelo GUFM (Jackson *et al*., 2000, modificado por Gubbins *et al*., 2006) representa el comportamiento de la paleointensidad con mayor precisión en el intervalo temporal de 1700 – 1900 d.C.

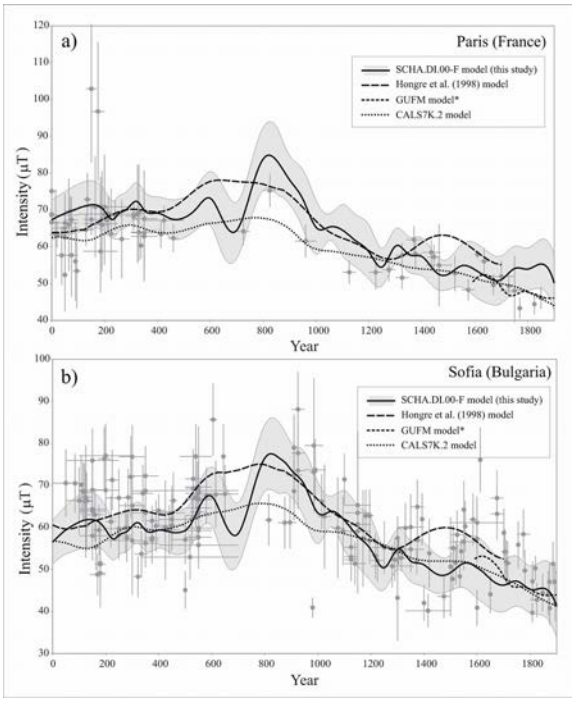

FIGURA 4. *Curvas de paleointensidad obtenidas con el modelo SCHA.DI.00-F en Europa occidental (a: París) y oriental (b: Sofía); junto con las curvas dadas por los modelos globales y los datos de paleointensidad de cada región. * Se ha modificado el modelo según Gubbins et al. (2006).*

Los datos usados en la Figura 4 indican buen acuerdo con las curvas generadas por el modelo SCHA.DI.00-F excepto en dos intervalos temporales. El primero, entre el año 800 y 1000 d.C., donde el modelo indica un máximo de intensidad entorno al año 790 – 820 d.C., el cual si es observado en la base de datos búlgara pero ligeramente desplazado (sobre el 900 d.C.). Este máximo está influido por los datos de Ucrania (Korte y Constable, 2005 y referencias internas), que indican además un mínimo entorno al año 690 d.C. El segundo intervalo, corresponde a un fuerte máximo observado en los datos de Bulgaria (1600 – 1650 d.C.), el cual no está representado en el resto de datos de Europa. En este caso, el modelo SCHA.DI.00-F muestra un máximo alrededor de 1570 d.C. pero es de menor amplitud. Ello sugiere que para un futuro es necesario aumentar la densidad de datos de paleointensidad.

CONCLUSIONES

Este artículo muestra cómo la inclusión de datos in situ de paleointensidad en el modelo direccional SCHA.DI.00 ha proporcionando una descripción completa del campo geomagnético en Europa para los últimos 2000 años. El modelo SCHA.DI.00-F se ajusta a la actual base de datos arqueomagnéticos de Europa con más exactitud que los modelos globales propuestos por Hongre *et al*. (1998) y Korte y Constable (2005) para todo el intervalo de validez. Además el modelo regional indica que el CMT ha experimentado 8 máximos en Europa en los años 160, 320, 590, 820, 1070, 1310 - 1400, 1570 y 1770 - 1850 d.C.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias al proyecto CGL2005–0021 y al programa de Formación de Personal Investigador (FPI, BES-2006-13488) del Ministerio de Educación y Ciencia.

REFERENCIAS

Gómez–Paccard, M., Chauvin, A., Lanos, Ph., Thiriot, J., and Jimenez–Castillo, P. (2006): Archeomagnetic study of seven contemporaneous kilns from Murcia (Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 157: 16-32.

Gubbins, D., Jones, A.L. and Finlay, C.C. (2006): Fall in Earth's Magnetic Field is erratic. *Science*, vol. 312, nº 5775: 900 – 902.

Haines, G.V. (1985): Spherical Cap Harmonic Analysis. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B3): 2583 – 2591.

Hongre, L., Hulot, G., and Khokhlov, A. (1998): An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106: 311 – 335.

Hulot, G., Khokhlov, A. and Le Mouël, J.L. (1997): Uniqueness of mainly dipolar magnetic fields recovered from directional data. *Geophysical Journal International*, 129: 347 – 354.

Jackson, A., Jonkers, A.R.T. and Walker, M.R. (2000): Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions, The Royal Society of London*, A 358: 957 – 990.

Korte, M., and Constable, C. G. (2005): Continuous geomagnetic field models for the past 7 millenia: 2. CALS7K. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, doi:10.1029/2004GC000801.

Pavón–Carrasco, F.J., Osete, M.L., Torta, J.M., Gaya–Piqué, L.R., and Lanos, Ph. (2008): Initial SCHA.DI.00 regional archaeomagnetic model for Europe for the last 2000 years. *Physics and Chemistry of the Earth*, doi:10.1016/j.pce.2008.02.024.

Preliminary paleomagnetic results from the Yakataga anticline (Icy Bay, Gulf of Alaska)

Resultados paleomagnéticas preliminares en el anticlinal del Yakataga (Icy Bay, Alaska)

E.L. Pueyo[1], W.K. Wallace[2] and D. Stone[2]

1 Instituto Geológico y Minero de Espña , Oficina de Zaragoza.c/ Manuel Lasala 44, 500006 Zaragoza. Spain unaim@igme.es
2 Dept. of Geology and Geophysics. University of Alaska, Fairbanks, AK 99775-5780, USA

Abstract: Seven paleomagnetic sites (50 samples) were sampled in the Pliocene Yakataga Formation in the forelimb of the Yakataga anticline and in undeformed beds immediately adjacent to the fold (Yahtse glacier front, Icy Bay, southern Alaska; 60° 08' latitude and 141° 21' longitude) to obtain preliminary data in the area. Characteristic remanent magnetizations unblock between 375-400°C and 575°C in all sites allowing the calculation of good quality site-means in four (4) locations. The two polarities found together with a conglomerate test performed in 15 intraformational clasts point to a primary origin of the magnetization, however the two forelimb sites display an anomalous direction (probably caused by limb shear) hampering the application of the fold test. Although medium quality paleomagnetic directions seem to be affected by a shallowing of inclination, the mean values obtained for the Icy Bay locality, after present field declination correction (DEC: 130, -INC: 48; α_{95}: 22° k: 10 R: 0.9002), predict significant counter-clockwise rotations of about 50°.

Key words: paleomagnetism, rotation, Icy Bay, Yakataga, Pliocene.

Resumen: *Se han obtenido siete estaciones paleomagnéticas (50 cores) en el anticlinal y formación pliocena de Yakataga (Icy Bay, Golfo Alaska; Lat 60° 08' Long. 141° 21') con el fin de obtener datos piloto en la zona. La dirección característica se definió entre 375-400°C and 575°C permitiendo la obtención de medias razonables en cuatro (5) estaciones. La existencia de dos polaridades junto a la prueba del conglomerado positiva (15 clastos intraformacionles) permite caracterizar una magnetización primaria aunque la prueba del pliegue no pudo realizarse por encontrarse direcciones anomalas (deformadas) en las estaciones realizadas en el forelimb del anticlinal. Aunque existe un evidente aplastamiento de la inclinación esperable (≈74°) la dirección media obtenida, después de la corrección de la declinación del campo actual, (DEC: 130, -INC: 48;* α_{95}*: 22° k: 10 R: 0.9002) predice rotaciones antihorarias de importancia (50°).*

Palabras clave: *paleomagnetismo, rotación, Icy Bay, Pliocene.*

INTRODUCTION

Collision of the Yakutat terrane with southern Alaska created a continental fold-and-thrust belt along the North American plate boundary between the Aleutian subduction zone and the Fairweather transform fault (Figure 1) (Plafker, 1987; Plafker *et al*., 1994). This active fold-and-thrust belt formed in continental sedimentary rocks, the youngest of which were deposited during collision. This study documents the paleomagnetism of syntectonic sediments at Icy Bay in and adjacent to the Yakataga anticline, one of the frontal folds of the fold-and-thrust belt. The main goals are to assess whether the magnetic signal is suitable for future magnetostratigraphic or tectonic studies in the Yakataga Formation and, at the same time, to determine any possible deviation of the magnetic declination (rotation values) in this area that could be interpreted in terms of local rotations associated with the development of the fold-and-thrust belt.

GEOLOGICAL SETTING

The fold-and-thrust belt is bounded to the north by the Chugach-St. Elias thrust, the northern boundary of the Yakutat terrane, and to the south by the Pamplona zone, the leading edge of active deformation (Plafker, 1967, 1987; Bruhn *et al*., 2004). The study site is in the narrowest and youngest eastern part of the fold-and-thrust belt, where an elevation of ~5500 m is reached within 24 km of the near-sea level deformation front.

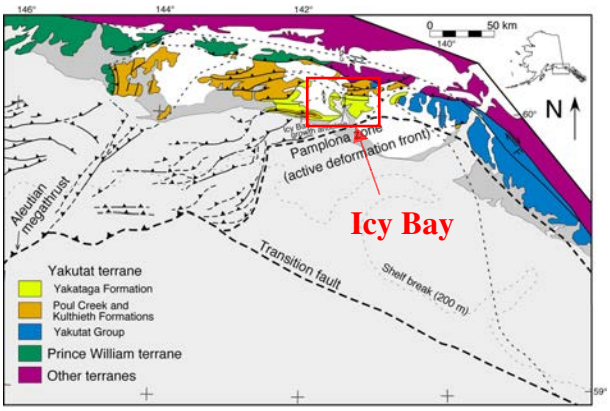

FIGURE 1. *Generalized geologic map of the Yakataga fold-and-thrust belt and its tectonic setting, showing location of Yakataga growth anticline at Icy Bay. Modified from Bruhn et al. (2004).*

The Yakataga anticline is the first major structure north of the deformation front, at about 18 km to its north. The anticline formed in syntectonic glacial marine deposits of the Yakataga Formation. Deposition of this unit began in the late Miocene at ~5.9 Ma and is interpreted to have marked onset of major glaciation associated with collision-related topography. The Yakataga anticline at Icy Bay exposes the upper part of the Yakataga Formation, which began deposition in the late Pliocene at ~3.4 Ma and is characterized by glacial diamictites and submarine megachannels (Lagoe *et al*., 1993; Eyles and Lagoe, 1993). Progressive dip changes and local unconformities record syn-depositional growth of the Yakataga anticline. The anticline is overturned to the south and a thrust fault dies out up-section beneath its forelimb (Broadwell, 2001). The sampling sites for this paleomagnetic study were located adjacent to this thrust fault. Little is known about tectonic rotations in the collision zone during deposition of the Yakataga Formation. The most likely regional rotation is counterclockwise given the location of the study site just northwest of the transition from the north-northwest striking Fairweather transform fault to west-striking faults of the fold-and-thrust belt. However, more local clockwise rotations could result from accommodation of a right-lateral component within the fold-and-thrust belt.

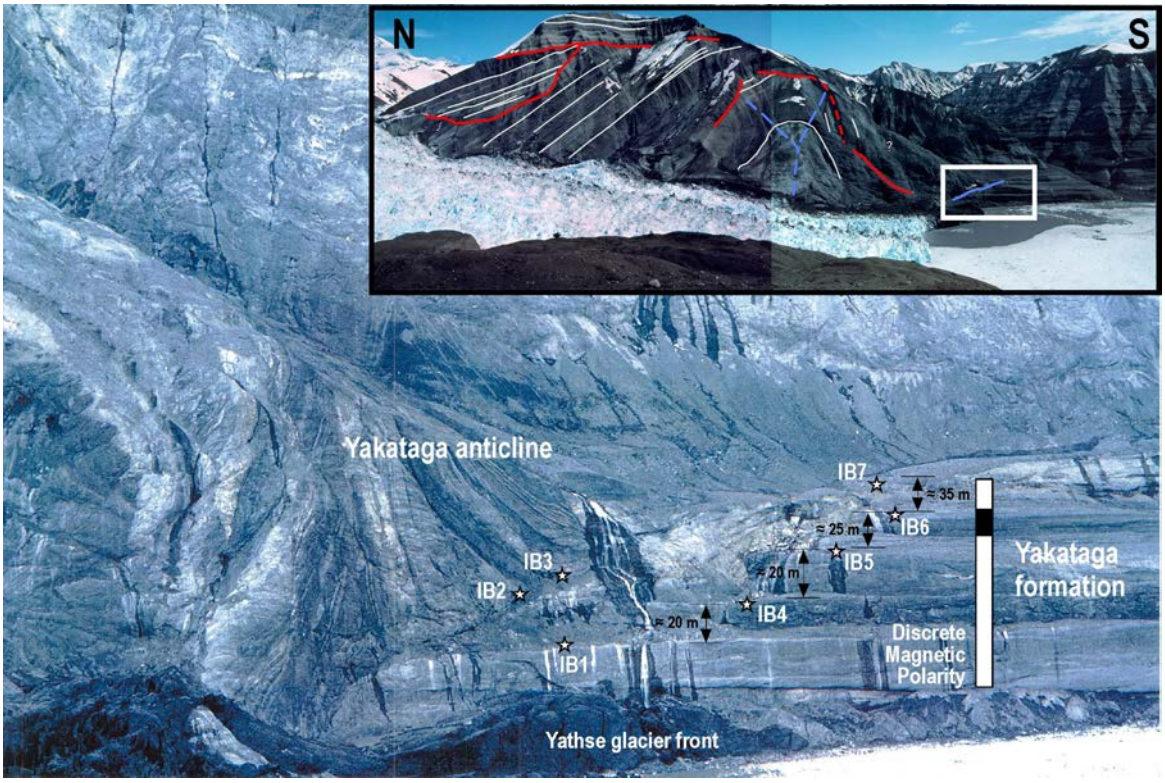

FIGURE 2. *Upper-right photo: Interpreted composite photograph of Yakataga anticline at Icy Bay. View to east. White lines: bedding; red lines: unconformities; blue lines: fold hinges and fault. After Broadwell (2001), main photo located in the white rectangle. Main photo: Detailed picture of the Yakataga anticline forelimb with the location of the sampled sites (IB1- to IB7). Discrete magnetic polarity profile has been constructed based on the local paleomagnetic polarity of individual sites performed in this work.*

PALEOMAGNETIC PROCEDURES

Fifty standard paleomagnetic cores were sampled with a drilling (water cooled) machine in the Yakataga Formation at Icy Bay, along the southern coast of Alaska (Latitude: 60° 08' and Longitude: 141° 21'). Sample orientation was determined by means of solar and regular compass. Most samples were drilled at five discrete sites evenly distributed in 100 meters of horizontal section in the Yakataga anticline-thrust footwall. Another two sites (15 samples) were sampled in the anticline forelimb to perform a fold test. 15 cores of the total dataset were taken from clasts. This sampling was designed to carry out a conglomerate test. Present magnetic field orientation during the sampling campaign in August 1998 was DEC: 025° and INC: 74° (based on information from the National Geophysical Data Center). Magnetic declination was accordingly subtracted from the total data set (core orientation and structural measurements). Samples were processed in the paleomagnetic laboratory of the University of Alaska at Fairbanks. Thermal stepwise demagnetization up to 600°C (steps every 50° from 300° to 600°) was carried out within a Lodestar shielding room by means of a TSD-1 Oven (Shonsted Ltd.) and a 2-G 2-SQUID magnetometer. Analysis of demagnetization plots and fitting with PCA (Kirschvink, 1980) were done using the software *paldir*. Demagnetization circles were also used to improve the site means (Bailey and Hall, 1978). Fisher (1953) statistics were applied to fit the site means in both methods. Other methods, like the stacking routine (Scheepers and Zijderveld, 1992; Pueyo *et al*., 2008) and virtual directions (Pueyo and Parés, 2006 and Ramón and Pueyo, this volume), were also utilized to support some low quality site-means.

PALEOMAGNETIC RESULTS

Although non-specific rock magnetism analyses were done, the thermal behavior excludes any significant contribution of hematite. On the other hand, magnetic sulfur and magnetite have to be considered as likely based on the unblocking temperatures. Initial magnetic intensities fall in the order of some mA/m (mean NRM: 8323 +/- 522 10^{-6} A/m).

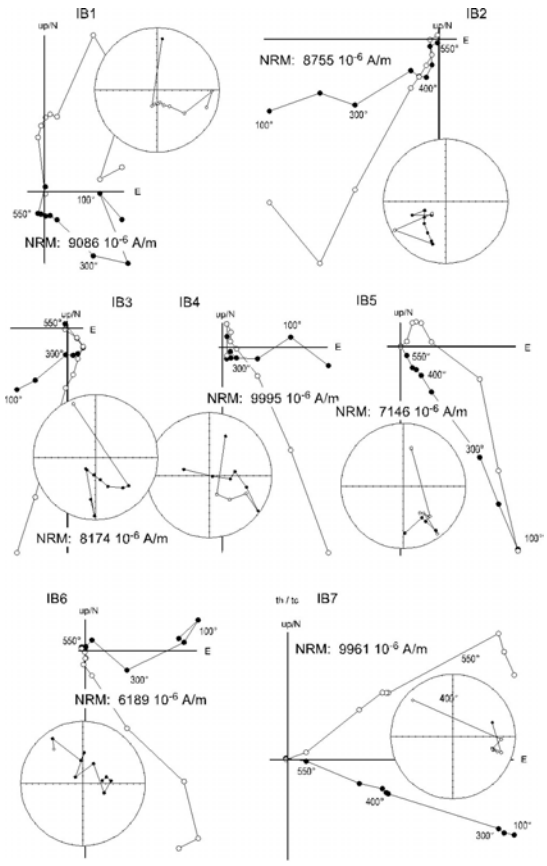

FIGURE 3. *Demagnetization diagrams from the studied sites derived from the application of the stacking routine (Scheepers and Zijderveld, 1992).*

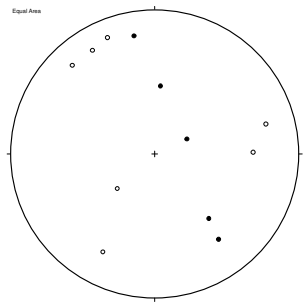

FIGURE 5. *Conglomerate tests performed with Yakataga intraformational clasts. Stereographic projection of individual directions obtained in clast samples.*

Besides the occurrence of recent overprints, a main characteristic direction can be defined between 350-400° and 575° C. Although the quality of the means was not good enough from the statistical point of view (α_{95}>15°) in three out of four sites (IB2, IB3, and IN4), the use of alternative methods confirms the observations (table 1). One important observation is that, except for sites IB1 and IB6, the observed inclination differs from the expected one. This inclination shallowing is probably the result of compaction caused by a high sedimentation rate, although an overlapping between a Pliocene reverse direction and the present normal field cannot be discarded. Similar anomalous results were obtained by other authors in the Yakataga Formation (Paul Creek site from Lagoe *et al*., 1993). Unfortunately the fold test did not yield significant results due to the incoherent data obtained in the Yakataga forelimb anticline (sites IB2 and IB3), maybe due to limb shear in the vicinity of the fault plane. However, a primary character of the magnetization of the remaining sites can be assumed based on the existence of the two polarities (normal, IB6; reverse, IB1, IB4, IB5 and IB7). The results of the conglomerate test performed in intra-formational clasts of the Yakataga Fm. also support primary origin of the magnetization.

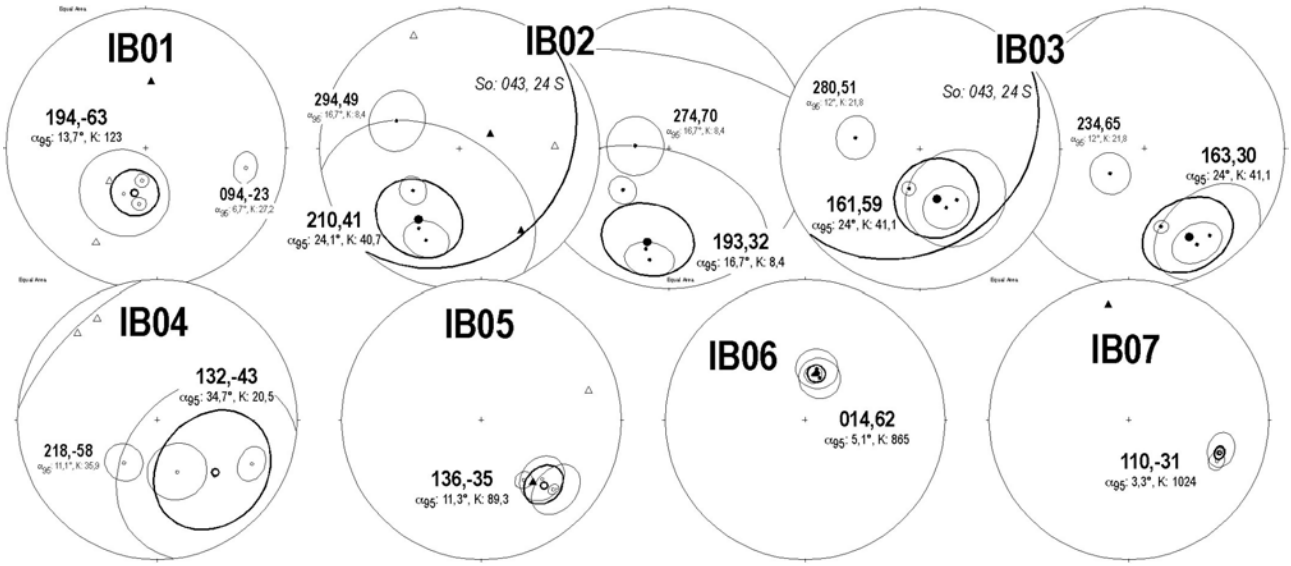

FIGURE 4. *Site means deduced from different fitting methods. A combined mean has been defined by using the averages derived from the classic approach (PCA), the stacking routine and virtual directions fitting (Ramón and Pueyo, this volume).*

CONCLUSIONS

The available chronostratigraphic constraints for the Yakataga Formation (Lagoe *et al*., 1993) suggest a late Pliocene age for the Icy Bay sites. The presence of glacial diamictites and megachannels supports that the exposed sediments are probably in "Glacial B" of Yakataga Fm. (Lagoe *et al*., 1993; Eyles and Lagoe, 1993). Overall position in the section suggests that the sampled sites are in the upper Pliocene lower part of Glacial B (C2An). Further studies in longer portions of the Icy Bay section may help to determine the magnetostratigraphic age more accurately.

Site	met	cores	n	N	DEC	INC	α_{95}/MAD	K/INT	DEC(tc)	INC	bedding (rhr)		
IB01	PCA	10	4	5	**206**	**-60**	6	15					
	V	10	58	58	187	-57	4	19					
	S	10	4	4	187	-71	4	5809					
IB02	PCA	9	4	4	**207**	**36**	62	4	**193**	**27**	43	24	S
	V	9			228	53	8	7	198	49	43	24	S
	S	9	4	4	200	31	12	1681	190	20	43	24	S
IB03	PCA	5	5	5	**144**	**53**	29	10	**143**	**23**	52	30	S
	V	5	109	109	196	66	4	12	168	42	52	30	S
	S	5	4	4	156	52	13	3008	151	23	52	30	S
IB04	PCA	6	5	5	**134**	**-42**	55	4					
	V	6	27	27	115	-26	9	12					
	S	6	3	3	159	-57	17	1298					
IB05	PCA	6	4	5	**134**	**-39**	13	41					
	V	6	61	60	134	-29	3	30					
	S	6	4	4	145	-46	5	2329					
	CD	6	4	6	133	-27	14	57					
IB06	PCA	7	7	8	**13**	**59**	12	31					
	V	7	38	53	10	63	5	26					
	S	7	5	5	19	64	12	596					
IB07	PCA	6	7	7	**108**	**-31**	9	50					
	V	6	135	135	109	-32	2	45					
	S	6	6	6	108	-31	2	16804					
	CD	6	6	6	115	-31	5	198					

TABLE I. *Paleomagnetic data. n/N: number of used/demagnetized samples/. Unblock: maximum unblocking temperature. DEC&INC: magnetic declination and inclination before (BAC) and after (ABC) bedding correction and their statistical parameters (Fisher, 1953).*

Structural interpretation: If we consider only the very stable sites (IB1, IB5, IB6 and IB7) and to a lesser extent the IB4 site, the entire dataset displays a significant counterclockwise rotation. The mean value is: DEC: 130, -INC: 48; α_{95}: 22° k: 10 R: 0.9002. On the other hand, if we consider the individual site information, the value of counterclockwise rotation increases toward the top of the studied profile. Since a general counterclockwise rotation is to be expected as the Yakutat block goes around the bend from the NNW-striking Fairweather transform to the WNW-striking Bagley Icefield fault, a local clockwise rotation associated with the Yakataga anticline could explain this apparent paradox.

ACKNOWLEDGEMENTS

PCA analysis of demagnetization data was performed using the software "paldir" from the Utrecht paleomagnetic laboratory. Research funding provided by the Project Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE - MEC). Additional funds included a young researcher contract from the "Ramon y Cajal" program MEC (ELP).

REFERENCES

Bailey, R. C., and Halls, H. C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data., Journal of Geophysics, 54, 174-182.

Broadwell, M.S., *Geometry and kinematics of the Yakataga anticline, Icy Bay, Alaska*, M.S. thesis, University of Alaska Fairbanks, 76 pp., 2001.

Bruhn, R.L., T.L. Pavlis, G. Plafker, and L. Serpa, Deformation during terrane accretion in the Saint Elias orogen, Alaska, *Geological Society of America Bulletin*, 116, 771-787, 2004.

Eyles, C.H., and M.B. Lagoe, Slump-generated megachannels in the Pliocene-Pleistocene glaciomarine Yakataga Formation, Gulf of Alaska, *Geological Society of America Bulletin*, 110, 395-408, 1998.

Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc., A217, 295 - 305.

Kirschvink, J. L., (1980). *The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data.* Geophys. J. R. Astron. Soc., 62, 699-718.

Lagoe, M. B.; Eyles, C. H.; Eyles, N.; Hale, C., 1993. Timing of late Cenozoic tidewater glaciation in the far North Pacific. *GSA Bulletin,* 105; 12; 1542-1560

Plafker, G., Geologic map of the Gulf of Alaska Tertiary province, Alaska, *U.S. Geological Survey Miscellaneous Geologic Investigations Map* I-484, scale 1: 500,000, 1 sheet, 1967.

Plafker, G., J.C. Moore, and G.R. Winkler, Geology of the southern Alaska margin, in *The Geology of Alaska, The Geology of North America*, v. G-1, edited by G. Plafker and H.C. Berg, pp. 389-449, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1994.

Plafker, G., Regional geology and petroleum potential of the northern Gulf of Alaska continental margin, in *Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins – Beaufort Sea to Baja California*, *Earth Sci. Ser*., vol. 6, edited by D.W. Scholl *et al*., pp. 229-268, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Tex., 1987.

Pueyo, E. L.; Parés, J. M., 2006. Direcciones virtuales de vectores de desmagnetización: una aproximación preliminar y objetiva de las componentes de la MRN. En MAGIBER I: Paleomagnetismo en la Península Ibérica. Universidad de Burgos129 – 135.

Pueyo, E. L.; Feischl, T.; Scholger, R.; Mauritsch, H. J., 2007 (in review). "Gamsstack": a program for stacking paleomagnetic data. Computers and Geosciences.

Ramón, M. J.; Pueyo, E. L.' 2008. Cálculo de direcciones y planos virtuales paleomagnéticas: ejemplos y comparación con otros métodos. Geotemas (this volume)

Scheepers, P. J. J. and Zijderveld, J. D. A., 1992. Stacking in Paleomagnetism: Application to marine sediments with weak NRM. Geophysical Research Letters, 19(14), 1519-1522.

Archeomagnetostratigraphy; a dating tool in ancient dam sediments. A case study in the Muel Roman reservoir (Northern Spain)

Arqueomagnetoestratigrafía; una técnica de datación en sedimentos de presas antiguas. Aplicación en la presa Romana de Muel (N España)

E.L. Pueyo[1], C. Silva Aguilera[2], B. Beamud[3] y B. Valero-Garcés[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Estudios Geológicos. Unidad de Geología y Geofísica. Paseo Fernando el Católico 59, 4C, 50006 Zaragoza, Spain
2 Instituto Pirenaico de Ecología, IPE. CSIC, Campus de Aula Dei s/n, Zaragoza, Spain. crisantosilva@yahoo.com
3 Laboratori de Paleomagnetisme (UB-CSIC-CIRIT), Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera (CSIC)

Abstract: An archeomagnetostratigraphic study of two sediment cores, up to 13 m long from the Muel Roman reservoir is presented. The Roman Muel dam is located 28 km south of Zaragoza, Spain. Stepwise demagnetization has successfully isolated a unique paleomagnetic component unblocking between 250° to 530°C (or more). This direction is supposed to record the geomagnetic field at the time of deposition. Observed trends in the paleomagnetic inclination look reproducible in both cores; they are based on reliable directions and are not lithologically controlled. Therefore they could represent the secular variation of the Earth magnetic field at the Muel location during the dam history. The data set was compared with the Spanish and French reference curves. Considering available AMS ^{14}C dating and the peculiar shape of the inclination trend, the Muel reservoir filling age can be preliminary constraint between the beginning of the Christian era until ≈ 200-250 AD. The lack of coincidence between local and reference inclinations can be caused by differential compaction and should be checked by AARM studies. Taking into account the chronological model, accumulation rates in the Muel reservoir during Roman times range around 2 cm/year, and siltation was almost complete by Medieval times.

Key words: magnetostratigraphy, paleomagnetism, sedimentation rates, geoarcheology, dating.

Resumen: *Se describe los resultados de un estudio arqueomagnetoestratigrafico de dos sondeos de hasta 13 m de longitud del embalse romano de Muel (Zaragoza). La presa romana de Muel está localizada a 28 km al sur de Zaragoza, España. La desmagnetización fue satifastoriamente aislada y un único componente paleomagnetico desbloqueado entre los 250° a 530° C (o más). Esta dirección se supone registra el campo geomagnético en el momento de la sedimentación. Los patrones observados en la inclinación magnética fueron reproducibles en ambos sondeos, están basados en direcciones confiables y no están controlados litologicamente por lo tanto podrían representar la variación secular del campo magnético en Muel durante la historia de la presa. La curva local de Muel fue comparada con las curvas de referencia para España y Francia. Considerando las dataciones AMS ^{14}C disponibles y la peculiar forma del patrón de inclinación, la sedimentación de la presa de Muel puede ser preliminarmente datada entre el principio del siglo I de nuestra era hasta el 200-250 AD. Diferencias entre inclinaciones locales y las referencias pueden ser causadas por la compactación diferencial y podrían ser investigadas con estudios de AARM. Tomando en consideración la edad propuesta, las tasas de sedimentación en el embalse de Muel durante la época romana es cercana a los 2 cm/año y la presa casi se colmató de sedimentos antes de la Edad Media.*

Palabras clave: *Magnetoestratigrafía, paleomagnetismo, tasas de sedimentación, geoarqueologia, datación.*

INTRODUCTION

Reservoirs had been commonly used to estimate specific sediment yield, but because they are man-made sediment traps they can provide valuable information about environmental conditions in the dammed watersheds as pollutants and erosion history.

Ancient dams are unique sites to provide former sedimentation rates from water reservoirs. The Roman Muel dam, located 28 km south of Zaragoza in the Huerva River catchment (Fig. 1) presents an opportunity to assess the siltation history because the reservoir is fully silted and the dam is well preserved. Since the establishment of a robust chronology is one of the main problems in this kind of studies, we use AMS ^{14}C dating and archaeomagnetostratigraphy to obtain the chronological model.

The goal of this study in the Muel reservoir is to obtain a detailed profile of the secular variation of the Earth's magnetic field during the filling period of the

reservoir by means of the study of the natural remanent magnetization recorded in two boreholes.

FIGURE 1. *Geological sketch map of the Muel area (Cortes, 1994).*

The Muel dam wall of 13 m high and 60 m long is placed over an Upper Jurassic limestone outcrop. The dam was built with Miocene limestone (Fig. 1). The dam is part a group of water related works built on the area possible even before Roman times and still used nowadays. Over the silted dam an Hermitage was built in 1770. The present Huerva River channel crosses 100 m east of the dam site (Fig. 2).

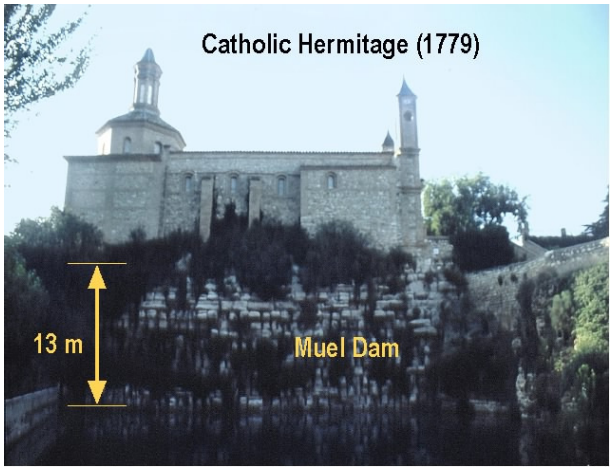

FIGURE 2. *The Roman Muel Dam downstream the Huerva River. Note the Hermitage building over the silted reservoir. An inscription on the wall indicate an age of III Century AD. A spring flows on the base of the dam.*

PREVIOUS WORKS

Archeomagnetostratigraphy (Pueyo *et al.*, 2001) and/or magnetostratigraphy method (Verosub, 2000; Linford, 2004) has been frequently applied to study Holocene lake deposits (Turner and Thompson, 1981, Gogorza *et al.*, 2002 and references therein). Recently the dam sediments in the Almonacid de la Cuba Roman reservoir have been analyzed using the same methodology (Pueyo *et al.*, 2001). This approach allows obtaining a continuous and detailed record of the historical and pre-historical secular variations providing the occurrence of stable magnetic carriers in the dam sediments. The use of anthropogenic sediments (like dam) guarantees extremely high accumulation rates and therefore a better chance to characterize the magnetic behavior.

SAMPLING AND DATA PROCESING

Two borehole cores from the Muel reservoir were subjected to archeo-paleomagnetic investigations. The boreholes were roughly oriented right after the extraction in the field, but the study relies only in the magnetic inclination variations; declinations were not considered for any interpretation, because is difficult to control during drilling.

Standard paleomagnetic cores were taken perpendicularly to the borehole cores axis using a brass extractor of soft sediments. Cores were sampled at the IPE laboratory, every 25-30 cm wherever was possible. A total of 22 cores 7 cores in M-3 and 15 in M-2 (Fig. 3) and a total set of 60 standard samples were collected (2-3 per core) in total 20 in M-2 and 40 in M-3. Special attention was paid to orient them in relationship with the horizontal, any deviation from it was accurately measured. A non-destructive treatment was achieved to consolidate (sodium silicate) and to harden (aluminum cement) the sample's surfaces due to the weakness of the sediments.

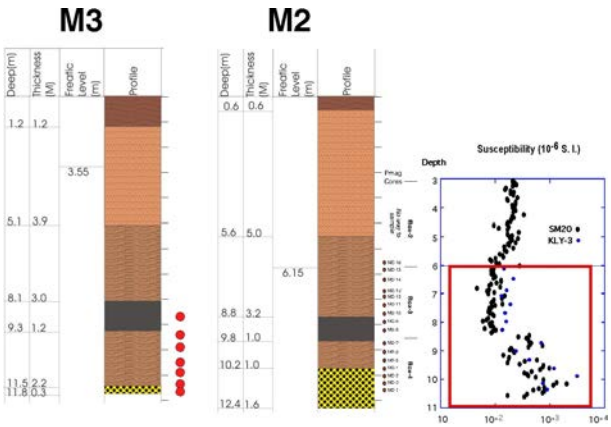

FIGURE. 3. *Stratigraphic profiles of the Muel reservoir showing location on archeopaleomagnetic sampling in boreholes M2 and M3. Magnetic susceptibility record of M2 is also shown.*

Laboratory essays included the measurement of:

1) Bulk susceptibility directly on the borehole cores (SM 20 GF Instruments Ltd.) at the IPE laboratory.

2) Anisotropy of magnetic susceptibility on discrete samples was done in a KLY-3 (AGICO) in the University of Zaragoza.

3) Standard progressive stepwise thermal demagnetization in the Paleomagnetic laboratory from the Institute of Earth Sciences "Jaume Almera" (CSIC- Barcelona). Magnetization was measured with a 2G- DC squid-magnetometer, thermal treatment was done with a MMTD oven; demagnetization steps every 25°-30° C (Fig. 4).

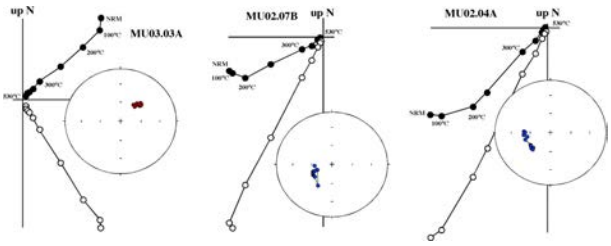

FIGURE. 4. *Stepwise demagnetization diagrams of selected samples.*

The upper part of the cores consisting in sands and sandy silts could not be sampled because the sediments were neither hard nor stable enough to ensure an accurate extraction and orientation.

RESULTS

The observed trends are reproducible in both boreholes; they are based on reliable directions and are not lithologically controlled. Therefore they could represent the secular variation of the Earth magnetic field at the Muel location during the dam history. The Muel inclination record (Fig. 5) displays a characteristic "anticline" trend from the bottom to the top of the borehole; it starts around 45-50° (meter 10.5) and the gets steeper up to 65° (meter 9.5), from this depth smoothly decreases up to 47° (meter 7.7) and then is a bit noisy (mostly between 45 and 50°) up to the top (meter 6.1).

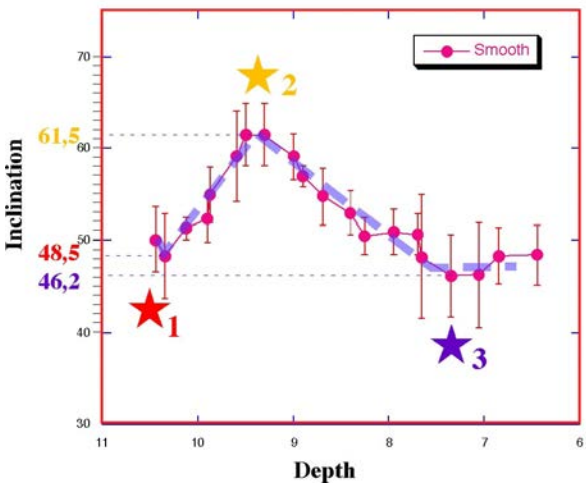

FIGURE. 5. *Composite inclination versus depth from Muel boreholes.*

In order to obtain an age the data set has to be compared with two reference curves (Fig. 6): 1) the new curve for Spain recently published (Gomez-Paccard *et al*., 2006a and 2006b) and the most recent and complete compilation from France (Gallet *et al*., 2002) already corrected for the Spanish coordinates by (Gomez-Paccard *et al*., 2006b). Two possible options could fit with the Muel dataset:

-Option A: sedimentation could starts at about 500 AD and would finish around 1500 AD.

-Option B: sedimentation could starts at about 50 BC and could last until 150 AD.

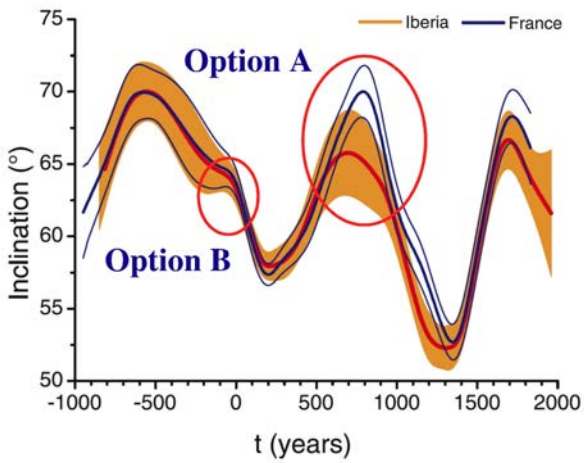

FIGURE 6. *Comparison of magnetic inclination obtained for the Muel dam sediments and referred to Paris France (Gallet et al, 2002) and Iberia (Gomez-Paccard et al., 2006). There are two possible options to fit the Muel data set.*

DISCUSSIONS

Historical information available and the radiocarbon dates allow us to evaluate both options:

Option A should be rejected because of two reasons: i) first the amplitude of inclination variance is lower than the one observed in Muel (Fig. 5) and ii) the starting point (500 AD) implies a clearly pre-roman time for the construction of the dam, in clear contradiction with the archeological evidences (Silva Aguilera *et al*., 2007). Additionally, radiocarbon dates do not provide any reliable age for the beginning of sedimentation close to the starting point (500 AD).

Option B fits better with the available data. Figure 5 shows a smoothing curve based on running averages (3 elements) using the inclination of the B specimen to reduce noise.

This curve contains three key points with changes in inclination: 1 (48.5 at 10.4 m), 2 (61.5 at 9.3 m) and 3 (46.2 at 7.3 m). The matching is convincing except for a general lower inclination of all points; the Muel section present a variable inclination shallowing of 5-12°, which could be due to the rapid sedimentary load. The exact position of the starting and finishing points needs further investigations and could be corrected by using AARM analysis (Vaughan *et al*., 2005). Starting point seems to be a little bit older than expected at the beginning of I AD (Silva Aguilera *et al*., 2007); similarly the end point presents some ambiguity and may vary several decades around 200 BC. Radiocarbon age obtained on sample M-2B (15 ± 40 cal. yr BC) fits well with the starting of the sedimentation for this option and with the historical information available. Archeological analysis of two numerals found in the stones of the dam refine the age of dam construction for the period 16-13 BC.

CONCLUSIONS

Archeomagnetostratigraphy method provides two possible options for the onset of sedimentation in the Roman Muel reservoir. However, ^{14}C dates and available archaeological information clearly favor one of them and allow us to date the start of sedimentation and the construction of the dam between the end of I BC and the beginning of I AD. Sedimentation rates during the Roman period were very high (about 2 cm/yr) and the reservoir was almost filled by the end of the Roman Epoch.

ACKNOWLEDGEMENTS

PCA analysis of demagnetization data was performed using the software "paldir" from the Utrecht paleomagnetic laboratory. Research funding provided by the Project Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE - MEC). Additional funds included a young researcher contract from the "Ramon y Cajal" program MEC (ELP).

REFERENCES

Cortés Gracia, A. L., 1994. Geometría y cinemática de las estructuras alpinas en el sector de Cariñena-Belchite (borde Norte de la Cordillera Ibérica). *Tesis de Licenciatura Universidad de Zaragoza*, 171 pp.

Gallet, Y.; Genevey, A.; Le Goff, M., 2002: Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in Western Europe as revealed by archeological artifacts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 81–89.

Gogorza, C. S. G.; Sinito, A. M.; Lirio, J. M.; H. Nuñez, H.; Chaparro, M.; Vilas, J. F., 2002. Paleosecular variations 0–19,000 years recorded by sediments from Escondido Lake (Argentina). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 133: 35–55.

Gómez-Paccard, M.; Chauvin, A.; Lanos, P.; McIntosh, G.; Osete, M. L.; Catanzariti, G.; Ruiz-Martıíez, V. C.; Núñez, J. I., 2006a. First archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula: Comparison with other data from western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* Volume 7, Number 12 Q12001.

Gómez-Paccard,M.; Catanzariti, G.; Ruiz-Martínez, V. C.; McIntosh, G.; Núñez, J. I.; Osete, M. L.; Chauvin, A.; Lanos, Ph.; Tarling, D. H.; Bernal-Casasola, D.; Thiriot, J., 2006b. A catalogue of Spanish archaeomagnetic data. *Geophysical Journal International* 166, 1125–1143

Linford, P., 2004. Archaeomagnetic dating. *Physics Education*, 39 (2): 145-154.

Pueyo, E., Mauritsch, H., Pocoví, A., Scholger, R., Millán, H., Valero, B. 2001: Archaeomagnetostratigraphy of the filling of a Roman dam. Preliminary report on Almonacid de la Cuba (NE Spain). AARCH-II *Archaeomagnetism Applied to the Rescue of Cultural Heritages*.

Silva Aguilera, C., Hinderer, M., Valero-Garcés B., Garcia Vera, M. A., Pueyo, E., Ries, J. 2005: The sedimentation of the Muel Roman Dam (Zaragoza province, Spain). *International Congress of Geomorphology*, Zaragoza, Spain.

Silva Aguilera, C.; Valero-Garcés B., Pueyo, E.L., 2007. The use of sedimentation in ancient dams. South Zaragoza, Spain. S20-O4 (4th International Limnogeology Congress), 102.

Turner, G. and Thompson, R., 1981. Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 65: 703–725.

Vaughn, J. Kodama, K. P.; Smith, D. P., 2005. Correction of inclination shallowing and its tectonic implications: The Cretaceous Perforada Formation, Baja California. *Earth and Planetary Science Letters*, 232, 71-82

Verosub, K., 2000. Paleomagnetic dating. In: Quaternary Geochonology Methods and applications. Straton, Sowers and Lettis Ed. *Reference Shelf Series*, Vol. 4: 339-356.

Pautas de variación en parámetros magnéticos en las cuencas de Jaca y del Ebro

Progression trends of magnetic parameters in the Jaca and Ebro Basins

O. Pueyo Anchuela, A. Gil Imaz y A. Pocoví Juan

Área de Geodinámica Interna. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, nº 12. CP:50.009. Zaragoza (España) opueyo@gmail.com

Resumen: El estudio de rocas poco deformadas en un entorno de Cuenca de Antepaís a través de la medida de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) muestra una impronta tectónica en las fábricas magnéticas determinadas. El estudio de parámetros magnéticos (F, L, P´, T, Km y contribución paramagnética a la susceptibilidad) muestra tendencias paralelas que evidencian un control mineralógico. Sin embargo algunos cambios asociados a elementos macroestructurales muestran una impronta tectónica en estas tendencias. El factor T, parámetro de forma, es el que muestra mayor independencia con respecto al control mineralógico. Por otro lado, el paso de fábricas sedimentarias puras a fábricas deformadas se produce de forma brusca, unido a una variación importante en la contribución paramagnética a la susceptibilidad. Estos datos preliminares invitan a cuestionar hasta qué punto la impronta tectónica en las fábricas es un control mineralógico (presencia de minerales filosilicatados), temporal (registro temprano de las fábricas) y/o estructural.

Palabras clave: ASM, Cuenca del Ebro, parámetros magnéticos.

Abstract: *The study of weakly deformed rocks in a Foreland Basin setting through the measurement of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) show a tectonic record in the determined magnetic fabrics. The study of magnetic parameters (F, L, P´,T, Km and paramagnetic contribution to the susceptibility) show paralell trends that can be related with a mineralogical control. Although some changes in the parameters related with macroestructural elements show a tectonic influence in these trends. The T parameter is more independent from the mineralogical control. On the other hand, the change between pure sedimentary fabrics and deformed fabrics happens suddenly, together with an important change in the paramagnetic contribution to the susceptibility. These preliminary data invite to think if the tectonic record is controlled by the mineralogical source (clay minerals) or has a temporal or structural meaning.*

Key words: *AMS, Ebro Basin, magnetic paramaters.*

INTRODUCCIÓN

La técnica de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) se basa en la medida de la variación direccional de la susceptibilidad magnética al ser medida cuando un campo magnético de baja intensidad es aplicado. La susceptibilidad magnética de una roca depende de los distintos elementos que la componen.

Dependiendo del comportamiento magnético los minerales pueden clasificarse en diamagnéticos (susceptibilidad de baja intensidad y signo negativo), paramagnéticos (de intensidad media y signo positivo) y ferromagnéticos s.l. de gran intensidad y signo positivo (ver Tarling y Hrouda, 1993).

La susceptibilidad total de una roca depende por tanto de los minerales presentes y de la interacción entre ellos. Por otro lado, la susceptibilidad también depende de la orientación de las partículas, el mismo mineral o grano presenta distinta intensidad de la propiedad en función de la orientación de medida, y en un volumen de minerales de su orientación.

La susceptibilidad magnética puede expresarse a través de un tensor simétrico de segundo orden o visualmente a través de un elipsoide. El tratamiento desde el punto de vista geométrico permite compararlo con el elipsoide de deformación finita. Esto ha promovido la utilización de factores comparables con los utilizados tradicionalmente en geología estructural.

El bajo grado de anisotropía obtenido del estudio de la ASM, ha promovido la utilización de factores ponderados. Los parámetros más utilizados habitualmente en ASM son la susceptibilidad media (Km), los factores de foliación o lineación con equivalencia directa con los utilizados en Geología Estructural, o los parámetros de Jelinek (1981): grado de anisotropía corregida (P´) o parámetro de forma (T).

Estos parámetros dan una visión cuantificada del grado de alineamiento de las partículas en un volumen,

de igual forma que son proporcionales a las propiedades magnéticas de las partículas presentes. Los estudios de comparación areal de distintos parámetros magnéticos ha sido ampliamente utilizada en rocas graníticas. Su factor de éxito ha estado en muchas ocasiones relacionado con la homogeneidad litológica y por tanto homogeneidad mineralógica. Sin embargo su aplicación en otros casos puede ser controvertida.

En este trabajo se presentan datos de dos transversales de Cuenca del Ebro (Figura 1) con relativa homogeneidad litológica y sencillez macroestructural. Los datos provienen de 34 estaciones de muestreo y representan 539 muestras. La orientación del elipsoide de susceptibilidad muestra una persistente impronta tectónica que desaparece al S (al alejarse del frente estructural, ver Pueyo Anchuela *et al*., en este mismo volumen y Figura 1).

Las litologías muestreadas son areniscas, lutitas y calizas lacustres. El muestreo se ha realizado en depósitos sin evidencias de corrientes tractivas (laminación horizontal o límites no canaliformes, por ejemplo) y muestreando las litologías de menor granulometría a escala de afloramiento.

Los depósitos muestreados pertenecen a las formaciones Campodarbe y Uncastillo (p.e. Puigdefabregas, 1975) y sus equivalentes de la Cuenca del Ebro: formaciones Sariñena y Alcubierre, (Quirantes 1978).

La aplicación de la ASM a estos depósitos conlleva, a priori, una importante variación de las distintas fases minerales presentes (detríticos heredados y de neoformación). Se incluye la medida de la contribución paramagnética a la susceptibilidad como valoración homogénea de las estaciones estudiadas (%para obtenido de la comparación de la susceptibilidad a bajo y alto campo con un SQUID PPMS: 0.1-1.5T).

RESULTADOS

Las mayores variaciones en los distintos parámetros se producen asociados a cambios litológicos. Estos cambios vienen acompañados por variaciones importantes de la contribución paramagnética a la susceptibilidad (ver Figura 1 y Tabla I). Es el caso de las litologías carbonatadas más meridionales (estaciones Sa-04, Sa-05, Sa-06, Zu-06, Zu-07 y Zu-08) donde se observa un descenso de la susceptibilidad magnética y de la contribución paramagnética, que puede relacionarse con un cambio mineralógico de la fase dominante de la susceptibilidad.

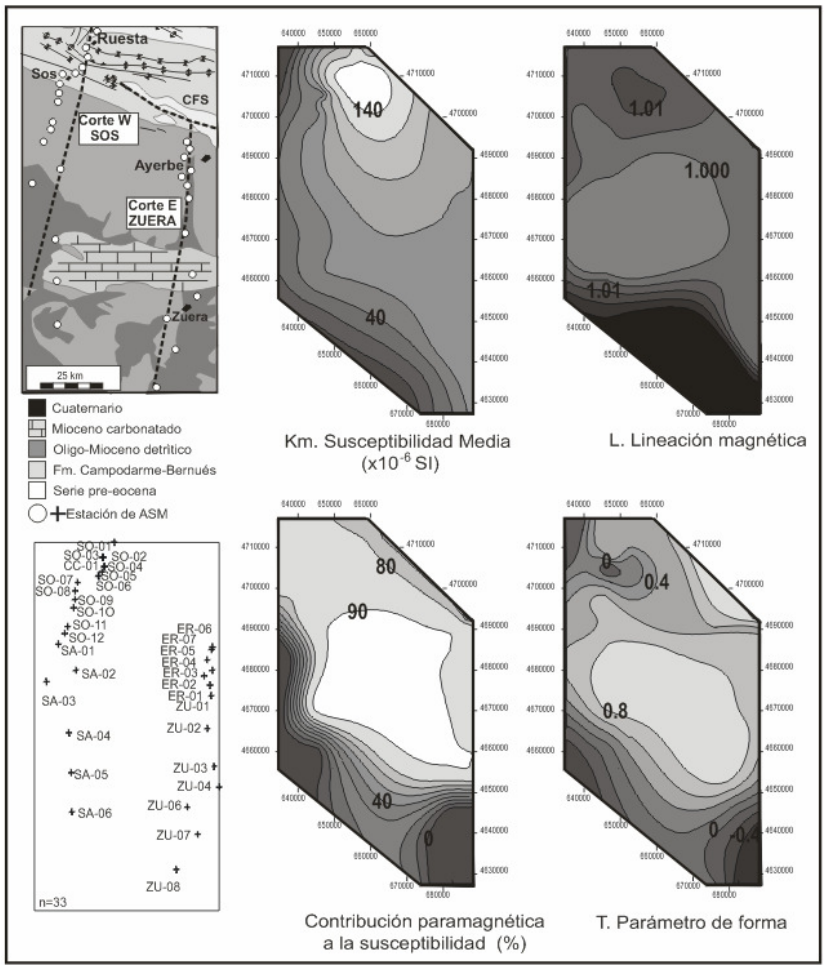

FIGURA 1. *Mapa de localización de estaciones de ASM y mapas de isolineas de los parámetros susceptibilidad media, lineación. magnética, contribución paramagnética a la susceptibilidad y parámetro de forma.*

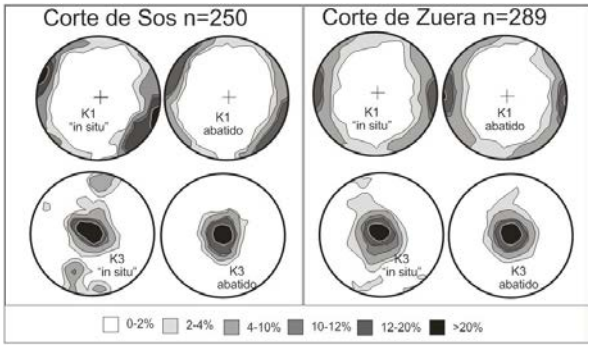

FIGURA 2. *Proyección estereográfica de los ejes K1 y K3 (in situ y abatidos) para los cortes estudiados.*

Sin embargo, en el resto de los casos, las variaciones en los parámetros magnéticos no vienen acompañados por un cambio del mismo orden de la contribución paramagnética. Este hecho sugiere que es el distinto grado de alineamiento de los minerales el responsable de tales variaciones.

Los mapas de isolíneas (Figura 1) muestran una correlación en los valores de los distintos parámetros. Esta correlación muestra una orientación paralela a la lineación magnética de origen tectónico detectada en las estaciones (y paralela a las estructuras cuando éstas están presentes).

Omitiendo las variaciones bruscas detectadas en el borde S de los cortes y posiblemente relacionadas con un cambio mineralógico, el resto de cambios observados se correlacionan con estructuras tectónicas de escala cartográfica. En el borde septentrional de los cortes estudiados se observa un incremento rápido de los parámetros F, L y P´ al aproximarse a la estructura del frente de cabalgamiento (corte 2). Los elipsoides pasan de una morfología oblata a prolata en la zona del frente y recuperan una morfología oblata rápidamente al desplazarnos hacia el S. Por otro lado en el tercio meridional del corte, el cambio del parámetro T se produce en la aparición de las fábricas puramente sedimentarias (foliación magnética paralela a la estratificación y distribución aleatoria de los ejes K1 y K2 del elipsoide de susceptibilidad).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Una de las preguntas que surgen en el momento de comparar distintos parámetros magnéticos es hasta qué punto el factor litológico (mineralógico) controla los resultados obtenidos. La existencia, por ejemplo, de una correlación directa entre la susceptibilidad media y el grado de anisotropía es un indicador del control mineralógico (por ejemplo, distinta contribución de un determinado mineral o de un comportamiento magnético en la serie). Estas correlaciones son muy llamativas cuando existe el incremento de un determinado mineral ferromagnético en la serie, mientras que en los casos en que existe un cambio en la mineralogía paramagnética las variaciones son más sutiles.

En el estudio de ambos cortes, y dentro del mismo corte, cuando las variaciones de los parámetros se producen con independencia de la contribución paramagnética a la susceptibilidad, estos cambios son compatibles con la presencia y orientación de estructuras tectónicas en la zona de estudio.

En la zona del frente de cabalgamiento (Figura 3), se observa un incremento brusco en la mayoría de los parámetros: valores mayores de los factores de foliación, lineación y grado de anisotropía.

Estación	n	Km	L	F	T	P´	%para
Cc-01	29	111.5	1.0065	1.029	0.618	1.038	78
Er-01	15	60.1	1.0027	1.014	0.646	1.018	76
Er-02	16	88.7	1.006	1.048	0.742	1.048	69
Er-03	15	88.3	1.004	1.014	0.528	1.019	84
Er-04	15	80.0	1.0057	1.017	0.492	1.023	63
Er-05	15	78.1	1.0083	1.013	0.198	1.013	85
Er-06	15	64.7	1.0037	1.021	0.687	1.027	66
Er-07	15	78.1	1.010	1.005	-0.349	1.017	82
Sa-01	15	77.6	1.0018	1.022	0.834	1.024	83
Sa-02	20	49.3	1.0023	1.012	0.680	1.016	84
Sa-03	26	49.1	1.0035	1.036	0.806	1.044	93
Sa-04	28	30.1	1.0027	1.003	-0.016	1.058	0
Sa-05	24	56.1	1.0029	1.004	0.116	1.080	0
Sa-06	24	13.2	1.018	1.014	-0.103	1.033	0
So-01	36	89.4	1.0052	1.016	0.528	1.023	84
So-02	42	126.1	1.0048	1.036	0.763	1.045	66
So-03	36	126.7	1.0063	1.042	0.729	1.053	73
So-04	40	164.3	1.0089	1.032	0.519	1.044	80
So-05	31	154.4	1.015	1.039	0.261	1.058	77
So-06	27	103.2	1.009	1.025	0.399	1.036	82
So-07	15	47.0	1.0067	1.003	-0.301	1.011	73
So-08	15	82.1	1.010	1.01	-0.13	1.01	82
So-09	15	61.2	1.072	1.017	0.404	1.026	76
So-10	15	67.0	1.0028	1.020	0.736	1.025	65
So-11	15	66.0	1.030	1.016	0.676	1.021	80
So-12	15	54.9	1.0028	1.010	0.572	1.014	78
Zu-01	39	68.5	1.0023	1.014	0.711	1.018	82
Zu-02	33	76.3	1.004	1.036	0.751	1.045	83
Zu-03	28	43.5	1.005	1.016	0.507	1.016	82
Zu-04	23	68.5	1.0032	1.029	0.800	1.029	68
Zu-06	29	82.4	1.0015	1.002	0.111	1.004	0
Zu-07	23	28.7	1.050	1.010	-0.069	1.197	0
Zu-08	21	13.3	1.011	1.015	0.080	1.027	5

TABLA I. *Parámetros magnéticos de las estaciones de ASM estudiadas (n=número de especímenes por estación, Km susceptibilidad media (x10 $^{-6}$, L factor de lineación, F factor de foliación, T parámetro de forma, P´grado de anistropía corregida, %para porcentaje de la contribución paramagnética a la susceptibilidad).*

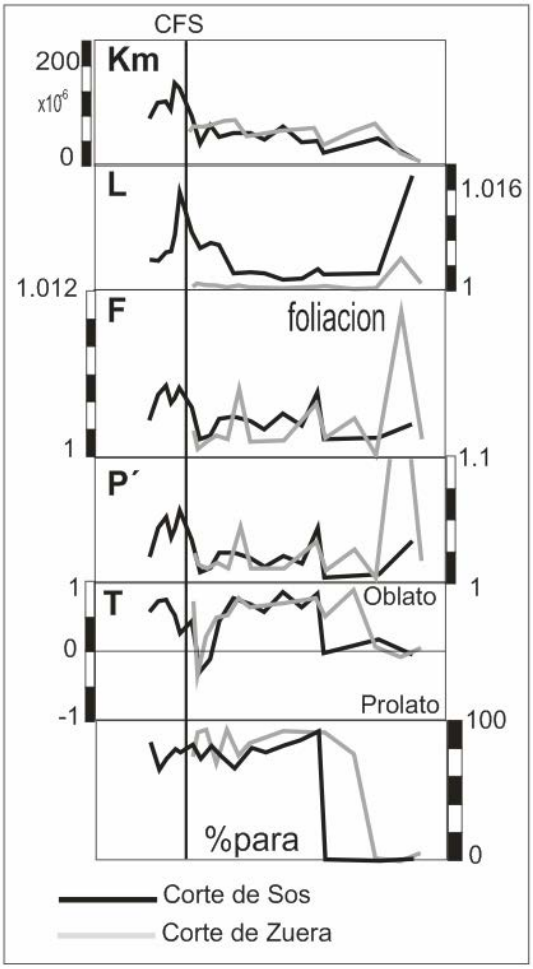

FIGURA 3. *Cortes de los parámetros magnéticos estudiados (CFS Cabalgamiento frontal surpirenaico).*

La evolución del parámetro de forma tiene una tendencia inversa en esta zona, con valores prolatos del elipsoide justo al S del frente e incremento rápido hacia morfologías oblatas al alejarnos de él. Tras este sector, se desarrolla una zona con baja variación de todos los parámetros y pendiente horizontal o ligeramente positiva. Sin embargo parece curioso, que cuando existen variaciones de la tendencia de los parámetros éstas se producen de forma paralela en los distintos parámetros y cortes.

Es llamativo el paralelismo entre los distintos parámetros, el tipo de fábrica y el patrón de orientación de ésta en ambos cortes. El agrupamiento de ejes no muestra una tendencia al desplazarnos del frente, sino que el paso entre una impronta tectónica y una fábrica pura sedimentaria parece producirse de forma brusca y sólo evidenciada, en ocasiones, por una o dos estaciones con peor concentración de los ejes (ver Pueyo Anchuela *et al*., en este mismo volumen). Este cambio se observa en los cortes de la Figura 3 en variaciones bruscas en las tendencias, sin variación de la susceptibilidad media pero con un cambio importante en la contribución paramagnética a la susceptibilidad. En el caso del parámetro de forma, éste pasa a un valor próximo a 0. Esta zona representa valores de P´ bajos y distribución simétrica del valor de T cuya media está en torno a 0.

El parámetro que muestra una mayor independencia del control mineralógico, obviando el sector meridional de los cortes, es el parámetro de forma (T) con fábrica prolatas en los sectores de mayor deformación a escala de afloramiento, cambios rápidos en las zonas con estructuras, y variaciones progresivas al alejarnos de éstas. El cambio de fábricas oblatas a triaxiales en el sector meridional de los cortes, se produce de forma paralela a la pérdida de impronta tectónica observable en las fábricas y el descenso brusco de la contribución paramagnética a la susceptibilidad.

El cambio brusco entre fábricas sedimentarias puras y fábricas con impronta tectónica y su asociación a la variación en la contribución paramagnética a la susceptibilidad, plantea una serie de cuestiones sobre el significado de la ASM en el sector estudiado. ¿Son únicamente los minerales arcillosos los que registran una fábrica de impronta tectónica?, ¿ la aparición de fábricas deformadas representa un límite tectónico o tan sólo un cambio mineralógico? ¿o es la ASM un marcador temporal de actividad tectónica en momentos próximos a la litificación?.

La desaparición de fábricas sedimentarias deformadas de forma paralela a la disminución de la contribución paramagnética a la susceptibilidad puede representar que son los minerales paramagnéticos los que registran la deformación. Por otro lado, estas estaciones también se encuentran más al S, por lo que sería de esperar una disminución de la impronta tectónica en las fábricas al alejarse del frente de cabalgamiento. De igual forma, las estaciones más meridionales también representan materiales más modernos, por lo que su carácter postectónico puede explicar la ausencia de impronta tectónica en ellas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Grupo de Investigación Geotransfer, el proyecto CGL-2006-05817 y una beca predoctoral FPU del primero de los firmantes.

REFERENCIAS

Jelinek, V. (1981): Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics,* 79: 63-67.

Puigdefábregas, C. (1975): La cuenca molásica de Jaca. *Pirineos,* 104: 188.

Quirantes, J. (1978) *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros*. IFC, Zaragoza, 208.

Tarling, D.H. y Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London, 217.

Registro de procesos tectónicos en fábricas magnéticas en entornos de Cuenca de Antepaís. Ejemplos de las cuencas de Jaca y del Ebro

Record of tectonic processes in magnetic fabrics in foreland-basin settings. Examples from the Jaca and Ebro Basins

O. Pueyo Anchuela, A. Gil Imaz y A. Pocoví Juan

Área de Geodinámica Interna. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, nº 12. CP:50.009. Zaragoza (España) opueyo@gmail.com

Resumen: El estudio de rocas poco deformadas en un entorno de Cuenca de Antepaís a través de la medida de la anistropía de susceptibilidad magnética (ASM) muestra una impronta tectónica en las fábricas magnéticas estudiadas. Los datos permiten observar fábricas sedimentarias (foliación magnética paralela a la foliación sedimentaria y una lineación poco definida) y fábricas sedimentarías deformadas (foliación magnética paralela a la foliación sedimentaria y lineación definida con orientación pirenaica) al aproximarnos al afloramiento del cabalgamiento frontal surpirenaico. Las fábricas deformadas registran un proceso pre-basculamiento de las capas (en los casos en que la dirección de la capa difiere de la dirección pirenaica) y es compatible con un proceso de acortamiento paralelo a las capas (LPS). En algunos casos es posible la identificación de dos patrones direccionales en la misma estación, una de ellas de orientación pirenaica y una segunda que es compatible con los datos de paleocorrientes medidos en afloramiento.

Palabras clave: ASM, Lineación magnética, Pirineos, Cuenca del Ebro.

Abstract: *The study of weakly deformed rocks in a foreland basin setting through the measurement of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) shows a tectonic signature. The results show sedimentary fabrics (magnetic foliation parallel to the sedimentary layering and no clustering of the magnetic lineation) and deformed sedimentary fabrics (magnetic foliation parallel to the sedimentary layering and magnetic lineation clustering parallel to the Pyrenean trend). The deformed sedimentary fabrics record a pre-tilting process (in the cases where the strike of the bedding is different to the Pyrenean trend) and is compatible with a process of layer parallel shortening (LPS). In some cases it is possible to identify two different orientations of the magnetic lineation in the same site, one of them with a pyrenean trend and the other with a N-S orientation, the second one is compatible with the paleocurrent data measured in the field.*

Key words:*. AMS, Magnetic Lineation, Pyrenees, Ebro Foreland Basin.*

INTRODUCCIÓN

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) es una técnica ampliamente utilizada para la determinación de la petrofábrica de rocas. Esta técnica ha demostrado una gran sensibilidad en rocas pocas deformadas o sin indicios de deformación a escala de afloramiento.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio por medio de la ASM de dos transversales meridionales del entorno pirenaico. El objetivo principal de este estudio es analizar los patrones direccionales del elipsoide de susceptibilidad. Las transversales estudiadas presentan una variación importante macroestructural. La transversal oriental (corte de Riglos-San Juan de Mozarrifar) tiene como límite septentrional el afloramiento del cabalgamiento frontal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. A grandes rasgos el corte muestra una estructura sencilla, con un sinclinal de bloque inferior de cabalgamiento cuyo flanco meridional pierde buzamiento rápidamente hacia el S. En su progresión meridional la estructura pasa a un homoclinal que va disminuyendo su buzamiento hasta mostrar una serie horizontal en la segunda mitad del corte. El corte occidental, discurre al W del afloramiento del cabalgamiento frontal surpirenaico (al W de la Sierra de Santo Domingo). La ausencia de un cabalgamiento frontal desarrollado ha hecho que el corte, en esta transversal, se prolongue hacia el sector septentrional. La estructura de referencia utilizada ha sido el primer cabalgamiento de gran desarrollo en la depresión de la Cuenca de Jaca. Los materiales estudiados pertenecen a las unidades Margas de Arguis, Fm. Campodarbe. Fm. Uncastillo y equivalentes en Cuenca del Ebro: Fm. Sariñena y Fm. Alcubierre (Quitante, 1975; Puigdefabregas, 1978). Litológicamente los materiales estudiados están representados por margas, areniscas, lutitas y carbonatos lacustres.

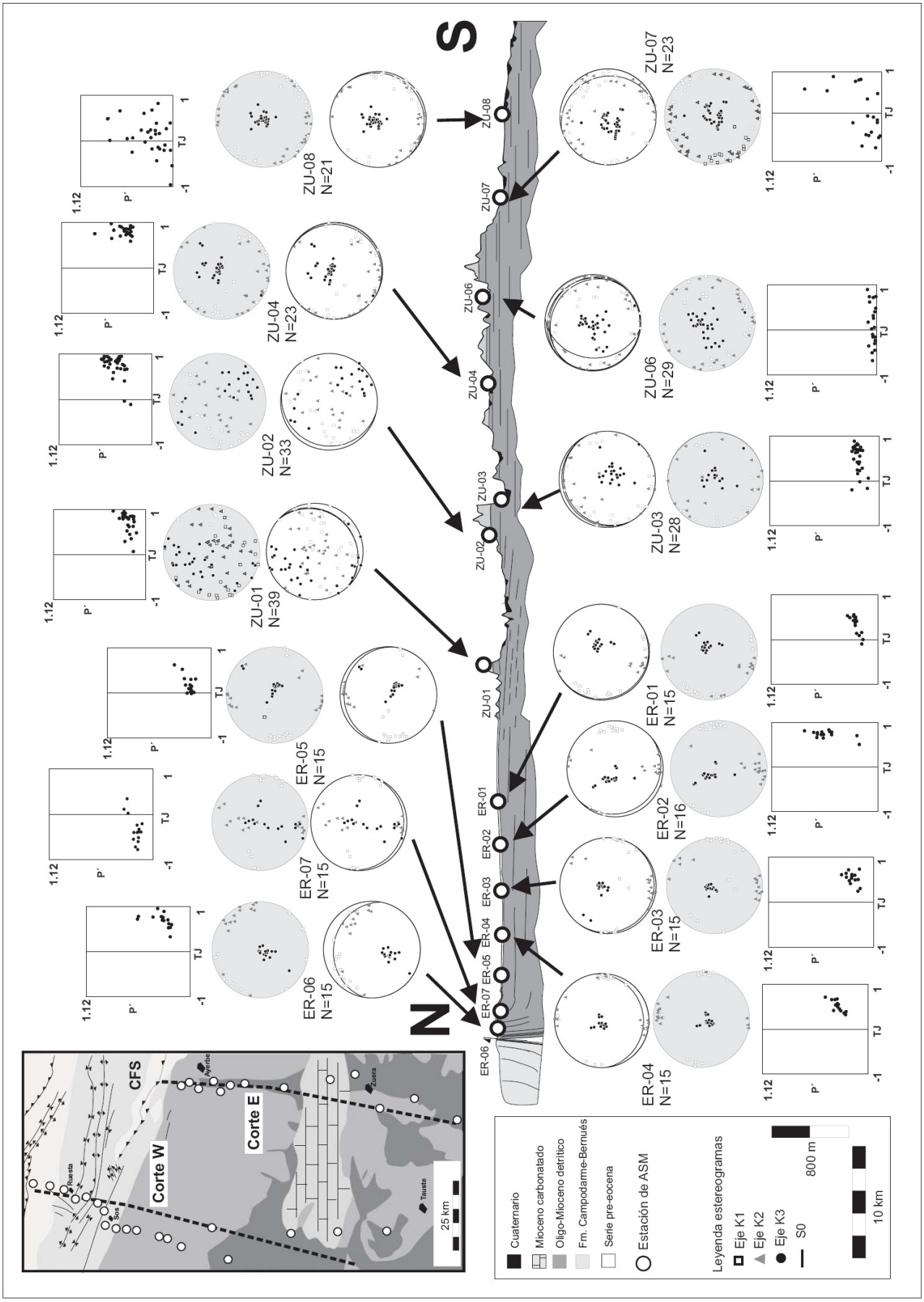

FIGURA 1. *Esquema de situación y corte geológico superficial (escala vertical exagerada) de la transversal Riglos-San Juan de Mozarrifar, con los datos de ASM "in situ" y abatidos (estereograma en gris) y diagrama P´ vs. Tj de cada una de las estaciones.*

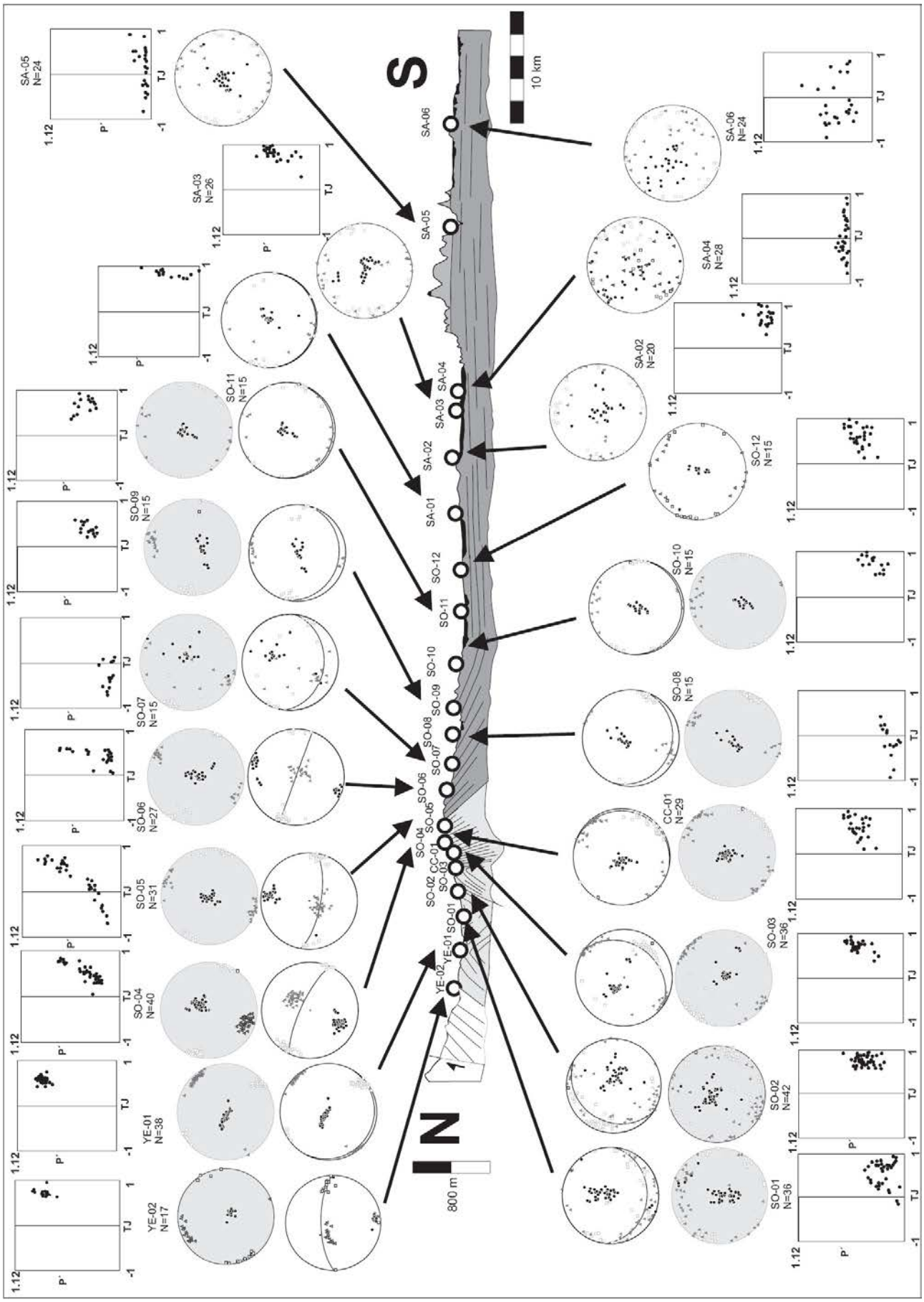

FIGURA 2. *Corte geológico superficial (escala vertical exagerada) de la transversal Ruesta-Tauste, con los datos de ASM "in situ" y abatidos (estereograma en gris) y diagrama P´ vs. Tj de cada una de las estaciones.*

En el caso de los materiales detríticos el muestreo se ha realizado en niveles con estratificación o laminación paralela, sin evidencias de límites canaliformes ni estructuración interna que evidencie una corriente tractiva. En aquellos casos en que existían evidencias de corrientes tractivas en el mismo afloramiento se han tomado datos de paleo-corrientes. En cada una de las estaciones se han extraído entre 8 y 14 testigos que representan entre 15 y 43 muestras por estación de muestreo. Los resultados presentados provienen de 35 estaciones que representan 825 muestras.

La medida de la ASM se ha realizado en el Laboratorio de Fábricas Magnéticas de la Universidad de Zaragoza utilizando un equipo KLY-3S (AGICO). El tratamiento de los datos direccionales se ha realizado a través de la proyección estereográfica de los ejes de susceptibilidad (eigenvectores K1>K2>K3). Los parámetros magnéticos representados (figuras 1 y 2; Hrouda, 1982) representan el grado de anisotropía corregida (P´) y el parámetro de forma (Tj).

RESULTADOS

La mayoría de las estaciones estudiadas muestran fábricas planares (plano de foliación magnética paralela a la estratificación y por tanto el polo de la estratificación es paralelo al vector medio del eje K3 del elipsoide de ASM). Las principales diferencias entre las estaciones estudiadas residen en el grado de agrupamiento de los ejes K1 y K2 del elipsoide de la ASM.

El grupo de estaciones donde el plano de foliación magnética es paralelo a la estratificación, eje K3 normal a la estratificación, y distribución aleatoria de los ejes K1 y K2 en dicho plano, pueden ser denominadas "fábricas sedimentarias". Estas fábricas muestran un patrón de orientación, de las partículas responsables de la susceptibilidad, que indica un proceso dominante de sedimentación (plano de foliación de la partícula paralelo a la estratificación) o un proceso de carga o compactación.

Por otro lado, aquellas estaciones que muestran un agrupamiento de ejes, o una no dispersión homogénea de los ejes K1 y K2 en el plano de foliación no pueden ser explicadas por un único proceso de compactación o sedimentación sin la presencia de una corriente tractiva. Estas estaciones muestran un eje K3 polo de la estratificación, posible reminiscencia de una fábrica sedimentaria, donde la lineación magnética muestra un agrupamiento de ejes con orientación pirenaica (N90-115) cuando la estratificación ha sido abatida. En muchas estaciones la orientación de la lineación magnética no varía entre el estado in situ y abatido, puesto que la lineación magnética muestra una orientación paralela a la dirección de la capa que la contiene.

La orientación constante de la lineación magnética a lo largo de ambas transversales desde un entorno controlado por estructuras tectónicas de origen pirenaico hasta sectores centrales de la Cuenca del Ebro, y la independencia de la orientación del elipsoide magnético con los datos de paleocorrientes en afloramiento, permite relacionar la orientación de la lineación magnética con un proceso de deformación de orientación pirenaica. En algunas de las estaciones muestreadas (Zu-07, Zu-06, Sa-02) pueden observarse dos patrones de orientación del elipsoide de susceptibilidad, ambas contenidas en la estratificación, pero con distinta orientación del agrupamiento de ejes. En estos casos, uno de los patrones es compatible con un proceso de deformación relacionable con procesos tectónicos de origen pirenaico, mientras que el otro muestra una lineación magnética que es paralela a la paleocorriente medida en afloramiento.

El análisis del elipsoide de la ASM muestra un patrón de fábrica sedimentaria, debida a procesos de sedimentación y compactación, que en algunos casos ha sido modificada por un proceso con ejes de deformación de orientación pirenaica y que predata el basculamiento de las capas. En algunas de las estaciones, cuando la dirección de la capa no tiene una orientación pirenaica, el eje K1 se concentra y adquiere orientación pirenaica tras abatir la capa. Este patrón es compatible con un proceso de acortamiento paralelo a las capas (layer parallel shortening o LPS).

CONCLUSIONES

El análisis del elipsoide de ASM en un entorno de Cuenca de Antepaís (Cuenca del Ebro) muestra una fábrica sedimentaria (relacionable con el propio proceso de sedimentación y compactación) modificada por un proceso deformacional consistente en un acortamiento paralelo a las capas.

En ambas transversales, tanto donde se observan macroestructuras con basculamientos importantes de capas (parte septentrional), como donde no hay evidencias a escala de afloramiento ni cartográfica de procesos de deformación (sector meridional), la ASM muestra una impronta tectónica en las fábricas magnéticas de la Cuenca del Ebro incluso a distancias mayores de 80 km respecto el frente de cabalgamiento surpirenaico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Grupo Geotransfer y el proyecto CGL-2006-05817.

REFERENCIAS

Hrouda, F. (1982): Magnetic anisotropy and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey,* 5:37-82.

Puigdefábregas, C. (1975): La Cuenca Molásica de Jaca. *Pirineos,* 104, 188p.

Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros.* IFC, Zaragoza, 208 p.

Cálculo de direcciones y planos virtuales paleomagnéticas: ejemplos y comparación con otros métodos

Calculating virtual paleomagnetic directions; examples and comparison with other methods

M.J. Ramón y E.L. Pueyo

Instituto Geológico y Minero de España , Oficina de Zaragoza c/ M. Lasala 44, 50006 Zaragoza, Spain. mj.ramon@igme.es, unaim@igme.es

Resumen: Las direcciones y planos virtuales paleomagnéticas (VD y VCD) son el conjunto de todas las direcciones y planos (suma y diferencia) que se pueden calcular mediante el análisis de componentes principales en una rutina de desmagnetización dada (tanto a escala de muestra como de estación). Si el proceso de desmagnetización contiene la MRCh ésta estará contenida en el conjunto de direcciones y planos virtuales calculado. Se ha desarrollado un nuevo software que implementa este método y que permite automatizar, objetivar y agilizar el cálculo de la componente natural remanente. Se ha aplicado el método a un ejemplo natural de las Sierras Exteriores (Pirineo meridional occidental) analizando el efecto de la utilización de diferentes filtros y comparándolo con otros métodos previamente aplicados (PCA, DC, SR).

Palabras clave: paleomagnetismo, MRCh, desmagnetización, círculos y direcciones.

Abstract: *The paleomagnetic virtual directions (VD) and demagnetization circles (VCD) are all possible directions and planes (resultant and difference) calculated by principal component analysis in a given demagnetization routine (sample and site scales). If the ChRM is defined in this routine, it'll be represented in the VD and VDC sets. A new software that implements this algorithm has been developed. This tool is useful to unravel the natural remanent magnetization in an automatic, objective and quick way. A natural example from the External Sierras (southwestern Pyrenees) where different methods were previously applied (PCA, DC, SR) is compared with the VD and VCD datasets in which different filters have been applied.*

Key words: *paleomagnetism, ChRM, demagnetization, circles and directions.*

INTRODUCCIÓN

Mediante el procesado de datos paleomagnéticos se busca la dirección de la magnetización remanente característica (ChRM) como aquella de mayor estabilidad dentro del conjunto de la magnetización remanente natural (MRN). Los métodos habituales (escala de muestra) son: la selección visual de puntos en los diagramas de desmagnetización y el cálculo de vectores suma y diferencia mediante ajuste de mínimos cuadrados o análisis de componentes principales (PCA; Kirschvink, 1980). El método de los círculos de desmagnetización (CD; Bailey & Hall, 1984) resulta de especial utilidad cuando existen más de dos vectores de desmagnetización, especialmente cuando éstas estan solapadas. Otras técnicas como el *stacking* (SR; Scheepers & Zijderveld, 1992; Pueyo *et al*., 2008) o promediado se utilizan para sintetizar los datos a escala de estación. El problema de todos ellos es que los pasos de desmagnetización se eligen de forma subjetiva y no utilizan toda la información disponible.

El método de cálculo de direcciones y planos de desmagnetización virtuales (Pueyo, 2000; Pueyo & Parés, 2006), al igual que el resto de métodos de análisis de desmagnetización, parte de varias suposiciones preliminares: la estrategia de desmagnetización es capaz de aislar las diferentes componentes de la MRN, la continuidad en el cálculo de direcciones para intervalos discretos, y la homogeneidad de intensidad y pasos de desmagnetización entre muestras, que de hecho implica la suposición de la homogeneidad litológica y estructural a escala de *site*. En este trabajo se presenta una modificación del programa Paldir de la Universidad de Utrecht que permite el cálculo de las direcciones y planos de desmagnetización virtuales y su aplicación a un caso natural de las Sierras Exteriores Altoargonesas así como la comparación con los resultados obtenidos por otros métodos.

PROGRAMA

Paldir es un programa de *Quick Basic (v 4.5)* que calcula las direcciones y planos de remagnetización de los pasos seleccionados utilizando el método de las componentes principales (Kirschvink, 1980). Dentro de los menús de proyección estereográfica y de proyección ortogonal (F2, F3 y F4) se ha sustituido la función de salida (tecla F6) por una nueva función que calcula de forma automática todas las direcciones y planos virtuales (tanto suma como diferencia) para todos los pasos seleccionados mediante la tecla *insert* de una muestra. Las VD y los VCD de las muestras seleccionadas se guardan en un fichero de texto de salida con el siguiente formato: "*Nombre de la*

muestra", "Diferencia/Resultante", "Vector/Plano", paso mínimo, paso máximo, número de pasos, declinación (no tc), inclinación (no tc), intensidad, MAD, "pasos eliminados", "comentarios"

La mejor manera para evaluar las direcciones virtuales es la proyección estereográfica y el software utilizado para la visualización de los datos es *Steronet (disponible para Windows y Mac: http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html)*. Una vez calculadas todas las direcciones virtuales es conveniente hacer un filtrado de los datos para evitar datos poco representativos. Se puede hacer un filtrado por error mínimo (vg. MAD< 15°), intervalo térmico, intensidad máxima o número de pasos (para leer y filtrar los datos se ha utilizado el programa *Kaleidagraph*). Para calcular la dirección final de forma numérica se utilizarán las distribuciones de Fisher (1953) y Bingham (1974) disponibles en *Steronet* u otros programas de proyección estereográfica. Las falsillas de densidad de puntos también son de gran utilidad si bien solo trabajan en el hemisferio inferior de la proyección.

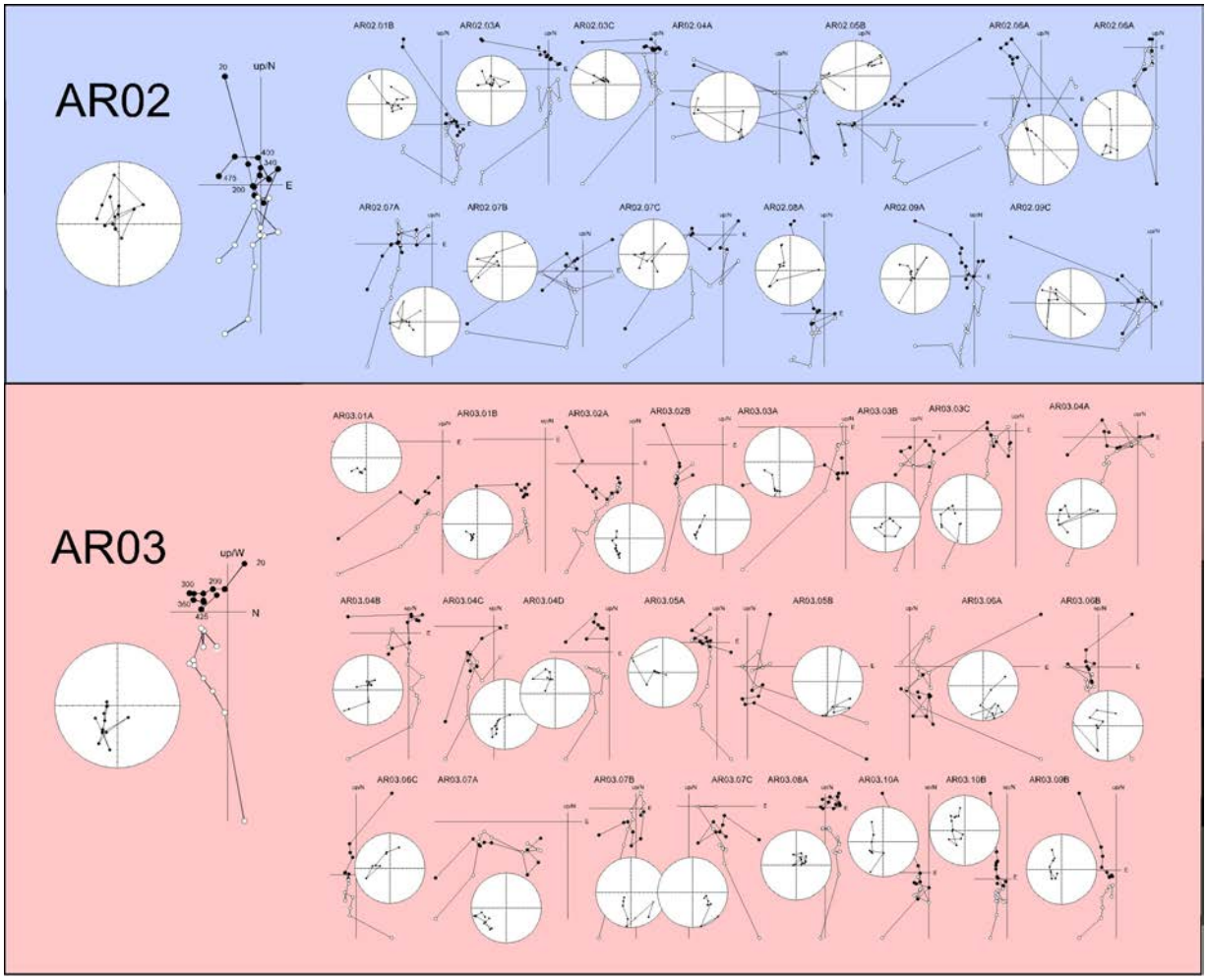

FIGURA 1. *Diagramas ortogonales de desmagnetización de las muestras individuales de las estaciones AR02 y AR03. Las muestras obtenidas tras la aplicación de la rutina de apilamiento (SR) se encuentran a la izquierda de la figura. Todas las muestras están en coordenadas geográficas.*

EJEMPLOS

Se han seleccionado dos estaciones del frente de cabalgamiento meridional Pirenaico en el sector de Sierras Exteriores. Estas estaciones AR02 (11 muestras estándar) y AR03 (21), previamente estudiadas (Pueyo, 2000 y Pueyo *et al*., 2003), se encuentran en el anticlinal del Fachar (estructura oblicua más occidental del frente surpirenaico) en las margas Bartonienses de la Fm. Arguis. Las muestras se desmagnetizaron en el laboratorio de paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (CSIC) de Barcelona. Se realizó una rutina térmica con especial énfasis en el intervalo 300-400°C (pasos de 20-30°). La generación de nuevo material viscoso en el horno impidió la desmagnetización por encima de 475°C. Las medidas se realizaron con un magnetómetro CCL-GM400 y un horno *Shoensted* (TSD-1).

En ambas estaciones los resultados obtenidos por el ajuste visual y análisis de componentes principales (PCA) de los diagramas de desmagnetización individuales dieron resultados de baja calidad (a_{95}>15°) a pesar de descartar numerosas muestras. Por este motivo se calcularon también los círculos de desmagnetización (ver figuras 3 y 4). En AR02 ambas

medias resultaron indistinguibles, pero en AR03 el ángulo entre ambas medias superó los 13° (Pueyo *et al*., 2003). La aplicación de la rutina de apilamiento (SR: diagrama de desmagnetización medio, ver figura 1) ha permitido identificar con claridad en AR03 el mismo intervalo de desbloqueo magnético que se dedujo de la observación de todo el conjunto de muestras (250-300°C a 400-425°C). Este mismo intervalo se aplicó en AR02 aunque la SR dio un resultado más difuso. Las direcciones características obtenidas en la SR fueron similares a las calculadas por PCA (ángulos entre medias <5°) aunque la desviación angular máxima (MAD: Kirschvink, 1980) superó los 17° en el caso de AR02 (8° en AR03).

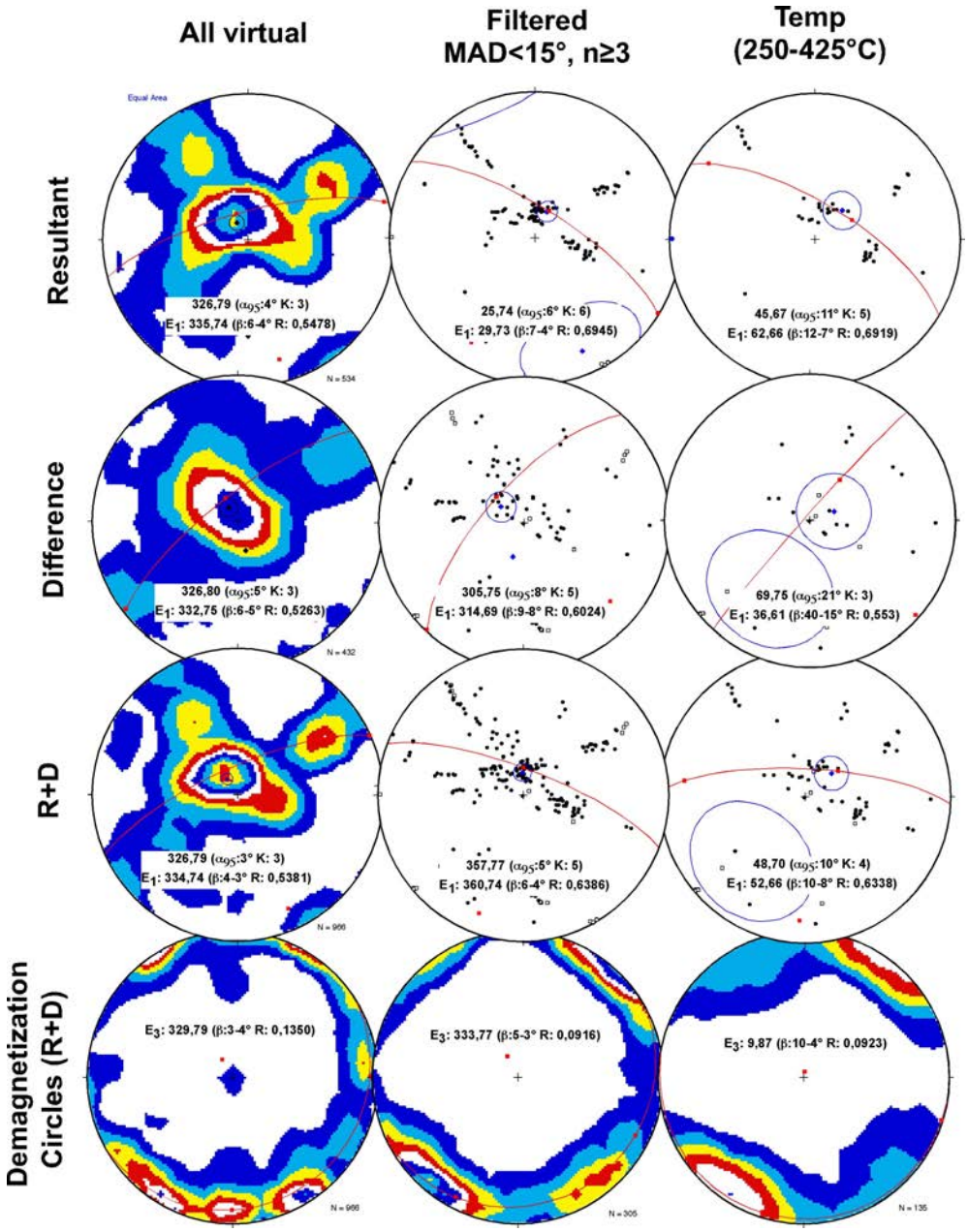

FIGURA 2. *Direcciones virtuales de la estación AR02. Se detallan las direcciones virtuales resultantes (R), las diferencia (D) y la suma de ambas (R+D). En los tres conjuntos se muestra: a la izquierda, los datos totales (ningún filtrado); en el centro, los datos filtrados según criterios objetivos (MAD < 15°, n ≥3); a la derecha, se ha realizado un filtrado seleccionando sólo las direcciones que se calculan entre 250° y 425°C. También se destacan las direcciones obtenidas a partir del ajuste de los círculos de desmagnetización virtuales.*

COMPARACIÓN CON OTROS MÉTODOS

Las direcciones virtuales (conjunto total) en AR02 y AR03 se han dividido en resultantes y diferencia (ver figura 2). Sobre el conjunto inicial en AR02 (966 direcciones en AR02) se han aplicado dos niveles de filtro. El primero y más objetivo, ha implicado la supresión de las direcciones con MAD > 15° así como aquellas direcciones que se definieron con menos de 3 pasos de desmagnetización (también se eliminaron las direcciones que presentaron intensidades de la ChRM muy elevadas; asociadas a direcciones viscosas de laboratorio). Este conjunto quedó reducido a 234 direcciones. El segundo nivel de filtro ha consistido en eliminar las direcciones cuyas temperaturas mínimas y máximas están fuera del intervalo de desbloqueo

definido en la SR y en las muestras individuales (75 direcciones restantes). En el primer paso de filtrado, la disminución del número de muestras se ve acompañada del aumento del parámetro k de Fisher (1953) y del aumento del *eigenvalue* principal (E1). Además las medias (y el α_{95}) obtenidas por medio del filtrado del conjunto de direcciones y círculos virtuales quedan englobados siempre por los resultados derivados del PCA (que también engloban a los resultados obtenidos por los CD en muestras individuales) hecho que valida los resultados obtenidos previamente y la utilidad de uso de direcciones y planos virtuales.

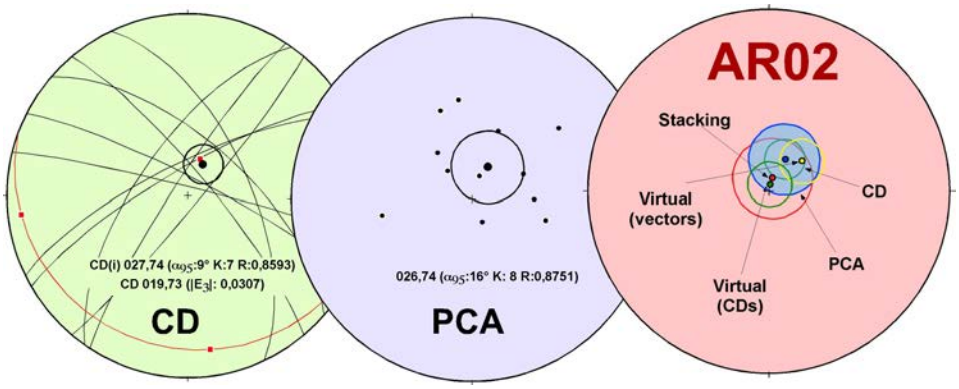

FIGURA 3. *Resultados obtenidos tras la aplicación del análisis de componentes principales (PCA en azul) y círculos de desmagnetización (CD en verde) en la estación AR02. A la derecha se proyectan las medias obtenidas por todos los métodos aplicados (rosa).*

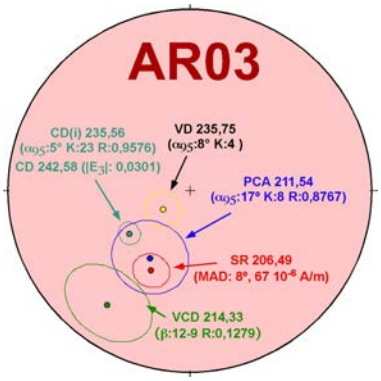

FIGURA 4. *Comparación de resultados en la estación AR03. Sólo se proyectan las medias obtenidas por los diferentes métodos. En este caso, en el que la dispersión natural es más alta, los resultados virtuales no son tan concluyentes.*

CONCLUSIONES

1) El software desarrollado basado en el cálculo de direcciones virtuales permite un procesado rápido de gran cantidad de información paleomagnética.

2) Además el cálculo automático de todas las direcciones posibles y su filtrado a partir de criterios de selección razonables le confiere un carácter objetivo y veraz.

3) La comparación con los resultados obtenidos mediante la aplicación de otros métodos (PCA, CD, SR) en estaciones de calidad intermedia (vg, α_{95} de la población de ChRM > 20°) dio resultados similares y estadísticamente indistinguibles.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE del MEC). Fondos adicionales provienen de la convocatoria de técnicos de apoyo a la investigación (MJR) y de un contrato de investigación del programa "Ramón y Cajal" (ELP).

REFERENCIAS

Bailey, R. C. & Halls, H. C., 1984. *Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data.* Journal of Geophysics, 54, 174-182.

Bingham, C., 1974. *An antipodally symmetric distribution on the sphere*. Ann. Statist., 2, 1201-1225.

Fisher, R. A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Proc. R. Soc., A217, 295 - 305.

Kirschvink, J. L., (1980). *The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data.* Geophys. J. R. Astron. Soc., 62, 699-718.

Pueyo, E. L., 2000. *Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos de las Sierras Exteriores y de la Cuenca de Jaca, Pirineo Aragonés)*. PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 296 pp.

Pueyo, E. L.; Feischl, T.; Scholger, R.; Mauritsch, H. J., 2008 (in review). "Gamsstack": a program for stacking paleomagnetic data. Computers and Geosciences.

Pueyo, E. L.; Parés, J. M. *Direcciones virtuales de vectores de desmagnetización: una aproximación preliminar y objetiva de las componentes de la MRN*. En MAGIBER I: Paleomagnetismo en la Península Ibérica. Editores: M. Calvo, M. Garcés, C. Gomes, J.C. Larrasoaña, E. Pueyo y J.J. Villalaín. Editorial: Universidad de Burgos129 - 135, 2006

Scheepers, P. J. J. and Zijderveld, J. D. A., 1992. *Stacking in Paleomagnetism: Application to marine sediments with weak NRM*. Geophysical Research Letters, 19(14), 1519-1522.

Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental)

Rotation chronology in the central sector of the External Sierras thrust front (Western Pyrenees)

A. Rodríguez-Pintó[1], E.L. Pueyo[2], A. Pocoví[1] y A. Barnolas[2]

1 Geodinámica Interna, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. adrianar@unizar.es, apocovi@unizar.es
2 IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza.c/ Manuel Lasala 44, 500006 Zaragoza. unaim@igme.es, a.barnolas@igme.es

Resumen: El análisis paleomagnético llevado a cabo sobre 197 muestras de la serie Luteciense, en las inmediaciones del Pico del Aguila, Pirineo Aragonés, ha permitido caracterizar una magnetización primaria (secuencia local de polaridades), así como los valores de rotación asociados a esta estructura DEC, INC, α_{95}y k= 030, 36 ,3 y 65 con n=148. Las diez estaciones calculadas unidas a los datos preexistentes, precisan la datación del inicio de la actividad rotacional en el entorno del Pico del Águila (sector Central de las Sierras Exteriores) y se estima que comienza en el Eoceno, durante el depósito de las calizas de Guara (2° por M.a.), si bien se acelera durante el deposito de las margas de Arguis.

Palabras clave: paleomagnetismo, rotación, datación, Sierras Exteriores, Pirineo occidental.

***Abstract**: A paleomagnetic analysis of 197 cores done in Lutetian age rocks, near Pico del Aguila, Aragonés Pyrenees, has leaded to define a primary magnetization (local sequence of polarities) and also rotation values associated to the structure* DEC, INC, α_{95}y k= 030, 36 ,3 y 65° with n=148 . *Results from these 10 sites together with the preexistent data point further constrain the rotational history around Pico del Aguila (Center of External Sierras). It has been estimated to begin in the Eocene Age, during the deposit of Guara limestones.* (2° por M.a.), althoug it acelerates during the Aguis marls deposit.

***Key words:** paleomagnetism, rotation, dating, External Sierras, southwestern Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Exteriores representan la parte frontal del Pirineo meridional en su sector centro- occidental. Son comunes pliegues de despegue con ejes perpendiculares a la dirección pirenaica, una deformación que migra de Este a Oeste acumulando valores de rotación de eje vertical (Pueyo *et al*., 2002) y en otros casos utilizando estas estructuras N-S como estructuras de articulación que permiten explicar el acortamiento sin una acumulación continua de giro. Esta etapa de deformación ha dejado su desarrollo registrado en depósitos sintectónicos muy bien preservados. El anticlinal del Pico del Águila ha sido objeto de numerosos estudios sedimentológicos, estructurales y cronoestratigráficos (Hogan, P.J. and Burbank D.W., 1996; Millán, H., *et al*., 1994; Poblet y Hardy, 1995; Pocoví, A. *et al*., 2004;Pueyo, E. 2002; Puigdefábregas, C., 1975 y Samsó, J.M. *et al*., 1994 entre otros). Los datos paleomagnetocos previos consisten en un perfil Bartoniense –Chatiense (Hogan y Burbank, 1996), y quince estaciones de rotación (todas ellas en Bartoniense, Pueyo *et al*., 2002). El presente trabajo pretende precisar los valores y edades de rotación en las plataformas carbonáticas lutecienses al Suroeste del Pico del Águila.

DATOS PALEOMAGNÉTICOS

Geográficamente, el perfil estudiado se encuentra ubicado en el corte del Río Isuela, en la carretera entre Nueno y Arguís, al oeste del anticlinal del Pico del Águila. A nivel estructural, se encuentra en el bloque superior del cabalgamiento frontal de Sierras Exteriores al W del anticlinal de Pico de Águila. Estratigráfica y cronológicamente se centra en las calizas Lutecienses de Guara (Samsó *et al*., 1994).

Se llevó a cabo un perfil estratigráfico continuo (Perfil ISU) subdividido en 10 intervalos de base a techo de la Formación Calizas de Guara a lo largo de ≈600 metros de perfil tal y como se muestra en la Figura 01. Se tomaron un total de 197 muestras, perforadas cada 2-3 metros de serie, un testigo de 10 a 15 centímetros de largo por nivel. Las muestras fueron cortadas en especimenes estándar obteniendo de 3 a 5 por testigo.

Después de la preparación de las muestras, éstas fueron procesadas en el Paleomagnetism Laboratory of Utrecht University. Se utilizó como técnica la desmagnetización térmica progresiva en un magnetómetro criogénico 2G Enterprices RF – SQUID, con 16 pasos de incremento de temperatura que variaron en función de los intervalos de interés. Adicionalmente se llevaron a cabo algunos análisis de control de susceptibilidad en cada paso para controlar la posible neoformación de minerales en el horno. En el análisis las muestras se han clasificado por calidades, utilizando solo las muestras de calidad 1, cuyas direcciones que pudieron caracterizarse con precisión, o dieron círculos de desmagnetización bien definidos. Para el cálculo de

las direcciones medias se utilizó la estadística fisheriana. Las direcciones paleomagnéticas se han calculado con el programa Paldir (Utrechtuniversiteit), a partir del ajuste de mínimos cuadrados (PCA). Debido a problemas de solapamiento de componentes y la imposibilidad de finalizar las desmagnetizaciones con éxito (neoformación de magnetita espuria), se ha aplicado el análisis combinado de círculos de desmagnetización y observaciones directas propuesto por McFadden & MacElhinny, 1988.

FIGURA 1. *Ubicación de las estaciones de rotación ISU-01 a ISU10 en el afloramiento de la carretera Nueno – Arguis. Foto de base tomada del Sistema de Información territorial del gobierno de Aragon (SITAR).*

Los análisis realizados mostraron temperaturas promedio de desbloqueo entre 210 y 420 °C, como se observa en los diagramas (Fig. 2). Siendo estable la desmagnetización en dicho rango de temperaturas, entre 8- 10 pasos de desmagnetización de direcciones se van hacia el origen y se observan cambios de polaridad claros, se asume que esta componente corresponde al registro de la magnetización primaria. Por debajo de estas temperaturas, se pudo observar en algunos casos la componente de campo actual y en otros una componente viscosa. Por encima de esa temperatura, las muestras eran demasiado débiles para guardar algún registro y en otros casos, formaban minerales en el horno. La intensidad promedio inicial de las rocas alcanzó valores de ≈200 x 10-6 A/m que son ligeramente débiles, sin embargo, permite conocer inequivocamente la polaridad magnética en la mayoría de ellas (cal 2 y 3).

Los cambios de polaridad y la ubicación de los crones concuerdan con los datos bioestratigráficos existentes donde las plataformas están muy bien descritas en base al estudio de macroforaminiferos, principalmente Numulites y Alveolinas (Samsó *et al.*, 1994), así como con la escala de tiempo de polaridad geomagnética GPTS.

El contenido mineralógico principalmente esta dominado por magnetita y sulfuros. Se observó posible presencia de sulfuros por las temperaturas de desbloqueo (temperaturas máximas de 380° a 400 grados) y por la presencia de giroremanencia en algunas muestras durante la desmagnetización AF .

Los círculos de desmagnetización fueron calculados a partir de arcos bien definidos en los estereogramas con al menos cuatro datos de desmagnetización y descartando aquellos círculos formados entre la componente primaria y componentes espurias aparecidas a temperaturas mas altas durante la desmagnetización térmica. Utilizando la técnica combinada de observaciones directas y círculos de desmagnetización, (Fig. 03, Cron 21 R), se calcula una media de solo PCA (Fig. 3A), obteniendo una media poco robusta y una dirección desviada por el solapamiento existente que dificulta obtener valores de rotación fiables.

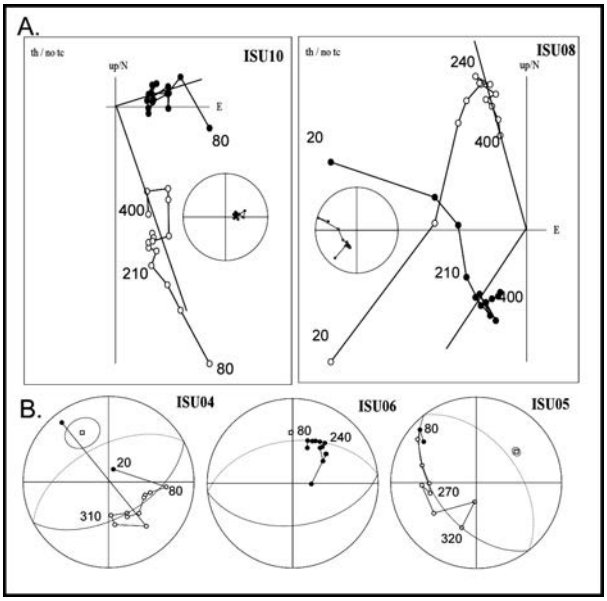

FIGURA 2. *A. Diagramas Ortogonales de muestras de las estaciones ISU-10 e ISU-08, (normales e inversos). B. Ejemplos de círculos de desmagnetización calculados en muestras de las estaciones ISU-04, ISU-05 e ISU-06.*

La figura 3B, muestra la aplicación combinada de círculos de desmagnetización con observaciones directas, observando una media mas robusta y valores de α95 más pequeños. Si comparamos estos valores con los εigen values, observamos su similitud. Finalmente se encuentran las direcciones PCA sumadas con las direcciones obtenidas a partir de los círculos de desmagnetización (Fig. 3C), se observa una media

mucho mas robusta, apoyándose en un mayor número de datos con un α_{95} menor (α_{95}= 7).

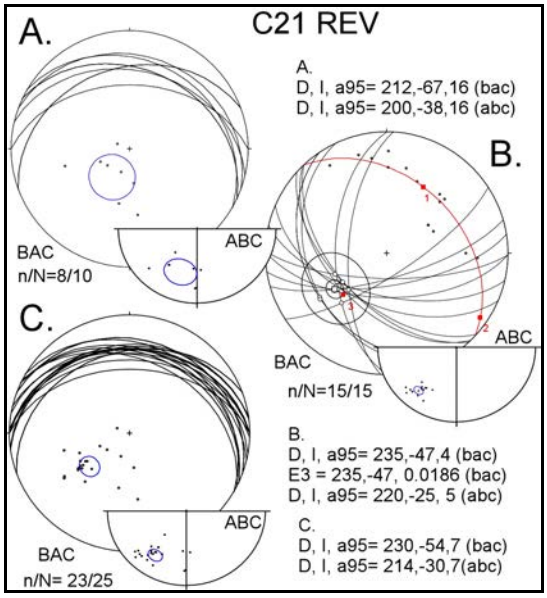

FIGURA 3. *Calculo de medias de el Cron C21r. A. Dirieccciones calculadas por observaciones directas (PCA), antes y después de la corrección tectónica. B. Direcciones calculadas a partir de los CD con el programa PALTIT (Utrecht University) antes y después de corrección tectónica. C. Técnica combinada PAC y CD antes y después de la corrección tectónica.*

Si observamos los datos de las estaciones de rotación en conjunto, observamos valores consistentes entre sí a lo largo de todo el perfil (Tabla I). Los valores de declinación varían desde los 42 hasta los 15 grados en sentido horario. Todas las estaciones exceptuando ISU-10, fueron caracterizadas con alfas menores de 15 grados. Tras la corrección de capa se observan valores de inclinación un poco más bajos que los valores esperados y algunas variaciones de declinación dependiendo de la polaridad encontrada, estas tendencias pueden estar influenciadas por el solapamiento de componentes.

Site	n/N	POL	Ajuste	BAC				ABC			
				DEC	INC	α 95	K	DEC	INC	α 95	K
ISU_01	14/15	R	PAC+CD	042	58	10	19	025	33	10	19
ISU_02	9/10	R	PAC+CD	060	47	8	54	042	28	7	57
ISU_03	11/14	N	PAC+CD	090	71	11	19	035	55	11	22
ISU_04	22/25	R	PAC+CD	055	61	6	25	030	38	6	25
ISU_05	17/18	R	PAC+CD	027	62	11	11	015	34	11	12
ISU_06	18/20	N	PAC+CD	053	52	8	18	035	30	9	17
ISU_07	11/12	N	PAC+CD	048	56	15	11	029	32	14	13
ISU_08	23/28	R	PAC+CD	031	63	7	18	017	35	7	22
ISU_09	18/23	R	PAC+CD	041	57	7	27	025	31	6	30
ISU_10	5/8	N	PCA	072	53	32	12	046	37	33	12
TOTAL	148/173	------	--------	047	060	3	15	28	35	3	16

TABLA I. *Datos paleomagnéticos del Luteciense de la sección del Isuela (Sierras Exteriores). n/N: número de direcciones utilizadas/obtenida. Ajuste: PCA Análisis de Componentes Principales, y CD Círculos de Desmagnetización; DEC&INC: Declinación e Inclinación magnética antes (BAC) y después (ABC) de la corrección de capa. Nótese que todas las direcciones se han expresado en hemisferio inferior. N a partir de direcciones de calidad 1.*

Siendo la dirección de referencia Eocena D, I, α95, k= 004,2; -52,6; 4,6; 9,6, (Taberner *et al*., 1999), las diferencias de declinación pueden interpretarse como rotaciones de eje vertical debidas a la actividad del cabalgamiento de Sierras Exteriores y la formación de los pliegues adyacentes del Pico del Águila y Bentué – Rasal. Las rotaciones medias encontradas (Fig. 4C) en el perfil del Isuela son de β=26° (media robusta de las estaciones), similar a lo que se observó en pruebas piloto realizadas en estudios previos. Los valores de rotación de la media total después de la corrección tectónica (direcciones individuales) representan 31° (polaridad normal) y 21° (inversa) de giro de eje vertical en sentido horario. Se observan direcciones pseudoantipodales de las mismas, lo cual una vez mas puede ser consecuencia del solapamiento presente en el registro magnético, sin embargo, el registro magnético primario en las rocas, también se confirma por datos de otros autores (Pueyo *et al*., 2000, Hogan, 1993).

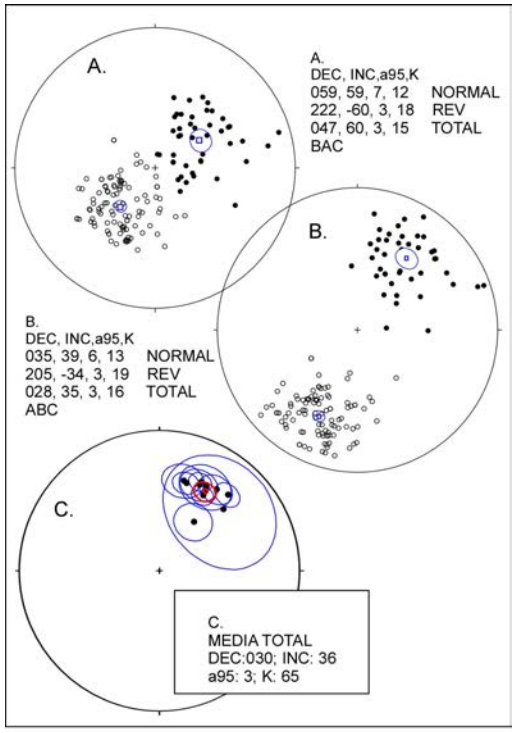

FIGURA 4. *Medias Totales por polaridad (Normal e Inversa) y totales normalizadas A. Medias por polaridad y total antes de la corrección tectónica BAC; B. Medias por polaridad y total después de la corrección tectónica ABC; y C. Media de las medias de las estaciones de rotación.*

DISCUSIÓN: MAGNITUD Y CRONOLOGIA DE LAS ROTACIONES

Los valores de rotación durante el Luteciense muestran una tendencia ligeramente descendiente teniendo sus mayores valores de rotación hace 49 M.a. (38° en sentido horario), y disminuyendo hacia el techo del Luteciense hace aproximadamente 41M.a. con 21° de rotación en sentido de las agujas del reloj (Fig. 5).

Si se consideran los valores de rotación promediados cada (1-2 Ma) y se contrastan con los valores de

rotación robustos existentes (Hogan y Burbank, 1996; Pueyo *et al*., 2002) el valor de rotación de la serie Luteciense parece disminuir constantemente a una tasa de 2° /Ma (Fig. 6). Este hecho implicaría que la rotación del frente de cabalgamiento surpirenaico en este sector podría haber comenzado en el Luteciense.

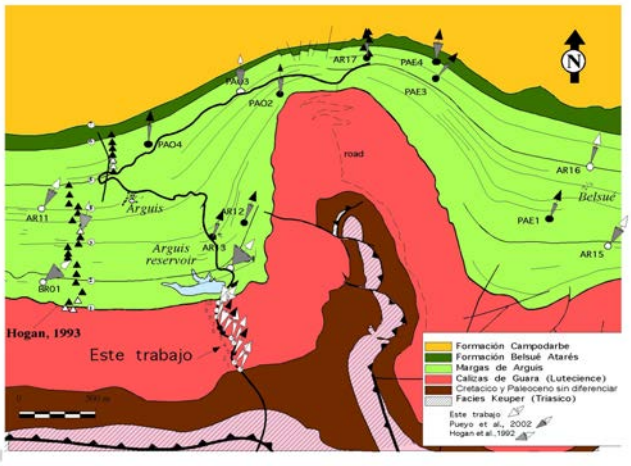

FIGURA 5. *Mapa simplificado del Corte del Isuela y parte del anticlinal del Pico del Aguila con los datos magnéticos de rotación de este trabajo (estaciones ISU-01 a ISU-10), y datos de Pueyo et al., 2002 y Hogan et al., 1993; tomado del mapa geológico Millán Garrido, 1996, modificado por Pueyo et al., 2002.*

Si se comparan estos valores con los datos disponibles en el Bartoniense y en el Oligoceno se observa que, por un lado, existe una contradicción en el valor de la rotación para la base del Bartoniense (explicable por la baja calidad de las estaciones de la base de Arguis; Pueyo *et al*., 2002). Por otra parte, la tendencia observada en el Luteciense parece acelerarse en el Bartoniense, alcanzando velocidades de rotación de 7°/Ma hasta la finalización de la actividad rotacional (techo de Guara) que se pone de manifiesto en los valores existentes en Campodarbe (Hogan y Burbank, 1996). Este cambio de tendencia explicaria que la mayor parte de la actividad rotacional se produjo durante la formación del anticlinal del Pico del Aguila (hecho que explicaría su anómala orientación).

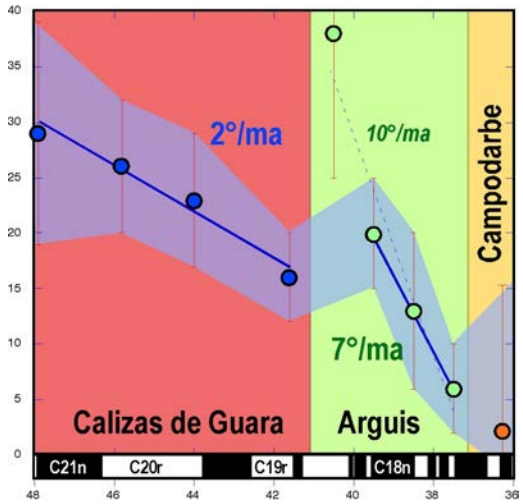

FIGURA 6.*Tabla de rotación vs. Tiempo. Círculos azules muestran valores de estaciones de rotación ISU, círculos verdes (Pueyo et al., 2002) y ciclulos naranja (Hogan y Burbank, 1996).*

AGRADECIMIENTOS

Al laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht (Fort Hoofddijk) y a su equipo de trabajo por la colaboración prestada. Trabajo financiado por los proyectos: Geokin3D-Pir (CTPR04/2005 de la INTERREG IIIb-CTP, UE), Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE del MEC) y del CronoPyr (2006-2009-IGME). Fondos adicionales para el desarrollo de este proyecto provienen una beca de la Fundación Carolina-Universidad de Zaragoza -BSCH (Adriana Rodríguez Pintó) y de un contrato de investigación del programa "Ramón y Cajal" (Emilio Luis Pueyo).

REFERENCIAS

Hogan, P.J. and Burbank D.W., (1996): Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. *In: Tertiary basins of Spain.* Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. *Cambridge Univ. Press*. Pp 153-160.

McFadden, P.L., McElhinny, M.W. (1988.): The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *EPSL, 87*: 161-172.

Millán,H.;Aurell,M.; Meléndez, A.;(1994): Sychronous detachment folds and coeval sedimentation in the Pre-Pirinean External Sierras (Spain); a case of study for a tectonic origin of secuences and system tracts. Sedimentology 41, 1001-1024.

Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A., (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España 13(2*), 279-300.

Poblet y Hardy, (1995): Reverse Modeling of detachtment folds; application of the Pico del Águila anticline in the South Central Pirenees (Spain). *Struct. Geology. 17*, 1707-2724.

Pocoví, A.; Millán, H.; Pueyo, E. L.; Larrasoaña, J. C.; Oliva,B., (2004): Estructura del frente surpirenaico. In: Geología de España; Vera, J. A. *Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España (ISBN 84-7840-546-1),* 328-330.

Pueyo, E. L.; Millán, H.; Pocoví, A., (2002): Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). In: Growth strata. Marzo, M.; Muñoz, J. A. and Vergés, J. *Sedimentary Geology, 146, 191 –208. doi*: 10.1016/S0037-0738(01)00172-5.

Puigdefábregas, C., (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Pirineos, 104: 1-188.

Samsó, J.M.; Serra-Kiel,, J.; Tosquella, J. y Travé, A. (1994):- Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones*, 205-208.

Taberner, C., Dinarés-Turell, J., Jiménez, J. and Docherty, C. (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. Geological Society of America Bulletin, 11 (8), 1155-1174.

Análisis de la dirección de extensión Mesozoica en el norte de la placa Ibérica a partir de datos de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

Analysing the Mesozoic extensional direction in North Iberia using anisotropy of magnetic susceptibility data (AMS)

R. Soto[1], A.M. Casas-Sainz[2], J.J. Villalaín[1], A. Gil-Imaz[2], G. Fernández-González[1], P. del Río[3], M. Calvo[1] y T. Mochales[4]

1 Lab. Paleomagnetismo. Dpto. Física. Universidad de Burgos. Av. Cantabria. 09006 Burgos. rsoto@unizar.es, villa@ubu.es, mcalvo@ubu.es
2 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna. 50009 Zaragoza. acasas@unizar.es, agil@unizar.es
3 Dpto. Geología. Universidad de Cádiz. Cádiz. pedro.bermejo@uca.es
4 IGME. Oficina de Zaragoza. tania@unizar.es

Resumen: En este trabajo presentamos los resultados del análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) realizado en varias cuencas sedimentarias Mesozoicas invertidas situadas cerca del margen norte de la placa Ibérica (cuencas de Santander, Cabuérniga, Polientes, Bilbao y Aralar en la cuenca Vasco-Cantábrica, y la cuenca de Cameros en el extremo NW de la Cordillera Ibérica). Se muestrearon los siguientes materiales débilmente deformados: *red beds* triásicos y calizas, areniscas y margas del Jurásico y Cretácico Inferior. La mayoría de las estaciones muestran una lineación magnética bien definida de origen tectónico que se interpreta como la dirección de extensión que caracterizó la formación de las cuencas estudiadas. Los datos de ASM muestran que los eventos de *rifting* del Triásico y del Cretácico Inferior presentan la misma dirección de extensión NE-SW en las áreas de mayor subsidencia, lo que indica que las principales fallas fueron las mismas durante los dos eventos en cada una de las cuencas estudiadas. Sin embargo, el Jurásico y Aptiense se caracterizan por un descenso de la actividad de estas fallas, junto con extensión en dirección NW-SE. Este trabajo muestra el gran potencial de la ASM en el análisis de cuencas sedimentarias y en su reconstrucción geodinámica, incluso en situaciones de inversión tectónica, siempre que no exista una importante deformación compresiva.

Palabras clave: anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), extensión, análisis de cuencas, Iberia.

Abstract: *We present the results of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analyses carried out in weakly deformed Triassic red beds, Jurassic and Lower Cretaceous limestones, sandstones and shales from several inverted Mesozoic basins located near the northern Iberian plate margin (Santander, Cabuérniga, Polientes, Bilbao and Aralar basins in the Basque-Cantabrian basin, and the Cameros basin in the NW of the Iberian Chain). A well-defined magnetic lineation of tectonic origin is found in most sites, interpreted as the stretching direction resulting from the extensional deformation characterising this period. Both the Triassic and Lower Cretaceous rifting events are characterised by the same NE-SW extensional direction in the main subsidence areas indicating the activity of the same NW-SE master faults during these events. Conversely, during Jurassic and Aptian times a lower activity of NW-SE faults, together with more important extension along a NW-SE direction can be inferred from AMS analysis. This work points out the suitability of AMS data analyses in establishing basin histories and geodynamic reconstructions even in subsequently inverted basins, provided that no important compressional deformation occurs.*

Key words: *anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), extension, basin analysis, Iberia.*

INTRODUCCIÓN

El margen norte de la placa Ibérica sufrió durante el Mesozoico una importante etapa extensional caracterizada por dos etapas de rifting; la primera durante el Triásico, y la segunda y más importante entre el Kimmeridgiense y Albiense. Como consecuencia, se generaron varias cuencas extensionales controladas por fallas normales de dirección principal E-W y NW-SE. Durante el Terciario, movimientos compresivos produjeron la inversión tectónica de estas cuencas sedimentarias y el movimiento inverso de fallas normales en este sector. Este evento tectónico posterior dificulta la reconstrucción de la evolución de las cuencas sedimentarias en su etapa extensional, así como la del conjunto del margen noribérico.

Algunos de los métodos indirectos que se utilizan para estudiar la evolución geodinámica de cuencas sedimentarias invertidas en relación a su fase extensional son el análisis de facies y cambios de espesores (e.g. Pujalte, 1982), paleomagnetismo (Soto et al., 2008), análisis microestructural, y como presentamos en este trabajo, el análisis de la anisotropía

de la susceptibilidad magnética (ASM) (Soto et al., 2007).

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El área estudiada incluye tres sectores que coinciden con áreas de fuerte subsidencia durante la etapa de rifting del Cretácico Inferior en el margen norte de Iberia (Fig. 1): (1) la zona más occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica que incluye de Norte a Sur las cuencas de Santander, Cabuérniga y Polientes, (2) la parte centro-oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica, en concreto los sectores de Bilbao y Aralar, y (3) la cuenca de Cameros, situada en el extremo NW de la Cordillera Ibérica y con una evolución similar a las cuencas coetáneas situadas al norte.

METODOLOGÍA

Este trabajo se basa en un amplio muestreo (un total de 1.013 muestras analizadas) realizado en el área de estudio y en las siguientes unidades: (i) areniscas finas y lutitas rojas del Triásico, (ii) calizas marinas Jurásicas (Hettangiense-Oxfordiense), y (iii) calizas y margas lacustres y areniscas y lutitas rojas continentales depositadas entre el Kimmeridgiense y el Albiense. Todas los sitios se muestrearon *in situ* en materiales débilmente deformados, sin esquistosidad ni estructuras penetrativas de deformación asociadas a la compresión terciaria.

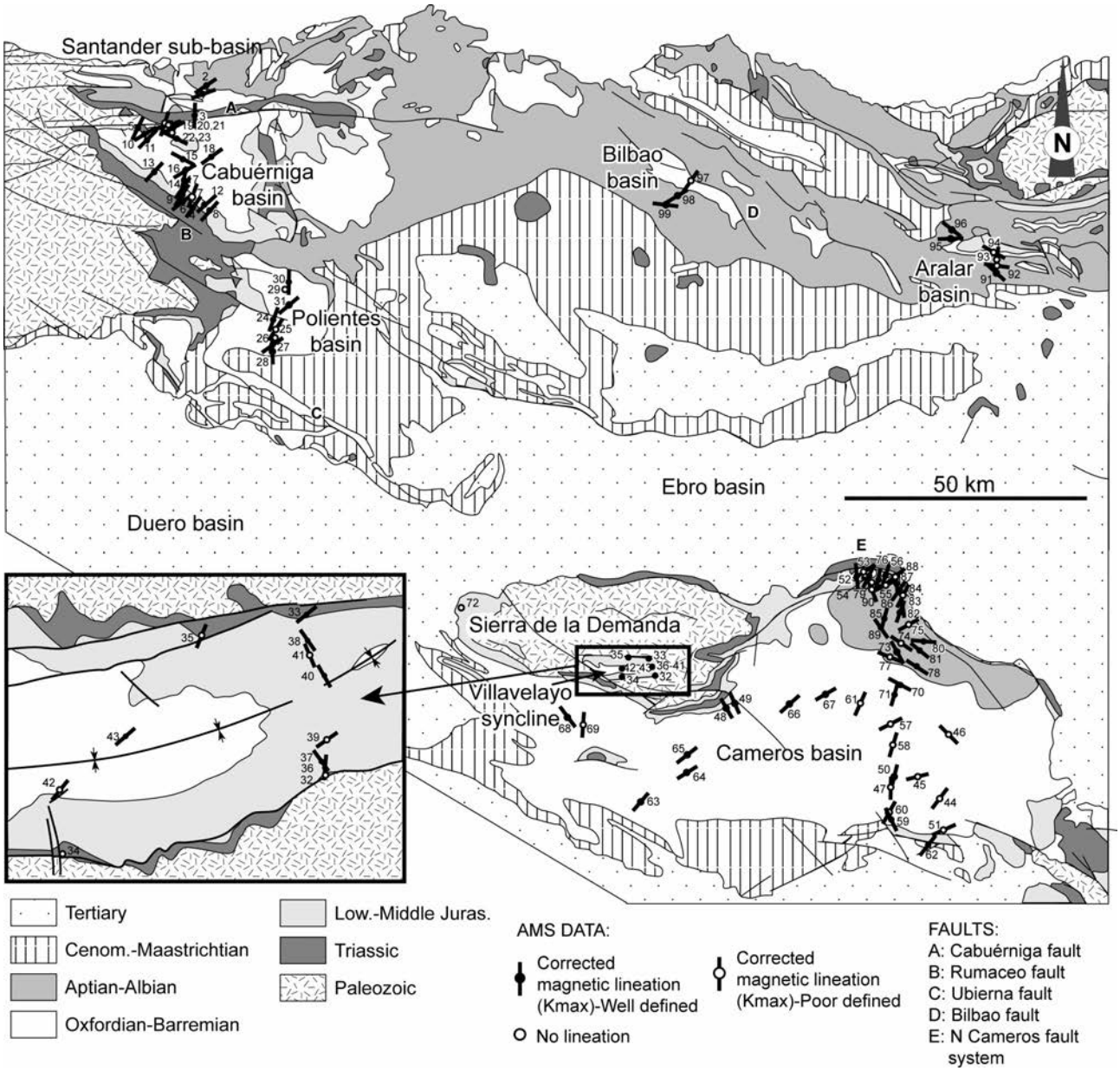

FIGURA 1. *Mapa geológico de la zona de estudio mostrando la orientación de la lineación magnética (con corrección tectónica) .*

El análisis de la ASM se realizó en susceptómetros Kappabridge KLY-4 y KLY-3s de las Universidades de Burgos y Zaragoza, respectivamente. Una vez realizadas las medidas, se obtuvieron la magnitud y orientación de los tres ejes del elipsoide magnético de cada sitio (Jelinek, 1977), y los parámetros P' (grado de anisotropía corregida) y T (parámetro de forma del elipsoide) (Jelinek, 1981).

RESULTADOS

Los valores de la susceptibilidad magnética varían en función de la litología. Excepto 3 estaciones, todos los sitios presentan valores bajos de susceptibilidad (menores de 5 x 10^{-4} SI), lo cual sugiere que los portadores principales de la ASM son minerales paramagnéticos (principalmente filosilicatos). En general, el grado de anisotropía es bajo en todas las muestras como indican los valores de P'. La forma del elipsoide magnético varía, aunque una mayor parte de los sitios muestra T>0, (elipsoide oblato).

La Figura 2 muestra la orientación de los ejes K_{max} (lineación magnética) después de la corrección tectónica (abatiendo las capas a la horizontal según un eje paralelo a la dirección de la capa), en función de 4 intervalos: Triásico-Jurásico Medio, Jurásico Superior-Barremiense, Aptiense y Albiense. Teniendo en cuenta los datos que se muestran en las Figuras 1 y 2, podemos extraer los siguientes resultados.

(1) La orientación de la lineación magnética en los materiales triásicos y del Jurásico Med.-Sup. muestra un máximo muy bien definido en dirección N045 en todos los sectores muestreados, con excepción del sinclinal de Villavelayo (zona occidental del macizo de Cameros). En este sector, los materiales del Jurásico Med.-Sup. muestran K_{max} con orientación NNW-SSE (Fig. 1), perpendicular a la dirección de las fallas que limitan este sector al Norte y Sur y que por tanto, han podido condicionar de forma local la orientación del elipsoide magnético.

(2) Los materiales del intervalo Jurásico Sup.-Barremiense también presentan orientación de los ejes K_{max} aproximada NE-SW (~N055) en todos los depocentros, excepto en la cuenca de Polientes, donde se disponen más N-S. También aparece un máximo secundario en dirección NNW-SSE. En general, la mayoría de las estaciones sigue una dirección aproximada NE-SW para este intervalo, a excepción de varios sitios situados próximos a fallas oblicuas (sitios 15, 23, 46, 48, 49, 59, 68 y 94) y en el centro de las cuencas de Cabuérniga y Cameros, lejos, por tanto, de la influencia de las fallas que controlan la sedimentación de estas cuencas (sitios 15, 46 y 68) (Fig. 2).

(3) La mayoría de los materiales del Aptiense, muestreados en las cuencas de Cameros, Aralar y Bilbao, presentan una lineación magnética NW-SE (~N125), perpendicular a la dirección preferente obtenida para el resto de muestras, junto con dos máximos secundarios orientados en dirección E-W y NNW-SSE (Fig. 2). Esta variedad direccional coincide con la variedad de direcciones observada en estructuras extensionales para este intervalo en la cuenca de Cameros.

(4) Los materiales albienses, muestreados sólo en el margen septentrional de la cuenca de Cameros, presentan ejes K_{max} con orientación variable, con dos maximos preferentes NNE-SSW y NNW-SSE (Fig. 2).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La mayoría de las estaciones presentan una foliación magnética bien definida de origen sedimentario, paralela al plano de estratificación (es decir, relacionada con procesos deposicionales y de compactación). La lineación magnética, de origen tectónico, muestra una dirección preferente NE-SW en todos los sectores estudiados (Fig. 1). Esta lineación magnética se interpreta como la dirección de extensión ligada a la formación de las diferentes cuencas sedimentarias durante el Mesozoico, que no ha sido modificada posteriormente durante la compresión Terciaria (ver Soto et al., 2007). Por tanto, el análisis de la lineación magnética nos puede aportar datos sobre la evolución extensional Mesozoica del margen norte de la placa Ibérica (Fig. 3).

En primer lugar, es importante destacar la coincidencia en la dirección de extensión durante las dos etapas de rifting Mesozoicas (i.e. Triásico y Cretácico Inferior) en las áreas de mayor subsidencia. Esto implica que las fallas principales que controlaron la subsidencia y sedimentación probablemente fueron las mismas durante los dos eventos de rifting (Fig. 3): las fallas de Rumaceo, Cabuérniga y Ubierna en el sector occidental y la falla de Bilbao en el sector centro-oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica y el sistema de fallas del margen Norte de Cameros.

La orientación de la lineación magnética para los materiales Triásicos indica una dirección de extensión preferente NE-SW a N-S, perpendicular a la dirección de las fallas principales. Durante el Jurásico, sin embargo, que corresponde a un periodo de transgresión marina y menor subsidencia, también aparece la lineación magnética orientada de forma perpendicular, en una dirección NW-SE, como en el sector occidental del macizo de Cameros (Fig. 1). Esto refleja probablemente unas condiciones de extensión y una actividad de las fallas normales que limitan las principales cuencas sedimentarias menores. En el Cretácico Inferior, los datos de ASM muestran de nuevo una dirección de extensión dominante NE-SW, aunque con desviaciones locales cerca de fallas oblicuas (Figs. 1,2). Por el contrario, durante el Aptiense, la dirección de extensión obtenida a partir de la ASM está menos definida y domina una orientación NW-SE. Este cambio en las direcciones de extensión también se refleja en las diferentes direcciones de las fallas activas durante este intervalo en la cuenca de Cameros y probablemente en el sector oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica (falla de Pamplona). Además, la expansión tanto de facies

marinas como lacustres desde el centro hacia el margen de las cuencas también corrobora un descenso de la actividad de las fallas principales de dirección NW-SE (Fig. 3). Por último, durante el Albiense, de nuevo vuelve a dominar la dirección de extensión NE-SW, aunque más próxima a N-S.

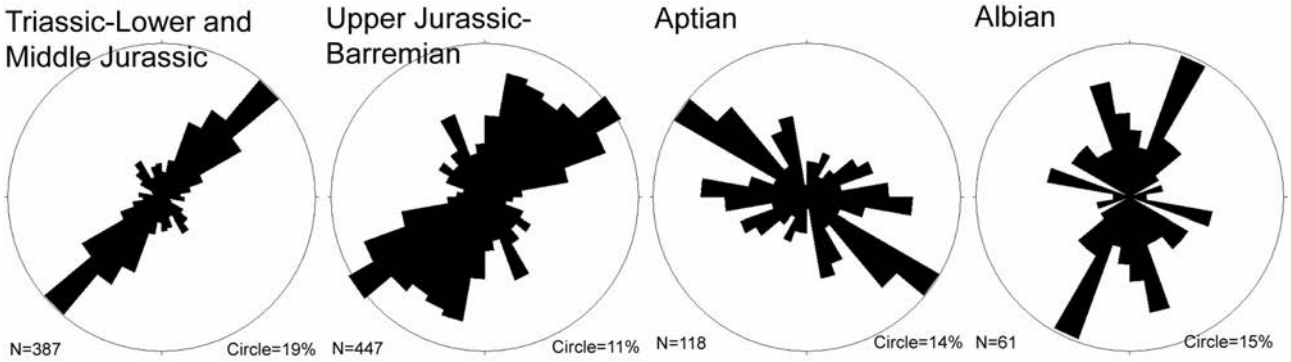

FIGURA 2. *Diagramas de rosa de la lineación magnética (i.e. K_{max}) con corrección tectónica para los intervalos estudiados.*

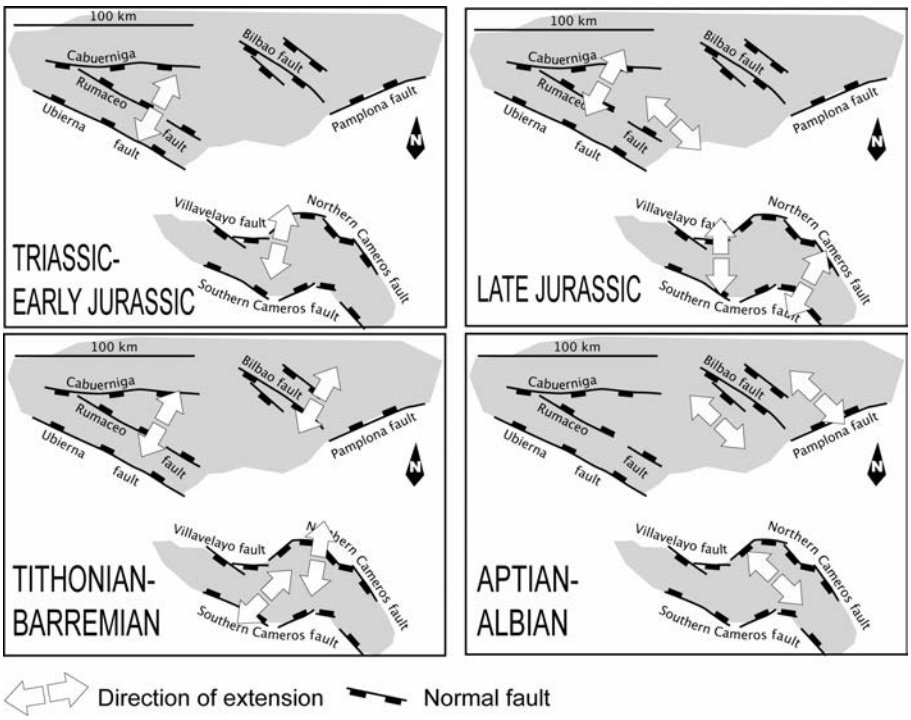

FIGURA 3. *Evolución de las cuencas sedimentarias del margen norte de Iberia durante el periodo estudiado. La dirección de extensión está obtenida a partir de datos de ASM (ver texto).*

AGRADECIMIENTOS

Los proyectos del Ministerio de Ciencia español CGL2006-02514 y CGL2007-05817, el proyecto BU002B06 de la Junta de Castilla y León y un contrato de investigación "Juan de la Cierva" a R. Soto han financiado este trabajo.

REFERENCIAS

Jelinek, V. (1977): *The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of rocks and its application*. Geofyzika, Brno, 88 p.

Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.

Pujalte, V. (1982): La evolución paleogeográfica de la cuenca "Wealdiense" de Cantabria. *Cuad. Geología Ibérica*, 8: 65-83.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J. y Oliva-Urcia, B. (2007): Mesozoic extension de la cuenca in the Basque-Cantabrian basin (N Spain): Contribution from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics*, 445: 373-394.

Soto, R., Villalaín, J.J. y Casas-Sainz, A.M. (2008): Remagnetizations as a tool to analyse the tectonic history of inverted sedimentary basins: a case study from the Basque-Cantabrian basin (North Spain): *Tectonics (doi: 10.1029/2007TC002208).*

Aplicación del estudio de reimanaciones a la datación de las brechas de la base del Jurásico en la Cordillera Ibérica

Dating the breccia of the base of the Jurassic sequence by means of the analysis of widespread remagnetization in the Iberian Ranges

J. J. Villalaín[1], A.M. Casas[2], M. Aurell[2] y A. Palencia[3]

1 Universidad de Burgos, Dep. de Física - E.Politécnica Superior, Avda. Cantabria S/N, 09006 Burgos, Spain, villa@ubu.es
2 Univ. Zaragoza, Dep. Ciencias de la Tierra, C/ Pedro Cerbuna, 50009 Zaragoza, Spain, acasas@unizar.es, maurell@unizar.es
3 Univ. Comp. de Madrid, Facultad de C. Físicas. Dep. de Física de la Tierra. Avda. Complutense S/N, 28040 Madrid, Spain, ali@fis.ucm.es

Resumen: Se ha utilizado el estudio de la reimanación regional cretácica de la Cordillera Ibérica para acotar la edad de formación de un afloramiento de brechas de la base del Jurásico (Fm. Cortes de Tajuña) del norte de la Cordillera Ibérica. Los experimentos de magnetismo de las rocas y el análisis de la NRM demuestran que los cantos de la brecha han registrado la reimanación pero muestran direcciones aleatorias, lo que implica que la formación de la brecha es post-reimanación y por tanto posterior al Cretácico Inferior. La polaridad inversa registrada por la matriz confirma que la brechificación es posterior al Supercrón Normal del Cretácico, es decir post-Santoniense.

Palabras clave: Paleomagnetismo, reimanación, Jurásico, brechas, Cordillera Ibérica.

Abstract: *From the study of remagnetization of Cretaceous age in an outcrop of the widespread breccia unit of the Lower Jurassic sequence (Cortes de Tajuña Fm.) in the northern Iberian Range, the age of formation of this unit can be inferred. Rock magnetism experiments and NRM analyses indicate that breccia clasts are remagnetized and show paleomagnetic vectors with random orientation, what demonstrates that breccia formation post-dates the Early Cretaceous remagnetization stage. The breccia matrix records a reverse paleomagnetic vector thus confirming that brecciation must post-date the Cretaceous Normal Superchron (i.e. they must be post-Santonian in age).*

Key words: *Paleomagnetism, remagnetization, Jurassic, breccia, Iberian Ranges.*

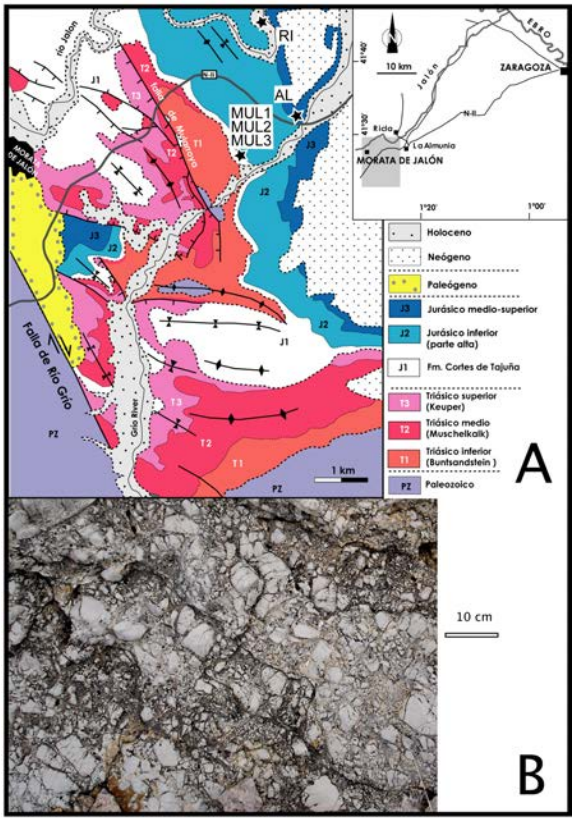

FIGURA 1. *A. Situación geológica del área de estudio. B. Aspecto de campo de las brechas muestreadas.*

INTRODUCCIÓN

Al noreste de la península Ibérica, en la zona surpirenaica y en la Cordillera Ibérica, existen extensos afloramientos de una unidad carbonatada masiva de edad Triásico terminal–Jurásico basal, que incluye diferentes tipos de brechas. El origen de estas brechas ha sido objeto de discusión y controversia debido a su carácter y a la dificultad de establecer relaciones geométricas y cronológicas en relación a otras unidades (e.g., Giner, 1978; San Román y Aurell, 1992; Gómez y Goy, 2005; Aurell *et al*., 2007). En este sentido, baste decir que han sido consideradas por los diversos autores desde sinsedimentarias a epidiagenéticas.

El extremo norte de la Cordillera Ibérica presenta unas características excepcionales de afloramiento de esta unidad carbonatada, que permiten un estudio detallado de cara a aportar nuevos datos en relación al origen y momento de formación de algunos de los tipos más representativos de estas brechas.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en rocas mesozoicas de la Cordillera Ibérica tienen en común la presencia constante de reimanaciones de escala regional con permanente polaridad normal, que presentan propiedades comunes a lo largo de áreas muy extensas (Moreau *et al*., 1992; Juárez *et al*., 1998; Villalaín *et al*., 2003; Palencia, 2004, etc.). Algunos de estos trabajos

han aportados datos cronológicos que indican que estas reimanaciones han sido adquiridas durante el Cretácico Inferior. Juárez *et al*. (1998) proponen esta edad para las reimanaciones observadas en calizas marinas del Jurásico Medio y Superior basándose en la dirección paleomagnética obtenida, y sugieren que las diversas reimanaciones corresponden a un evento común. Por su parte, Villalaín *et al*. (2003) demuestran que la reimanación en la Cuenca de Cameros se adquirió entre el Albiense y el Eoceno, estando probablemente relacionada con la etapa extensional cretácica de la cuenca. Sean o no estas imanaciones secundarias un fenómeno común, el hecho de que presenten en todos los casos una polaridad normal sugiere una edad comprendida dentro del *superchron* normal del Cretácico (entre Aptiense y Santoniense).

En el presente trabajo se propone la utilización de la reimanación como referencia para establecer relaciones cronológicas con la formación de las brechas mencionadas. Se trata de una propuesta metodológica para la datación de formaciones brechoides a partir de reimanaciones, ya que el número de datos disponibles hasta el momento no permite establecer conclusiones generalizables al conjunto de las brechas desarrolladas en torno al tránsito Triásico/Jurásico.

La zona de estudio se sitúa en el límite norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en su contacto con la cuenca del Ebro (Fig. 1). Los materiales aflorantes comprenden el Paleozoico, Triásico (facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper y Formación Imón), Jurásico y Terciario continental, que incluye una unidad del Paleógeno, compuesto fundamentalmente por conglomerados, y otra del Neógeno que cubre en discordancia, desde la cuenca del Ebro, a la serie Jurásica. El zócalo paleozoico aflora al sur de la falla del río Grío, con componente inversa y de desgarre dextro. La estructura general está determinada por la existencia de pliegues de dirección N-S y E-W, que afectan al conjunto de la cobertera mesozoica. Además, numerosas fallas normales de escala cartográfica, de dirección comprendida entre NW-SE y E-W afectan especialmente a la serie Triásica y Jurásico Inferior. Algunas de estas fallas actuaron durante el depósito de las unidades del tránsito Triásico–Jurásico estudiadas y pueden explicar aspectos como la variación en los espesores de las unidades carbonatadas o la existencia de discordancias angulares en los bloques levantados de estas fallas, donde las brechas llegan a apoyarse sobre las areniscas en facies Buntsandstein (Campos *et al*., 1996; Aurell *et al*. 2007).

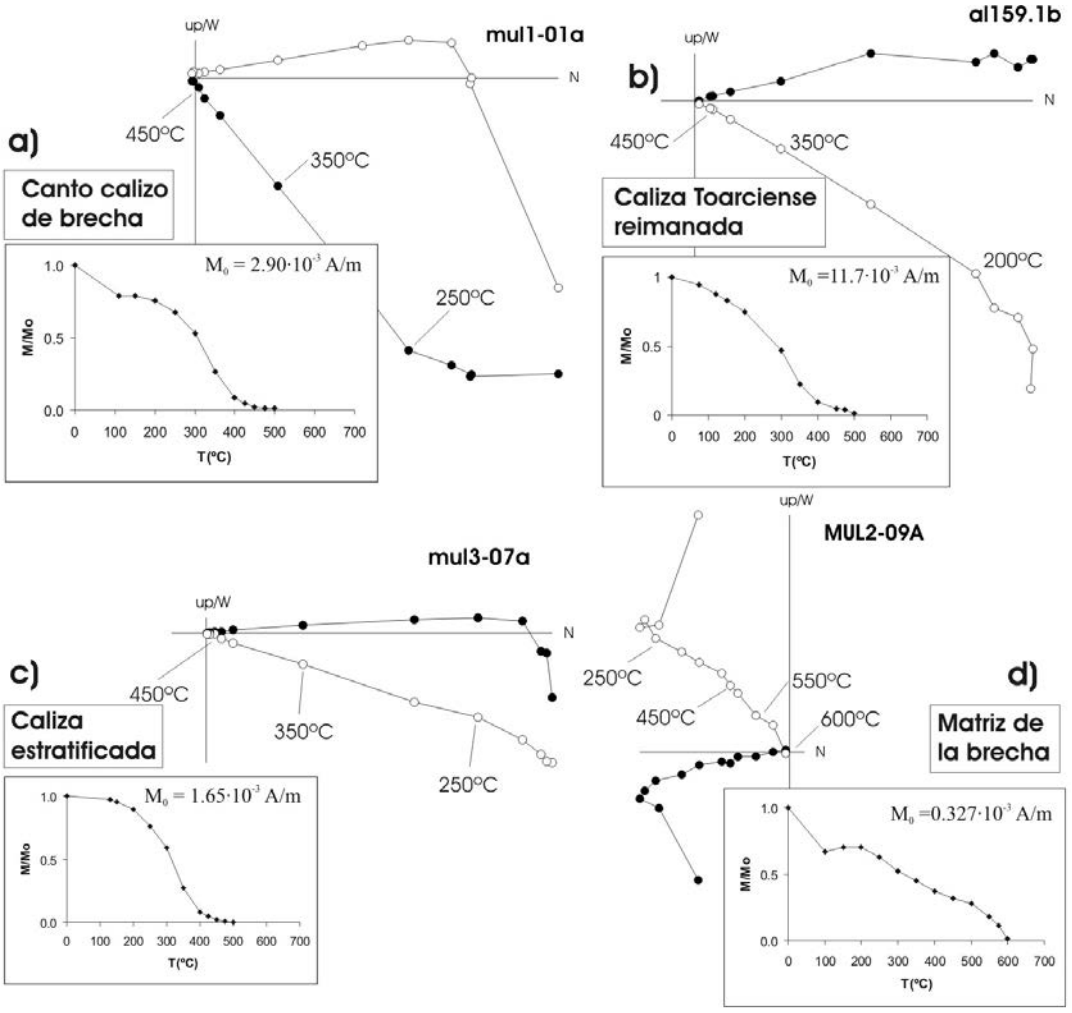

FIGURA 2. *Diagramas de Zijderveld de la desimanación térmica de muestras representativas del estudio en coordenadas geográficas. Los círculos blancos son proyecciones del vector magnetización en el plano vertical N-S y los círculos negros en el plano horizontal. Se muestran también los diagramas de caída de la intensidad de la magnetización después de cada etapa de calentamiento.*

En el área de estudio, Palencia (2004) analizó paleomagnéticamente dos secciones (Almunia de Doña Godina y Ricla: AL y RI en Fig. 1) que cubren prácticamente toda la unidad de alternancia de calizas y margas de Turmiel de edad Toarciense. Observó que ambas secciones estaban completamente reimanadas. Las rocas mostraban una única componente con polaridad normal y una curva de desimanación muy característica con temperaturas de desbloqueo comprendidas entre 200ºC y 450ºC (Fig. 2b). Considerando los resultados de un test del pliegue positivo y la dirección obtenida, la edad de la reimanación fue acotada entre el Cretácico Superior y el Terciario.

La zona de muestreo corresponde al flanco E de la serie monoclinal jurásica que forma el sector oriental de la estructura, con buzamientos en general bajos (entre 10 y 20ºE) y dirección N-S. Se trata de un afloramiento amplio de brechas calizas, depositadas en una zona de bloque superior de falla normal, donde la unidad carbonatada brechoide tiene un espesor comprendido entre los 30–40 m y se apoya en discordancia angular sobre las unidades del Triásico Inferior y Medio (facies Buntsandstein y Muschelkalk). Han sido muestreadas tres grupos litológicos: cantos de caliza en la brecha (MUL1), matriz calcárea de la brecha (MUL2) y calizas bien estratificadas a techo de la brecha (MUL3).

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Los análisis paleomagnéticos y de magnetismo de las rocas se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU). Las muestras fueron sometidas a desmagnetización térmica y por campos alternos decrecientes. Para la medida de la magnetización se utilizó un magnetómetro criogénico 2G. Se realizaron además otros experimentos de magnetismo de las rocas, como adquisición progresiva de la IRM (imanación remanente isoterma) y determinación de ciclos de histéresis de muestras representativas.

La desimanación térmica de las muestras ha permitido distinguir dos tipos de comportamiento: (1) Los cantos MUL1 (Fig. 2a) y las muestras de caliza estratificada MUL3 (Fig. 2c) han mostrado una única componente paleomagnética muy estable con temperaturas de desbloqueo comprendidas entre 200ºC y 450ºC. Esta estructura de la NRM (imanación remanente natural) es idéntica a la descrita por Palencia (2004) en las calizas reimanadas de la secciones próximas AL y RI y muestran espectros de temperaturas de desbloqueo muy similares (Fig. 2b). (2) La matriz de la brecha (Fig. 2d) presenta una componente con polaridad inversa que se desmagnetiza entre 250ºC y 575ºC-600ºC. En la Fig. 4 se representan las proyecciones estereográficas de las direcciones obtenidas para la componente característica de cada uno de los grupos litológicos (MUL1, MUL2 y MUL3).

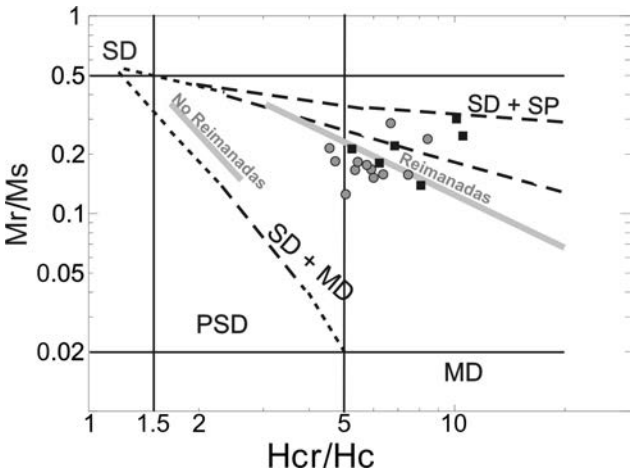

FIGURA 3. *Diagrama de Day con los parámetros del ciclo de histéresis correspondientes a muestras de cantos de brecha (cuadrados negros) y calizas toarcienses reimanadas (círculos negros). Las líneas grises indican las zonas correspondientes a calizas reimanadas y no reimanadas según Channel y McCabe (1994).*

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Las características de la NRM de los cantos de la brecha y de las calizas estratificadas sugieren que han sufrido la misma reimanación cretácica observada en las secciones cercanas AL y RI del Toarciense.

Channell y McCabe (1994) proponen un criterio para identificar reimanaciones de tipo químico en calizas a partir del diagrama de Day que representa relaciones entre los parámetros del ciclo de histéresis (Mr/Ms versus Hcr/Hc). Las calizas reimanadas muestran relaciones anómalas de estos parámetros fuera del área característica correspondiente al estado pseudo-monodominio (PSD), debidas probablemente a la mezcla de granos en estado monodominio (SD) y superparamagnético (SP). La figura 3 muestra cómo tanto las calizas de las secciones Toarcienses reimanadas (círculos), como los cantos (cuadrados) se agrupan en esa región del diagrama de Day.

Considerando las características de la NRM y de los parámetros del ciclo de histéresis podemos concluir que los cantos de la brecha están afectados por la misma remagnetización que afectó a las calizas del Toarciense (Palencia, 2004) probablemente coetánea con la reimanación observada en las calizas del Jurásico Medio y Superior por Juárez *et al.* (1998). Además, la sistemática polaridad normal de las calizas estratificadas también confirma que han registrado la reimanación regional cretácica.

Se ha realizado un test del conglomerado a la componente característica observada en los cantos de brecha (MUL1). Estas direcciones muestran una distribución aleatoria (Fig. 4a) estadísticamente significativa, lo que demuestra que la formación de la brecha es posterior a la reimanación, que se adquirió en el Cretácico Superior o Terciario.

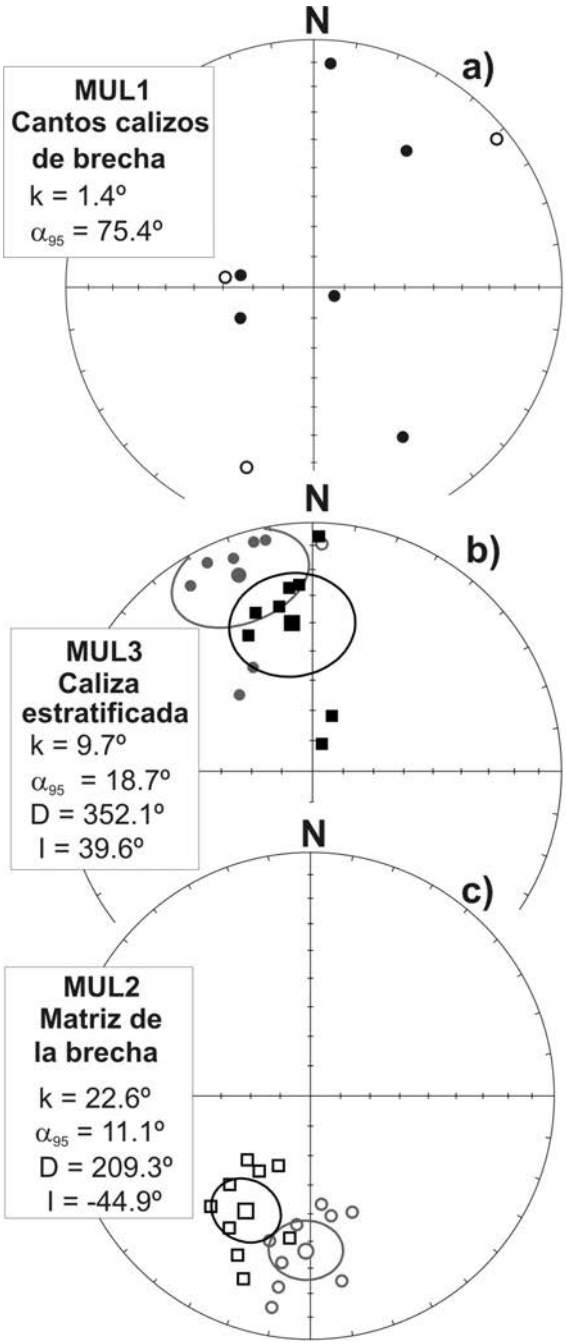

FIGURA 4. *Proyecciones estereográficas con las direcciones características, dirección media y círculo de confianza 95%. círculos: direcciones sin corrección tectónica; cuadrados: direcciones con corrección tectónica.*

Las direcciones de la componente característica de la matriz de la brecha tienen polaridad inversa (Fig. 4c) y se muestran bien agrupadas. Este hecho implica, por una parte que la brecha postdata la reimanación regional de polaridad normal, y por otra, que se formó con posterioridad al Superchron Normal del Cretácico, que termina en el Santoniense. Podemos, por tanto, concluir que la edad de formación de la brecha estudiada es post-Santoniense.

Los datos paleomagnéticos muestran que la brecha del afloramiento estudiado tiene una edad de formación tardía en relación a la sedimentación. Dado que existen distintos tipos de brechas en este sector de la Cordillera Ibérica, es esperable que los nuevos estudios paleomagnéticos en curso proporcionen una información muy valiosa para determinar su origen y momento de formación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto de investigación CGL2006-02514 del ministerio de educación y Ciencia. Gracias a Ester López Sánchez por su ayuda con las medidas de los ciclos de histéresis.

REFERENCIAS

Aurell, M., Bádenas, B., Casas, A. & Salas, R. (2007): Peritidal carbonate-evaporite sedimentation coeval to normal fault segmentation during the Triassic-Jurassic transition, Iberian Chain *In: Sedimentary processes, environments and basins. Nichols, G.J., Paola, C. & Williams, E.A. (eds) Int. Assoc. Sedim., Spec. Pub*., 38: 219–240

Campos, S.; Aurell, M. y Casas, A. (1996). Origen de las brechas de la base del Jurásico en Morata de Jalón (Zaragoza) *Geogaceta*, 20(4): 887–890.

Channell, J.E.T., and C. McCabe (1994), Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized limestones, *Journal of Geophysical Research*, 99, 4613-4623.

Giner, J. (1978). Origen y significado de las brechas del Lías de la Mesa de Prades (Tarragona). *Estudios Geológicos*, 34: 529–533

Gómez, J.J. y Goy, A. (2005). Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 222: 77–94.

Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L., Meléndez, G., 1998. Evidence of widespread cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation if Iberia. *Earth and Planetary Science Letters.* 160, 729– 743.

Moreau, M.G., Canérot, J., Malod, J., 1992. Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain): suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163 (4), 393– 402.

Palencia, A. (2004): *Estudio paleomagnético de rocas de edad Jurásica de la Península Ibérica y sur de Marruecos.* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 275 p.

San Roman, J. y Aurell, M. (1992). Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain).*Palaeogeogaphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 101–117.

Villalaín, J.J. G. Fernández-González, A.M. Casas, and A. Gil-Imaz (2003), Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry, *Tectonophysic*s, 377, 101-117.