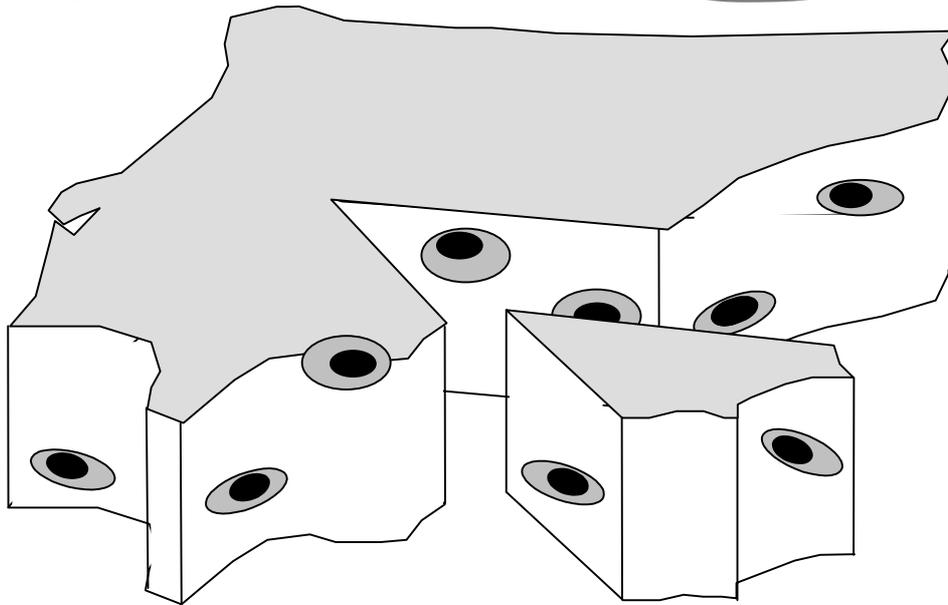


**Libro de Comunicaciones**

# **MAGIBER I**



**Paleomagnetismo en la Península Ibérica  
Paleomagnetismo na Península Ibérica**

**Burgos,  
26 al/a 29 de Septiembre / Setembro 2001**

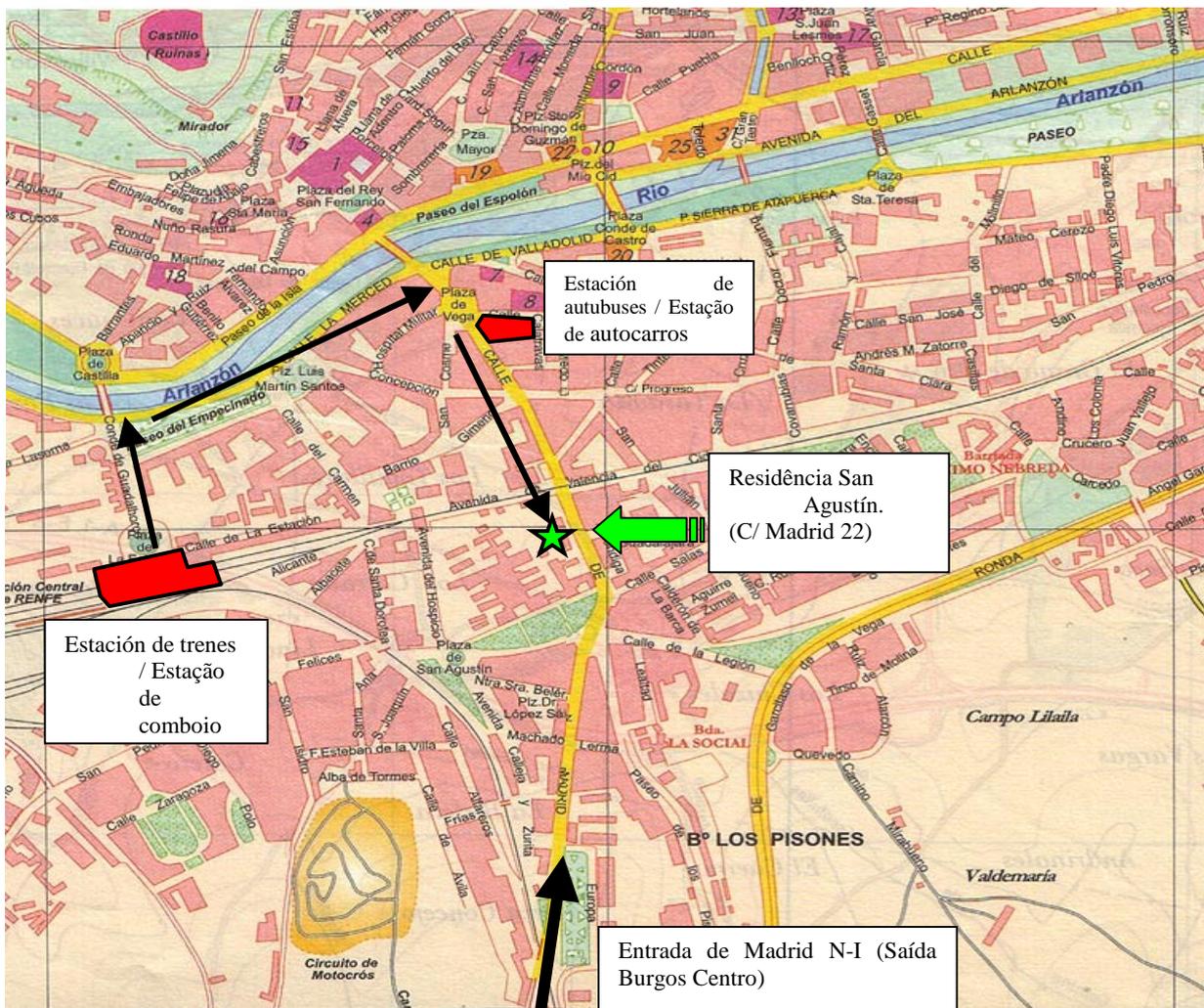
## Comité organizador/Comissão organizadora:

Para cualquier duda o consulta dirigirse con / Para qualquer informação contactar com:

Miquel Garcés (Jaume Almera, CSIC-Universitat de Barcelona) garces@geo.ub.es  
Celeste Gomes (Universidade do Coimbra) romualdo@ci.uc.pt  
Juan Cruz Larrasoaña (University of Southampton) Juan.C.Larrasoana@soc.soton.ac.uk  
Emilio Luis Pueyo (Montanuniversität Leoben) pueyo@unileoben.ac.at  
Juan Jose Villalaín (Universidad de Burgos) villa@ubu.es



**Colabora:**  
**Departamento de Física**  
**Universidad de Burgos**



# Presentación

Queridos colegas!

Bienvenidos a esta primera edición de MAGIBER!

MAGIBER I (Paleomagnetismo en la Península Ibérica y más) nace con la idea de ser un foro de discusión informal entre investigadores vinculados con cualquiera de las ramas del Paleomagnetismo y el Magnetismo de Rocas. El creciente número de personal y centros de investigación que se dedican en España y Portugal al estudio de las propiedades magnéticas de las rocas (remanencia, susceptibilidad, ASM, magnetismo de rocas, sedimentos, suelos, etc.) y de sus aplicaciones a problemas geológicos, geofísicos y ambientales, en áreas tan dispares como la Estratigrafía, la Geocronología, la Arqueología, la Geología Estructural, la Paleooceanografía, la Geología Ambiental, etcétera... nos ha animado a organizar esta reunión.

La acogida de esta primera reunión ha sido francamente positiva, y se han recibido un total de 32 contribuciones, abarcando un amplísimo espectro de temas vinculados al Paleomagnetismo y el magnetismo de rocas. Las comunicaciones se han agrupado en cuatro grandes bloques atendiendo a su temática: Paleomagnetismo aplicado a problemas geodinámicos y tectónicos (9 comunicaciones), Magnetismo ambiental, arqueomagnetismo y geomagnetismo (8); Fábricas magnéticas (6); Magnetoestratigrafía y Métodos en paleomagnetismo (6).

Comparado con otras reuniones científicas, MAGIBER es un evento de reducidas dimensiones si lo evaluamos en relación al número de asistentes. Creemos que ello puede ser una baza a favor de su continuidad en próximas ediciones. La organización del programa científico, sin la necesidad de sesiones paralelas, es extremadamente sencilla y permite una gran flexibilidad para la admisión y cancelación de contribuciones de última hora. Por otro lado, el alojamiento de los asistentes no requiere importantes infraestructuras, por lo que puede organizarse fácilmente, en poco tiempo y pocas restricciones en cuanto al sitio de celebración. Pensamos que todo ello puede favorecer un ambiente de discusión distendida y espontánea, cada vez más difícil de conseguir en los grandes congresos.

Esperamos que la celebración de esta primera reunión fomente el conocimiento mutuo y el intercambio de ideas y proyectos entre los participantes (investigadores, estudiantes, etc...), de manera que pueda convertirse en un punto de referencia para todos aquellos investigadores interesados en las aplicaciones de una técnica cuyo potencial esta en pleno desarrollo.

Tenemos mucho de qué hablar. Necesitamos vuestras ideas y opiniones sobre el presente y el futuro de MAGIBER. No deseamos reglamentar su funcionamiento más de lo imprescindible, pero sería necesario establecer unas pequeñas bases organizativas. También se pueden plantear la formación de comités para tareas específicas. Aprovechad todas las ocasiones (descansos entre sesiones, almuerzos, cuando se funda la luz del proyector, etcétera) para transmitirnos vuestros puntos de vista.

Por último, queremos aprovechar para disculparnos por los fallos que sin duda irán aflorando a medida que discurra esta reunión, y que por nuestra confesa falta de profesionalidad no hemos sabido prever a tiempo. Intentaremos solucionarlos con una alegre espontaneidad!

EL comité organizador.

# Programa científico

## **-PRIMER DIA (26/SEP./01):**

- 16:00-18:00** Inscripción y recojida de documentación en la residencia de San Agustín (C\ Madrid 22, Burgos).
- 18:00-18:30** Presentación de la reunión.
- 19:00-20:00** Café con diapos: un recorrido por los laboratorios de paleomagnetismo en España y Portugal.

## **-PRIMEIRO DIA (26/ SET./01):**

- 16:00-18:00** Inscrição e entrega da documentação na residência de San Agustín (C\ Madrid 22, Burgos).
- 18:00-18:30** Apresentação da reunião.
- 19:00-20:00** Café e apresentação de diapositivos: os laboratórios de paleomagnetismo de Espanha e Portugal.

## **-SEGUNDO DIA (27/SEP./01):**

- 9:30-11:30** **Paleomagnetismo aplicado a problemas tectónicos y geodinámicos**

9:30-9:50 *Resultados paleomagnéticos preliminares en rocas volcánicas cretácicas del Arco Vasco.*  
Calvo, M.; Cuevas, J.; Tubía, J. M.; Aranguren, A.; Goguitchaichvili, A.

9:50-10:10 *Aportación de la magnetotectónica a la validación de modelos tridimensionales de estructuras geológicas. Ejemplo en la cuenca eocena surpirenaica.*  
Oms, O.; Babault, J.; Dinarès-Turell, J.; Rouby, D.; Remacha, E.; Eichenseer, H.; Urreiztieta, M.; Nalpas, T.

10:10-10:30 *Datos paleomagnéticos preliminares de las unidades cabalgantes de Gavarnie y Larra (Sierras Interiores, Pirineo Aragonés): Implicaciones tectónicas.*  
Pueyo, E. L.; Larrasoña, J. C.; Oliva, B.

10:30-10:50 *Paleomagnetismo do Carbónico Superior e do Triásico Superior em Portugal.*  
Gomes, C. S. R.; Soares, A. F.

10:50-11:10 *Paleomagnetismo en diques máficos del Oligoceno-Mioceno inferior de Málaga.*  
Calvo, M.; Tubía, J. M.; Cuevas, J.; Aranguren, A.

11:10-11:30 *Estudio paleomagnético de las peridotitas de Ronda.*  
Villasante-Marcos, V.; Osete, M. L.; Gervilla, F.; García-Dueñas, V.

**11:30-12:00** Café

**12:00-12:40** **Paleomagnetismo aplicado a problemas tectónicos y geodinámicos (Continuación)**

12:00-12:20 *Evidencia de una reímanación regional terciaria en rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental de México. Implicaciones tectónicas.*  
Villalaín, J. J.; Rey, D.; Ruiz-Martínez, V. C.; Osete, M. L.

12:20-12:40 *Detección de rotaciones aparentes en sistemas de pliegues y cabalgamientos a partir de la distribución espacial de ejes de rotación finita.*  
Pueyo, E. L.

## **-SEGUNDO DIA (27/ SET./01):**

- 9:30-11:30** **Paleomagnetismo aplicado a problemas de tectónica e geodinâmica**

**11:30-12:00** Café

**12:00-12:40** **Paleomagnetismo aplicado a problemas de tectónica e geodinâmica (Continuação)**

**12:40-13:20 Posters**

*Sampling, transportation and magnetic-free consolidation of extremely soft sediments for paleomagnetic purposes: a successful "recipe".*

Pueyo, E. L.; Garcés, M.; Mauritsch, H. J.; Lewis, C.; Scholger, R.; Sancho, C.; Molina, R.; Larrasoña, J. C.; Parés, J. M.; Pocoví, A.; Muñoz, A.; Millán, H.; Laplana, C.; Valero, B.

*Resultados paleomagnéticos preliminares en sedimentos cretácicos de la Cuenca de Cameros.*

Fernández-González, G., Villalaín, J.J., Casas-Sáiz, A., Gil-Imaz, A.

*Environmental magnetism in Galeria cave in the Atapuerca Palaeo-Archaeological site*

Calvo, M., Villalaín, J.J., Bógalo, M.F., Fernández González, J.G., Pérez-González, A.

**14:00-16:00** Comida

**14:00-16:00** Almoço

**16:00-18:20** **Anisotropía de la susceptibilidad magnética, aplicaciones**

**16:00-18:20** **Anisotropia da susceptibilidade magnética e suas aplicações**

16:00-16:20 *La fábrica magnética en coladas pérmicas del área de Atienza, Cordillera Ibérica, España.*  
Gil Imaz, A.; Lago San José, M.; Galé Bornao, C.; Pocoví Juan, A.

16:20-16:40 *Some problems on the usual interpretation of AMS in basaltic dikes.*  
Moreira, M.; Geoffroy, L.; Mendes Victor, L. A.; Pozzi, J. P.

16:40-17:00 *The Radial Dike Swarm of the Mafra Complex, Lusitanian Basin, Portugal. AMS results and implications on the emplacement mechanism.*  
Nogueira, C. R.; Moreira, M.; Monteiro, J. F.; Terrinha, P.

17:00-17:20 *Fábricas magnéticas en el Triásico de la lámina de Bielsa (Pirineo Axial): ¿Indicadoras de distinto grado de deformación?.*  
Oliva-Urcia, B.; Pueyo, E. L.; Casas, A. M.

17:20-17:40 *La lineación magnética en los granitos hercínicos del Noroeste de la Península Ibérica.*  
Román-Berdiel, T.; Aranguren, A.; Casas, A. M.; Cuevas, J.; Pueyo E. L.; Tubía, J. M.

17:40-18:00 *Fábricas magnéticas em granitos da região de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal).*  
Sant'Ovaia, H.; Bouchez, J. L.; Noronha, F.

18:00-18:20 *Relación entre ASM y plegamiento en una zona de interferencia de pliegues (lámina de Cotiella-Bóixols, Pirineo meridional).*  
Soto, R.; Mattei, M.; Casas, A. M.

**18:30-19:30** Visita al laboratorio de paleomag-netismo de la Universidad de Burgos

**18:30-19:30** Visita ao laboratorio de paleomag-netismo da Universidade de Burgo

**-TERCER DIA: (28/SEP./01):**

**-TERCEIRO DIA: (28/ SET./01):**

<b>9:30-11:30</b>	<b>Métodos en Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía</b>	<b>9:30-11:30</b>	<b>Métodos em Paleomagnetismo e Magnetoestratigrafia</b>
9:30-9:50	<i>Direcciones virtuales de vectores de desmagnetización: una aproximación preliminar y objetiva de las componentes de la MRN.</i> <u>Pueyo, E. L.</u> ; <u>Parés, J. M.</u>		
9:50-10:10	<i>El uso de "u-channels" en paleomagnetismo; fundamento, ventajas, problemas y aplicaciones.</i> <u>Larrasoña, J. C.</u> ; <u>Roberts, A.</u>		
10:10-10:30	<i>Resultados paleomagnéticos en secciones de edad Triásico Medio-Superior en la Cordillera Ibérica Occidental. Magnetoestratigrafía e implicaciones tectónicas</i> <u>Ruiz-Martínez, V. C.</u> ; <u>Villalaín, J. J.</u> ; <u>Sopeña, A.</u> ; <u>Rey, D.</u> ; <u>Osete, M. L.</u>		
10:30-10:50	<i>Primeros datos magnetoestratigráficos del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro).</i> <u>Pérez-Rivarés, F. J.</u> ; <u>Garcés, M.</u> ; <u>Arenas, C.</u> ; <u>Pardo, G.</u>		
10:50-11:10	<i>Datación de la secuencia de deformación en la Zona Surpirenaica Central. Magnetoestratigrafía de la Formación Collegats.</i> <u>Beamud, E.</u> ; <u>Garcés, M.</u> ; <u>Muñoz, J. A.</u> ; <u>Cabrera, L.</u>		
11:10-11:30	<i>Paleomagnetic, geologic, paleontologic and archeologic investigations in the Guadix-Baza basin: state of the art.</i> <u>Oms, O.</u> ; <u>Garcés, M.</u> ; <u>Parés, J. M.</u> ; <u>Agustí, J.</u> ; <u>Toro, I.</u> ; <u>Martinez-Navarro, B.</u>		
<b>11:30-12:00</b>	Café	<b>11:30-12:00</b>	Café
<b>12:00-12:20</b>	<b>Métodos en Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía (Continuación)</b>	<b>12:00-12:20</b>	<b>Métodos em Paleomagnetismo e Magnetoestratigrafia (Continuação)</b>
12:00-12:20	<i>Correlación magnetoestratigráfica y la continuidad del registro sedimentario en cuencas continentales.</i> <u>Garcés, M.</u>		
<b>12:20-13:00</b>	<b>Magnetismo ambiental, arqueomagnetismo y geomagnetismo</b>	<b>12:20-13:00</b>	<b>Magnetismo ambiental, arqueomagnetismo e geomagnetismo</b>
12:20-12:40	<i>The magnetic properties of tree leaves: a measure of urban pollution.</i> <u>McIntosh, G.</u> ; <u>Gómez Paccard, M.</u> ; <u>Osete, M. L.</u>		
<b>14:00-16:00</b>	Comida	<b>14:00-16:00</b>	Almoço

**16:00-18:00** **Magnetismo ambiental, arqueomagnetismo y geomagnetismo (Continuación)**

16:00-16:20 *Late Quaternary environmental change recorded in a lacustrine sequence of Laguna Grande, Sierra de Neila, NE Spain.*

McIntosh, G.; Osete, M. L.; Vegas, J.; Pérez-González, A.; Ruiz-Zapata, B.; López-García, M. J.

16:20-16:40 *Propiedades magnéticas de suelos de sistemas de terrazas fluviales cuaternarios de la Península Ibérica.*

Bógaló, M. E.; Osete, M. L.; Heller, F.; Pérez-González, A.

16:40-17:00 *Aplicación de las propiedades magnéticas en el estudio de la diagénesis temprana en sedimentos marinos de la Rías Baixas.*

Mohamed, K.; Rey, D.; Rubio, B.; Vilas, F.

17:00-17:20 *¿Por qué las determinaciones de la paleointensidad pueden resultar fallidas? Algunas respuestas obtenidas en coladas históricas del Etna.*

Calvo, M.; Prévot, M.; Perrin, M.

17:20-17:40 *Primeros datos arqueomagnéticos de yacimientos arqueológicos gallegos.*

Mohamed, K.; Rey, D.; Mendez, G.; Vilas, F.

17:40-18:00 *Resultados paleomagnéticos preliminares de un sondeo del Mediterráneo occidental.*

Oms, O.; Parés, J. M.

**18:00-18:30** Café

**18:00-18:30** Café

**19:00-20:00** Partido de fútbol: Prolatos inversos regionales vs Oblatos normales aparentes

**19:00-20:00** Jogo de futebol: Prolatos inversos regionais vs Oblatos normais aparentes.

**21:00-** Cena de hermandad

**21:00-** Jantar de confraternização

## **-CUARTO DIA: (29/SEP./01):**

## **-QUARTO DIA: (29/SET./01):**

**10:00-12:00** **Mesa redonda:** *Perspectivas del paleomagnetismo en Portugal y España*

**10:00-13:00** **Mesa redonda:** *Perspectivas do paleomagnetismo em Espanha e Portugal*

**12:00-13:00** Organización de MAGIBER-II (discusión de ideas)

**12:00-13:00** Organização do MAGIBER – II (discussão de ideias)

# Comunicaciones / Comunicações

## A-Z

- Beamud, E.; Garcés, M.; Muñoz, J. A.; Cabrera, L.:** Datación de la secuencia de deformación en la Zona Surpirenaica Central. Magnetoestratigrafía de la Formación Collegats
- Bógalo, M.F.; Osete, M. L.; Heller, F.; Pérez-González, A.:** Propiedades magnéticas de suelos de sistemas de terrazas fluviales cuaternarios de la Península Ibérica
- Calvo, M.; Cuevas, J.; Tubía, J. M.; Aranguren, A.; Goguitchaichvili, A.:** Resultados paleomagnéticos preliminares en rocas volcánicas cretácicas del Arco Vasco
- Calvo, M.; Prévot, M.; Perrin, M.:** ¿Por qué las determinaciones de la paleointensidad pueden resultar fallidas? Algunas respuestas obtenidas en coladas históricas del Etna
- Calvo, M.; Tubía, J. M.; Cuevas, J.; Aranguren, A.:** Paleomagnetismo en diques máficos del Oligoceno-Mioceno inferior de Málaga
- Calvo M.; Villalaín, J.J.; Bógalo, M.F.; Fernández-González, G; Pérez-González, A.:** Environmental magnetism study from Galería cave, in the Atapuerca Palaeo-Archaeological site.
- Fernández-González, G., Villalaín, J.J., Casas-Sáiz, A., Gil-Imaz, A.:** Resultados paleomagnéticos preliminares en sedimentos cretácicos de la Cuenca de Cameros.
- Garcés, M.:** Correlación magnetoestratigráfica y continuidad del registro estratigráfico en cuencas continentales de península ibérica
- Gil Imaz, A. ; Lago San José, M. ; Galé Bornao, C. ; Pocoví Juan, A. :** La fábrica magnética en coladas pérmicas del área de Atienza, Cordillera Ibérica, España
- Gomes, C. S. R.; Soares, A. F. :** Paleomagnetismo do Carbónico Superior e do Triásico Superior em Portugal
- Larrasoña, J. C. ; Roberts, A. P. :** El uso de "u-channels" en paleomagnetismo; fundamento, ventajas, problemas y aplicaciones
- McIntosh, G.; Gómez Paccard, M. ; Osete, M. L. :** The magnetic properties of tree leaves: a measure of urban pollution
- McIntosh, G.; Osete, M. L.; Vegas, J.; Pérez-González, A.; Ruiz-Zapata, B.; López-García, M. J.:** Late Quaternary environmental change recorded in a lacustrine sequence of Laguna Grande, Sierra de Neila, NE Spain.
- Mohamed, K.; Rey, D. ; Mendez, G. ; Vilas, F. :** Primeros datos arqueomagnéticos de yacimientos arqueológicos gallegos
- Mohamed, K.; Rey, D. ; Rubio, B. ; Vilas, F. :** Aplicación de las propiedades magnéticas en el estudio de la diagénesis temprana en sedimentos marinos de la Rías Baixas
- Moreira, M.,; Geoffroy, L.; Mendes Victor, L. A.; Pozzi, J. P.:** Some problems on the usual interpretation of AMS in basaltic dikes
- Nogueira, C. R.; Moreira, M., ; Monteiro, J. F.; Terrinha, P.:** The Radial Dike Swarm of the Mafra Complex, Lusitanian Basin, Portugal. AMS results and implications on the emplacement mechanism.
- Oliva-Urcia, B; Pueyo, E. L.; Casas, A. M.:** Fábricas magnéticas en el Triásico de la lámina de Bielsa (Pirineo Axial): ¿Indicadoras de distinto grado de deformación?
- Oms, O.; Babault, J. ; Dinarès-Turell, J. ; Rouby, D.; Remacha, E.; Eichenseer, H. ; Urreiztieta, M.; Nalpas, T.** Aportación de la magnetotectónica a la validación de modelos tridimensionales de estructuras geológicas. Ejemplo en la cuenca eocena surpirenaica
- Oms, O.; Garcés, M.; Parés, J. M. ; Agustí, J. ; Toro, I.; Martínez-Navarro, B.:** Paleomagnetic, geologic, paleontologic and archeologic investigations in the Guadix-Baza basin: state of the art

- Oms, O.; Parés, J. M.:** Resultados paleomagnéticos preliminares de un sondeo del Mediterráneo occidental
- Pérez-Rivarés, F. J. ; Garcés, M. ; Arenas, C. ; Pardo, G.:** Primeros datos magnetoestratigráficos del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro)
- Pueyo, E. L.:** Detección de rotaciones aparentes en sistemas de pliegues y cabalgamientos a partir de la distribución espacial de ejes de rotación finita
- Pueyo, E. L., ; Garcés, M.; Mauritsch, H. J.; Lewis, C.; Scholger, R.; Sancho, C.; Molina, R.; Larrasoña, J. C.6; Parés, J. M.7; Pocoví, A.; Muñoz, A.; Millán, H.; Laplana, C.; Valero, B.:** Sampling, transportation and magnetic-free consolidation of extremely soft sediments for paleomagnetic purposes: a successful "recipe"
- Pueyo, E. L., Larrasoña, J. C.; Oliva, B.:** Datos paleomagnéticos preliminares de las unidades cabalgantes de Gavarnie y Larra (Sierras Interiores, Pirineo Aragonés): Implicaciones tectónicas
- Pueyo, E. L., Parés, J. M.:** Direcciones virtuales de vectores de desmagnetización: una aproximación preliminar y objetiva de las componentes de la MRN
- Román-Berdiel, T. ; Aranguren, A. ; Casas, A. M. ; Cuevas, J. ; Pueyo-Morer, E. L. ; Tubía, J. M. :** La lineación magnética en los granitos hercínicos del Noroeste de la Península Ibérica
- Ruiz-Martínez, V.C.; Villalaín, J.J.; Sopena, A.; Rey, D.; Osete, M.L.:** Resultados paleomagnéticos en secciones de edad Triásico Medio-Superior en la Cordillera Ibérica. Magnetoestratigrafía e implicaciones tectónicas.
- Sant'Ovaia, H. ; Bouchez, J. L.; Noronha, F.:** Fabricas magnéticas em granitos da região de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal)
- Soto, R, Mattei, M, A.M. Casas:** Relación entre ASM y plegamiento en una zona de interferencia de pliegues (lámina de Cotiella-Bóixols, Pirineo meridional).
- Villalaín, J.J.; Rey, D.; Ruiz-Martínez, V.C.; Osete, M.L.:** Evidencia de una reimanación regional terciaria en rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental de México. Implicaciones tectónicas.
- Villasante-Marcos, V.; Osete, M. L. ; Gervilla, F.; García-Dueñas, V.:** Estudio paleomagnético de las peridotitas de Ronda.

# **Datación de la secuencia de deformación en la Zona Surpirenaica Central. Magnetoestratigrafía de la Formación Collegats**

## ***Timing of deformation sequence in the South-Central Pyrenees. Magnetostratigraphy of the Collegats Formation.***

Beamud, E.<sup>1</sup>; Garcés, M.<sup>2</sup>; Muñoz, J. A.<sup>1</sup>; Cabrera, L.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. C/Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona, España beamud@geo.ub.es

<sup>2</sup> Serveis Científic-Tècnics, Laboratori de Paleomagnetisme (UB-CSIC-CIRIT),  
Instituto de Ciencias de La Tierra J. Almera (CSIC), Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain

La Formación Collegats representa el relleno sinorogénico de la cuenca de La Pobla de Segur, una cuenca intramontañosa situada en la Zona Surpirenaica Central, limitada al sur por el cabalgamiento de Bóixols y el anticlinal de Sant Corneli y al norte por el sistema de retrocabalgamientos de Morrerres. La actividad del sistema de retrocabalgamientos dividió la cuenca en dos subcuencas, la de La Pobla de Segur en su bloque superior y la de Senterada en el bloque inferior.

La Formación Collegats registra la sedimentación en un complejo de sistemas de abanicos aluviales que progradaban sobre ambientes de llanura lútica distal y, ocasionalmente, lacustres (Robles, 1984; Mellere, 1992) alcanzando una potencia de 3500 m aproximadamente. La edad de estos materiales estaba establecida en base a datos bioestratigráficos puntuales que asignaban una edad MP17 de la escala biocronológica de mamíferos paleógenos para la parte media de la sucesión, atribuida al Priaboniense (Casanovas, 1975; López-Martínez, 1998). Sin embargo, quedaban muchos metros de la sucesión sedimentaria sin control cronoestratigráfico.

Debido al carácter sintectónico de la Formación Collegats, datar con precisión estos materiales implica datar simultáneamente la secuencia de deformación en esta zona del Pirineo. Para precisar la cronología de la formación, se ha llevado a cabo un estudio magnetoestratigráfico consistente en el muestreo de unas 760 estaciones, a lo largo de una columna estratigráfica sintética compuesta por 8 secciones repartidas entre la cuenca de la Pobla y la de Senterada. El muestreo cubre más de 2000 m de la sucesión sedimentaria en intervalos de entre 2 y 3 m. El análisis paleomagnético ha consistido en la desmagnetización térmica progresiva y en la medida de la magnetización natural remanente (MNR) de 1 a 3 especímenes por estación.

La correlación de la escala magnetoestratigráfica local con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (Cande & Kent, 1992) se fundamenta en la información cronológica procedente de la edad de los yacimientos de mamíferos (MP17) (Casanovas, 1975; López-Martínez, 1998), la cronología relativa de los materiales (Mellere, 1992) y los datos aportados por los análisis de trazas de fisión en apatitos de bloques de granito contenidos en sucesiones vecinas y correlacionables litoestratigráficamente con cierta fiabilidad con las series muestreadas.

La correlación propuesta revela algunas incertidumbres referentes a la edad de los yacimientos de mamíferos. Las faunas de estos yacimientos corresponden a la biozona de mamíferos paleógenos MP17, atribuida al Priaboniense. Sin embargo, a partir de la escala magnetoestratigráfica propuesta los yacimientos se situarían en el cron 18r (Bartoniense). La biocronología de mamíferos no presenta un registro continuo, por lo que su correlación con la escala de tiempo global depende, a menudo, de las relaciones más o menos próximas que muestran las capas continentales con niveles marinos de los que se dispone de un mayor control cronoestratigráfico. Por este motivo, la correlación de las biozonas de mamíferos paleógenos con la escala cronoestratigráfica estándar podría precisar algunas modificaciones significativas.

Considerando la cronología obtenida, la sedimentación en la cuenca de La Pobla se extendería entre los cronos 19 y 13 (42.5 - 33.5 Ma, del Luteciense superior al Rupeliense inferior) mientras en la cuenca de Senterada registraría el tiempo comprendido entre los cronos 12 y 9 (32 - 27.5 Ma;

Rupeliense medio al Catiense). Por encima de los niveles datados, los 300 m de serie retantes podrían tener una edad oligocena superior o incluso miocena inferior.

Las tasas de sedimentación calculadas son distintas para ambas cuencas. En la cuenca de Senterada la tasa se mantiene bastante constante alrededor de 9 cm/ky, mientras en la de La Pobla, experimenta un descenso importante en la parte media de la sucesión. Estas variaciones estarían relacionadas con la reactivación de las principales estructuras de la cuenca (cabalgamiento de Bóixols y sistema de retrocabalgamientos de Morreres), así como con el emplazamiento de estructuras de basamento en dúplex. Relacionadas con el apilamiento antiformal de Noguera.

## Referencias

- Cande, S.C. and Kent, D.V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B10): 13917-13951
- Casanovas-Cladellas, M.L. (1975) Estratigrafía y Paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Área del Noguera Pallaresa). *Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona*.
- López-Martínez, N. (1998) Los yacimientos de mamíferos del Eoceno de La Pobla de Segur. In: N. López-Martínez, J. Civís, L. Casanovas and R. Daams (eds.) *Geología y Paleontología del Eoceno de La Pobla de Segur (Lleida)*, Universitat de Lleida, pp. 9-17
- Mellere, D. (1992) I conglomerati di Pobla de Segur: Stratigrafia fisica e relazioni tettonica-sedimentazione. *Tesis Doctoral, Università degli studi di Padova, Padova*, 203 pp.
- Robles, S. (1984) El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de La Pobla de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamicell (Prepirineo de Lérida). *Ilerda*, 24; 110-144.

# Propiedades magnéticas de suelos de sistemas de terrazas fluviales cuaternarios de la Península Ibérica

## *Magnetic properties of soils from Quaternary fluvial terraces in the Iberian peninsula*

Bógalo, M.F.<sup>1</sup>; Osete, M. L.<sup>2</sup>; Heller, F.<sup>3</sup>; Pérez-González, A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Física, Universidad de Burgos, 09001 Burgos, España, mfbogalo@ubu.es

<sup>2</sup> Dpto. de Geofísica, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España

<sup>3</sup> ETH-Zurich, CH-8093, Zurich, Suiza

<sup>4</sup> Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España

En este trabajo se presenta un estudio sistemático de propiedades magnéticas con fines paleoambientales llevado a cabo en perfiles de suelos en terrazas de tres ríos de la Península Ibérica. Los sistemas de terrazas estudiados corresponden a los ríos Tajo, Jarama y Arlanzón, con edades comprendidas entre el Plio-Pleistoceno y Holoceno (Tajo y Jarama) y Pleistoceno medio y Holoceno (Arlanzón), permitiendo correlacionar los resultados obtenidos en cada uno de ellos.

Se han muestreado un total de 45 perfiles de suelos, estudiándose en todos ellos las variaciones de los parámetros magnéticos respecto a la profundidad de cada perfil y con respecto a la edad de las terrazas. Los parámetros magnéticos estudiados han sido fundamentalmente: susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) a diferentes temperaturas (77 y 293 K) y frecuencias (0.47 y 4.7 kHz), susceptibilidad de la magnetización remanente anhisterética ( $\chi_{ARM}$ ), magnetización remanente isoterma (IRM) a diferentes temperaturas (77 y 293 K) y campos y parámetros de histéresis ( $B_c$ ,  $B_{cr}$ ,  $M_s$ ,  $M_{TS}$ ). Además, se han definido nuevos parámetros magnéticos utilizando los valores de IRM adquirida a diferentes campos y medida a temperatura ambiente y a la temperatura del nitrógeno líquido con el objeto de distinguir la concentración de minerales ferromagnéticos en diferentes estados magnéticos. Asimismo, esta técnica proporciona un método para la determinación rápida de las contribuciones de minerales ferrimagnéticos en estudios ambientales (Bógalo et al., 2001).

Por medio de criterios magnéticos ha sido posible distinguir en los suelos tres horizontes magnéticos con características mineralógicas diferentes y que no corresponden exactamente a los horizontes edáficos: *horizonte de aumento*, *horizonte B estable* y *horizonte C estable*. El horizonte de aumento se caracteriza por una concentración muy elevada de magnetita/maghemita de tamaño de grano fino (estados dominio simple SD y SP/SD). En el horizonte B estable la concentración de minerales ferrimagnéticos disminuye y la concentración de minerales antiferromagnéticos (fundamentalmente goetita y probablemente hematitas) es muy elevada. En el horizonte C estable, en general, la concentración de minerales ferromagnéticos es baja. Por otra parte, se han observado diferencias mineralógicas en las llanuras aluviales estudiadas, encontrándose en el horizonte C de la llanura aluvial del río Arlanzón una mayor concentración de minerales antiferromagnéticos (Bógalo, 1999).

El comportamiento de los parámetros magnéticos de cada horizonte magnético muestra variaciones con la edad, sugiriendo cambios en las condiciones ambientales en el centro de la Península Ibérica bajo las que se formaron los suelos en el Pleistoceno medio/inferior.

## Referencias

- Bógalo, M.F., Heller, F. y Osete M.L. (2001) Isothermal remanence experiments at room and liquid nitrogen temperature: application to soil studies. *Geophysical Research Letters*, 28 (3), 419-422.
- Bógalo, M.F. (1999) Propiedades magnéticas de suelos de los piedemontes Plio-Pleistocenos y de las terrazas fluviales Cuaternarias del centro de la península Ibérica. Implicaciones paleoambientales. *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, pp. 378.

# Resultados paleomagnéticos preliminares en rocas volcánicas cretácicas del Arco Vasco

## *Preliminary palaeomagnetic results on cretaceous volcanic rocks from the Basque Arc*

Calvo, M.<sup>1</sup>; Cuevas, J.<sup>2</sup>; Tubía, J. M.<sup>2</sup>; Aranguren, A.<sup>2</sup>; Goguitchaichvili, A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Dep. Física, E.P.S., Univ. Burgos, Av. Cantabria s/n, 09006 Burgos, España, mcalvo@ubu.es

<sup>2</sup>Dep. de Geodinámica, Fac. Ciencias, Univ. del País Vasco, Apto. 644, 48080 Bilbao, Spain

<sup>3</sup>Lab. Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica – Universidad Nacional Autónoma de México, 04510 Mexico D.F. Mexico

### Introducción

El Arco Vasco se halla en el borde norte de la Península Ibérica y constituye el nexo de unión entre el Golfo de Vizcaya y los Pirineos. Se trata del principal rasgo estructural de la cuenca Vasco-Cantábrica. Ésta se halla formada principalmente por rocas sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas, con una presencia menor de rocas magmáticas. El Arco Vasco constituye una inflexión cartográfica dibujada por estructuras mayores como el Sinclinorio de Vizcaya, formadas a partir del Eoceno, durante la tectogénesis pirenaica. El magmatismo cretácico está compuesto de rocas volcánicas e intrusivas de afinidad alcalina, tratándose en el caso de las rocas volcánicas principalmente de coladas submarinas compuestas de rocas basálticas a traquíticas. Los datos micropaleontológicos proporcionan edades situadas entre el Albiense superior (105Ma) y el Turioniense (88Ma), y dataciones radiométricas (K/Ar), edades entre 84 y 113 Ma (Montigny et al., 1986). En relación con el origen del Arco Vasco se contemplan dos hipótesis: 1) Un origen primario en relación con el desarrollo de las cuencas sedimentarias asociadas a la apertura del Golfo de Vizcaya. 2) Un origen secundario, debido a rotaciones en torno a ejes verticales. El primer objetivo del presente estudio consiste en determinar el carácter primario o secundario del Arco Vasco.

Los datos de paleointensidad son de gran importancia para el conocimiento del campo geomagnético. Sin embargo, el número de resultados fiables disponibles es aún escaso, y la distribución espacial y temporal de éstos no es homogénea. La mayor parte de las determinaciones de paleointensidad corresponden al Cuaternario y Terciario, pero se cuentan con pocos resultados para el Mesozoico. Por este motivo, las rocas volcánicas del Arco Vasco presentan un indudable interés en relación con la paleointensidad, debido a su edad Albiense/Aptiense. El segundo objetivo del presente trabajo consiste en la realización de un estudio preliminar de paleointensidad, con el fin de reconocer si se trata de muestras adecuadas para la determinación de este parámetro. Para este fin, el estudio deberá incluir la realización de experimentos en el campo del magnetismo de las rocas. Con el fin de abordar estos problemas, se tomaron muestras de siete afloramientos volcánicos del Sinclinorio de Vizcaya.

### Experimentos de magnetismo de las rocas, paleomagnetismo y paleointensidad

Con el fin de obtener información acerca de la mineralogía magnética y la estabilidad de la remanencia se realizaron experimentos en el campo del magnetismo de las rocas. Se registraron curvas termomagnéticas en vacío (susceptibilidad en función de la temperatura) calentando hasta 700°C y se midieron los parámetros de la curva de histéresis. La mayor parte de las curvas de susceptibilidad en función de la temperatura sólo muestran la presencia de magnetita, si bien, en dos afloramientos (CV24 y CV25) también se distingue la presencia de hematites. La estructura de dominios observada en muestras representativas en las cuales el portador principal de la remanencia es magnetita es de tipo pseudomonodominio (PSD). Se realizó un estudio piloto aplicando la desimanación térmica y por campos alternos. A partir de los resultados obtenidos, se optó por la desimanación térmica en todos los afloramientos, salvo en CV27, donde se aplicaron ambas técnicas. La desimanación térmica puso de

manifiesto que la remanencia magnética de CV23, cuya débil susceptibilidad no permitió la medida de la susceptibilidad en función de la temperatura, está asociada a la presencia de pirrotina.

CV21, CV22 y CV27 proporcionan un único componente paleomagnético, de polaridad normal, asociado a la presencia de magnetita y adquirido con anterioridad al buzamiento de las unidades muestreadas, siendo de origen primario. CV24 se caracteriza por un comportamiento más complejo, pudiéndose distinguir hasta tres componentes. Sin embargo, al igual que en los casos anteriormente mencionados, también se puede determinar un componente primario, anterior al buzamiento. Se reconoce, así mismo, un componente adquirido con posterioridad al buzamiento de las unidades muestreadas, y que presenta polaridades normales e inversas. CV23 se caracteriza por una mineralogía más compleja. El componente característico, asociado a la presencia de pirrotina, ha sido adquirido con anterioridad al buzamiento de las unidades muestreadas, pero es de polaridad inversa. Los otros afloramientos (CV25 y CV26) se caracterizan por estar reimanados.

De los siete afloramientos estudiados, CV21, CV22 y CV27 se caracterizan por la presencia de un único componente paleomagnético primario, una alta estabilidad térmica (curvas k-T) y una estructura de dominios tipo PSD. Estas características permiten suponer que se trata de muestras adecuadas para estudios de paleointensidad. Se realizó un estudio piloto en muestras seleccionadas de estos tres afloramientos. Los experimentos parecen confirmar que estas muestras son adecuadas para la determinación de la paleointensidad. Sin embargo, dado el carácter preliminar del estudio, el número de etapas de calentamiento empleadas resultó escaso y la distribución de las mismas a menudo poco adecuada, aceptándose resultados obtenidos a partir de 4 puntos alineados con  $f > 0.5$  y  $q > 5$ . Aplicando estos criterios, consideramos aceptables únicamente los resultados obtenidos en CV27, obteniéndose una paleointensidad de  $B = (40 \pm 14) \mu T$

## Conclusiones

La paleodeclinación del componente característico de CV21, CV22, CV24 y CV27 es de origen primario y no muestra rotaciones significativas. La paleodeclinación del componente característico de CV23 es de polaridad inversa, y podría ser secundaria, aunque adquirido con anterioridad al buzamiento de las unidades estudiadas. Estos datos parecen indicar que el Arco Vasco es una estructura primaria. En las paleodeclinaciones de los afloramientos estudiados no se reconoce el efecto de la rotación de la Península Ibérica durante la apertura del Golfo de Vizcaya. Se puede concluir que durante dicha apertura, la región estudiada no pertenecía al bloque Ibérico sino a Europa estable.

## Referencias

Montigny, M., Azambre, B., Rossy, M y Thuizar, R. (1986). K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129, 257-273.

# ¿Por qué las determinaciones de la paleointensidad pueden resultar fallidas? Algunas respuestas obtenidas en coladas históricas del Etna

## *Why may palaeointensity determinations yield erroneous results? Some answers obtained on historical lava flows from Mt. Etna*

Calvo, M.<sup>1</sup>; Prévot, M.<sup>2</sup>; Perrin, M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto de Física, Univ. Burgos, Av. Cantabria s/n, 09006 Burgos, España, mcalvo@ubu.es

<sup>2</sup> Géophysique, Tectonique et Sedimentologie, Université Montpellier II, Montpellier, Francia

La determinación de la paleointensidad del campo magnético terrestre presenta una dificultad mucho mayor que el conocimiento de su paleodirección. Mientras que la dirección de la imanación remanente es, por regla general, paralela a la del campo imanador, de forma que permite la determinación directa de la dirección de éste último, la intensidad de la remanencia y del campo imanador solamente son proporcionales, hecho que obliga a llevar a cabo experimentos de reimanación con el fin de obtener el valor de la paleointensidad. Aunque el conocimiento de este parámetro es de especial interés para el estudio del campo geomagnético y su variación en el tiempo, el número de datos disponible es aún escaso. Por añadidura, un alto porcentaje de las muestras estudiadas no proporciona resultados fiables. La causa de este problema se halla en la dificultad de que se cumplan todas las condiciones necesarias para una determinación correcta de la paleointensidad absoluta: i) la imanación primaria de una roca debe de ser una termorremanencia (TRM) y ii) las muestras estudiadas deben obedecer las “leyes” de reciprocidad, independencia y aditividad de termorremanencias parciales (pTRM) (Thellier y Thellier, 1959). Si la imanación remanente natural (NRM) de una roca es una remanencia química o cristalina (CRM) o es portada por granos multidominio (MD), estas condiciones no se cumplen. Por añadidura, la propia determinación experimental de la paleointensidad puede conllevar una alteración de sus resultados, ya que el calentamiento al que ha de someterse a las muestras puede producir una alteración de los minerales magnéticos portadores de la TRM, dando como resultado determinaciones erróneas de la paleointensidad. En el presente estudio se investigaron las razones de determinaciones fallidas de la paleointensidad en coladas volcánicas históricas del Etna (Sicilia, Italia), ya que presentan la ventaja de que se conoce el valor de la intensidad del campo que produjo la imanación termorremanente de dichas rocas. Con este objetivo, se tomaron muestras de seis afloramientos correspondientes a las erupciones de 1910 y 1928. Se trata de coladas basálticas de espesor variable, desde 50cm (colada 1910-III) a 6m (colada 1928-II).

### **Mineralogía magnética**

Se realizaron medidas de curvas termomagnéticas (susceptibilidad en función de la temperatura k-T), de los parámetros de la curva de histéresis y también se llevaron a cabo observaciones microscópicas. En función de la fase ferromagnética (s.l.) predominante en la curva de calentamiento de los experimentos k-T se distinguieron cuatro tipos de curva, denominados L, M, H y C. La fase predominante en curvas de tipo L es una titanomagnetita térmicamente estable (fase “l”) de temperatura de Curie  $T_C=200^\circ\text{C}$ . Su tamaño de grano corresponde a partículas PSD (pseudomonodominio) cercanas a MD. En las curvas de tipo M la fase principal es una titanomagnetita de temperatura de Curie  $T_C= 450-490^\circ\text{C}$  (fase “m”), inestable a temperaturas superiores a  $400^\circ\text{C}$ . Su tamaño de grano corresponde a partículas PSD cercanas a SD (monodominio). La fase predominante en las curvas de tipo H (fase “h”) tiene una composición cercana a la magnetita y es producto de la oxi-exsolución de titanomagnetita. Su tamaño de grano corresponde a partículas PSD (pseudomonodominio) cercanas a MD. Las curvas de tipo C son aquellas en las que coexisten por lo menos dos de las fases mencionadas, sin que ninguna predomine claramente sobre las otras.

## Experimento de paleointensidad

Se diseñó un procedimiento específico de determinación de la paleointensidad que permitiera investigar las alteraciones químico-mineralógicas durante el calentamiento (Calvo et al., en prensa), determinando cuantitativamente las remanencias adquiridas por este motivo (que denominaremos de forma genérica HRM *heating remanent magnetisation*) a la vez que estudiar cuantitativamente el efecto sobre la determinación de la paleointensidad de la presencia de granos PSD y MD. El experimento se realizó sobre 28 muestras de los 6 afloramientos, subdividiéndose cada una de ellas en dos especímenes (especimen principal EP y espécimen de control EC). El procedimiento empleado es el siguiente: 1) Medición de la NRM de EP y EC; 2) Desimación AF de EC a 150mT (imaneación de EC prácticamente nula); 3) Calentamiento de EP y EC hasta una temperatura  $T_i$  en un campo  $B=50\mu T$  y enfriamiento en campo nulo. Se determina la HRM directamente de EC; 4) Se desimana EC a 150mT; 5) Calentamiento de EP y EC hasta la temperatura  $T_i$  en campo nulo y enfriamiento en un campo  $B=50\mu T$ . Se determina la pTRM directamente de EC; 6) Calentamiento y enfriamiento de EP y EC hasta la temperatura  $T_i$  en campo nulo. Se determina la pTRM no desimada (*pTRM-tail*) directamente de EC; 7) Se repite el experimento a una temperatura  $T_j > T_i$  a partir de la etapa 2. A determinadas temperaturas se realizaron además series de controles de pTRM (*pTRM-checks*).

## Resultados y conclusiones

Se obtienen resultados de paleointensidad en 20 de las 28 muestras estudiadas si se consideran los siguientes criterios mínimos: Al menos cuatro puntos para la determinación, parámetro de fracción  $f > 0.25$  y eliminación de datos susceptibles de corresponder a una imaneación remanente viscosa (VRM). Sin embargo, si se consideran los controles de pTRM, únicamente seis muestras, todas ellas caracterizadas por la presencia de magnetita como única fase ferromagnética (s.l.) proporcionan resultados. El valor medio de la paleointensidad de  $52\mu T$  obtenido de estas seis muestras excede, sin embargo, en un 25% el valor real de  $42\mu T$  de la paleomagnitud del campo. Las causas de por qué estas determinaciones resultan fallidas son diversas: En las muestras en las cuales domina la fase “l”, el motivo radica en el tamaño de grano de las titanomagnetitas portadoras de la remanencia. Hasta un tercio de ésta presenta temperaturas de desbloqueo superiores a las de bloqueo. Aunque no se adquiere una CRM durante el experimento de determinación paleointensidad, sí se observa la creación de una nueva remanencia durante el desarrollo de éste. Se trata de una remanencia transdominio producida por la reorganización de la estructura de dominios durante los calentamientos (y posteriores enfriamientos). En las muestras en las cuales predomina la fase “m”, el fracaso en las determinaciones de paleointensidad se debe a su inestabilidad térmica y, al igual que en la fase “l”, a la creación de remanencias transdominio. El hecho de que la TRM sea portada por granos MD en las muestras con predominio de la fase “h” impide una determinación correcta de la paleointensidad en ellas.

## Referencias

- Thellier, E. y Thellier, O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 15, 286-376.
- Calvo, M., Prévot, M., Perrin, M. y Riisager, J. (en prensa). Investigating the reasons for the failure of palaeointensity experiments: A study on historical lava flows from Mt. Etna. *Geophys. J. Int.*

# Paleomagnetismo en diques máficos del Oligoceno-Mioceno inferior de Málaga

## *Palaeomagnetism on Oligocene-early Miocene dykes from Málaga*

Calvo, M.<sup>1</sup>; Tubía, J. M.<sup>2</sup>; Cuevas, J.<sup>2</sup>; Aranguren, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dep. Física, E.P.S., Univ. Burgos, Av. Cantabria s/n, 09006 Burgos, España, mcalvo@ubu.es

<sup>2</sup>Dep. de Geodinámica, Fac. Ciencias, Univ. del País Vasco, Apto. 644, 48080 Bilbao, Spain

### Introducción

El orógeno Bético-Rifeño se desarrolló durante la convergencia entre África e Iberia desde el Mesozoico Superior al Terciario. Durante el Mioceno, mientras que las Zonas Externas de las Béticas y del Rif sufrían acortamiento, el dominio de Alborán y las Zonas Internas experimentaban, de forma simultánea, una extensión considerable (Platt y Vissers, 1989; García-Dueñas et al, 1992) Esta extensión miocena se vio acompañada y seguida de manifestaciones volcánicas. La primera actividad volcánica relacionada con la extensión miocena aparece en la parte central y occidental de las Zonas Internas de las Béticas. Se trata de un enjambre de diques basálticos, cuya edad ha sido estimada en 22-23 M.a. mediante el método K/Ar (Torres Roldán et al., 1986), si bien datos más recientes, obtenidos con el método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar le asignan una edad de 30.2±0.9 M.a. (Turner et al., 1999). Está compuesto de dos familias de diques verticales, las cuales se caracterizan por tener, respectivamente, orientaciones E-W y N-S. El primer objetivo del presente estudio consiste en determinar el carácter primario o secundario de ambas familias.

El número de datos paleomagnéticos procedentes de las Zonas Internas aún es escaso. En la Béticas orientales se pudo determinar que una sucesión sedimentaria de edad permo-triásica a miocena superior había experimentado una rotación de 200°, de los cuales 140° tuvieron lugar con posterioridad al Mioceno inferior, pudiendo haber concluido antes del Mioceno superior (Allerton et al., 1993). En las regiones del Cabo de Gata y Murcia, resultados paleomagnéticos obtenidos en rocas volcánicas y sedimentarias del Mioceno superior y Plioceno muestran un patrón de rotaciones heterogéneo, observándose rotaciones moderadas en sentido horario y antihorario, en algunos casos en zonas adyacentes, junto con otras áreas que no han experimentado rotación alguna y, en algunos casos, rotaciones de gran magnitud (Calvo, 1994; 1997). La edad de estas rotaciones es inferior a 15 M.a. En las Béticas internas occidentales sólo se cuenta con resultados paleomagnéticos de las peridotitas de Ronda, en las cuales se obtienen rotaciones de la paleodeclinación de 46° en sentido horario (Feinberg et al., 1996), que probablemente tuvieron lugar durante el enfriamiento de estas unidades entre el Aquitaniense y el Burdigaliense. El segundo objetivo del presente estudio es la obtención de un mayor número de datos paleomagnéticos de las Zonas Internas.

Se tomaron muestras de diez afloramientos, seis de ellos (MA1, MA2, MA3, MA4, MA8 y MA9) pertenecientes a la familia de diques de orientación este-oeste y tres (MA6, MA7 y MA10) a la familia de diques de orientación norte-sur. El afloramiento MA5 es un sill y tiene un acimut norte-sur.

### Experimentos de magnetismo de las rocas y paleomagnetismo

Con el fin de identificar los minerales portadores de la remanencia, se midió la susceptibilidad en función de la temperatura (k-T). En varias curvas k-T se reconoce la presencia de pirrotina y magnetita. En MA4 también se observa la presencia de hematites. La anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS) es poco acusada, siendo el grado de anisotropía inferior al 3% en todos los caso. Estudios microscópicos realizados en secciones pulidas confirman la presencia de pirrotina y magnetita en muestras sin alterar, así como de hematites en muestras alteradas.

Se llevó a cabo un estudio piloto aplicando la desimanación térmica y por campos alternos. A partir de los resultados obtenidos, se optó por la desimanación térmica en todos los afloramientos. Junto con un componente inicial de carácter viscoso (VRM), se reconocieron otros dos componentes paleomagnéticos, denominados M y H. El componente M está asociado a la presencia de pirrotina y magnetita, y es portador de una imanación de carácter primario. El componente H es difícil de aislar, y parece estar asociado a la presencia de magnetita y hematites.

Nueve de diez afloramientos estudiados ofrecen resultados paleomagnéticos coherentes. Solamente en cuatro de ellos, la dirección del componente M pudo ser determinada a partir de las direcciones del componente M de muestras individuales. En el resto de los casos, hubo de emplearse una combinación de direcciones y círculos de reimanación.

## Conclusiones

Consideramos que el componente M es primario, ya que su dirección es significativamente diferente de la dirección actual y las direcciones obtenidas son normales e inversas, aproximadamente antipodales. Se observan fuertes rotaciones en sentido horario, de una magnitud aproximada de 90 a 140°. El valor medio de la rotación obtenido es de  $118 \pm 14^\circ$ . Este resultado está de acuerdo con otros resultados obtenidos en la parte central y occidental de las Béticas Externas e Internas, aunque las rotaciones observadas son de mayor magnitud. Si se calcula las direcciones medias para ambas familias de diques se obtiene un resultado de  $D=121,9$ ;  $I=39,5$ ;  $k=17,6$  y  $\alpha_{95}=16.4$  para los diques de orientación E-W y de  $D=111,8$ ;  $I=45,5$ ;  $k=12.3$  y  $\alpha_{95}=36.8$  para los diques N-S. Ambas paleodeclinaciones son aproximadamente iguales, de forma que la orientación perpendicular relativa entre ambas familias de diques es de origen primario.

## Referencias

- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. and McClelland, E. (1993) Palaeo-magnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 225-241.
- Calvo, M., Osete, M.L. and Vegas, R. (1994) Palaeomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain. *Geophysical Research Letters*, 21, No. 9, 761-764.
- Calvo, M., Vegas, R. and Osete, M.L. (1997) Palaeomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 277, 271-283.
- Feinberg, H., Saddiqi, O. and Michard, A. (1996) New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Spain). In: *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*. (Eds. A. Morris and D.H. Tarling). Geological Society Special Publication No. 105, pp 43-52.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez Martínez, J.M. (1992) Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications. *GeoMarine Letters*, 12, 88-95.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M. (1989) Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alborán Sea and the Gibraltar arc. *Geology*, 17, 540-543.
- Torres-Roldán, R.L. Poli, G. and Pecerrillo, A. (1986) An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dyke event from the Alboran Sea. Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau*, 75/1, 219-234.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. and Novell, G.M. (1999) Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SER Spain. *Journal of Petrology*, 40, No.6, 1011-1036.

## **Environmental magnetism study from Galería cave, in the Atapuerca Palaeo-Archaeological site.**

### *Estudio de magnetismo ambiental de la cueva Galería, en el yacimiento paleo-arqueológico de Atapuerca.*

Calvo M.<sup>1</sup>; Villalaín, J.J.<sup>1</sup>; Bógalo, M.F.<sup>1</sup>; Fernández-González<sup>1</sup>, G; Pérez-gonzález, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dep. de Física. E. Politécnica Superior. Universidad de Burgos. Avda de Cantabria S/N 09006 Burgos, mcalvo@ubu.es

<sup>2</sup> Dpto. Geodinámica. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040

A rock-magnetic study has been carried out on a sedimentary sequence in the Galería Cave in the Sierra de Atapuerca karst system, which is located in the Duero Basin in northern Spain. This cave belongs to the palaeo-archaeological site of Atapuerca, which is of greatest interest due to human remains with ages ranging down to upper to middle Pliocene.

The aim of the present study was to analyse magnetic properties of the different infill phases of this cave by means of a high resolution rock-magnetic study, in order to correlate magnetic parameters with infill types and sedimentation conditions. The sedimentary sequence in the Galería Cave corresponds to closed or open-cave environments, comprising fine-grained laminar deposits (speleothemes and clays) as well as coarse grained detritic material.

Samples were taken each 4 to 8 cm and laboratory experiments were performed only on previously separated material with a grain size smaller than 1 mm, in order to remove coarse-grained xenoliths. Rock magnetic experiments included measurement of susceptibility at 293K and 77K, frequency dependence of susceptibility, anhysteretic remanent magnetisation, hysteresis parameters and Curie curves, as well as IRM acquisition at 293 and 77K and thermal demagnetisation of IRM-acquisition curves.

Magnetic properties are mainly influenced by concentration of ferrimagnetic phases, which shows significant variations, although high-coercivity phases like goethite have also been detected. The latter display a relatively constant concentration. Thus, magnetic properties can be clearly differentiated along a vertical profile, which allows correlation with sedimentary conditions corresponding to open or closed cave environments, a fact that appears related to ferrimagnetic mineral concentration.

# **Correlación magnetoestratigráfica y continuidad del registro estratigráfico en cuencas continentales de la península Ibérica**

## ***Magnetostratigraphic correlation and completeness of the stratigraphic record in Iberian continental basins***

Garcés, M.

Serveis Científic-Tècnics, Laboratori de Paleomagnetisme (UB-CSIC-CIRIT), Instituto de Ciencias de La Tierra J.  
Almera (CSIC), Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona  
garces@natura.geo.ub.es

La utilización de la magnetoestratigrafía como herramienta de correlación ha significado una revolución para la cronoestratigrafía de sucesiones continentales, y su utilización se ha generalizado a medida que las investigaciones en distintas disciplinas demandan cada vez mayor resolución temporal.

La correlación de una unidad estratigráfica con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (ETPG) se basa, primero, en el reconocimiento de una secuencia magnetoestratigráfica suficientemente característica y, segundo, en la integración de otros datos cronológicos independientes (biocronológicos o radiométricos) que nos permitan acotar las posibles soluciones. La disponibilidad de información biocronológica en sucesiones continentales acostumbra a ser, por lo general, escasa o poco precisa, de manera que la correlación se soporta en gran parte sobre la singularidad del patrón de cambios polaridad observado.

Si la tasa de acumulación de sedimentos a lo largo de una sucesión dada es aproximadamente constante se obtiene una buena correlación: la sucesión de magnetozonas reproducirá con fidelidad la ETPG. Al estudiar sucesiones en cuencas continentales, partir del presupuesto de una tasa de acumulación constante, puede resultar inadecuado. En medios aluviales en particular, donde los procesos de sedimentación son episódicos y intercalados entre períodos de tiempo prolongados de no sedimentación o erosión, la obtención de registros magnetoestratigráficos “completos” puede ser cuestionada. Si se trata, además, de contextos tectónicamente activos y sometidos a compresión, como en el caso de sucesiones molásicas de las cuencas de antepaís, la posibilidad de hiatos sedimentarios necesariamente debe ser considerada. A pesar de estos inconvenientes, la magnetoestratigrafía se ha generalizado como herramienta de datación en este tipo de contextos, dada la utilidad que ofrece para la cuantificación de los procesos sedimentarios y tectónicos asociados a la evolución de los cinturones orogénicos.

En el presente trabajo se evalúa la continuidad de la sedimentación y la magnitud y origen de de los hiatos en sucesiones aluviales en contextos tectónicamente activos. Se discute la capacidad del método magnetoestratigráfico y su resolución en medios continentales, así como los factores que influyen en la sedimentación.

# La fábrica magnética en coladas pérmicas del área de Atienza, Cordillera Ibérica, España

## *Magnetic fabric in lava flows of Atienza area (Iberian Chain, Spain)*

Gil Imaz, A.<sup>1</sup>; Lago San José, M.<sup>1</sup>; Galé Bornaio, C.<sup>1</sup>; Pocoví Juan, A.<sup>1</sup>

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009. Zaragoza-España, e-mail: agil@posta.unizar.es

### Introducción

El magmatismo Pérmico del sector de Atienza representa el afloramiento más noroccidental de rocas ígneas de la Cordillera Ibérica, en la zona de enlace entre la Rama Castellana y el Sistema Central. Representan lavas, sills y términos explosivos de distinto tamaño (tobas, cineritas y aglomerados). Las tres modalidades, de afinidad calco-alcalina, presentan una variedad de composición (petrológica y geoquímica) entre andesitas basálticas (minoritarias) y dacitas siendo las andesitas anfibólicas los términos más abundantes. Estos materiales ígneos aparecen interstratificados entre niveles detríticos rojos del Pérmico superior.

El estudio de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), a partir de más de 200 especímenes cilíndricos de 2,3 x 2,3 cm (95 cores) correspondientes a un total de 11 estaciones, se ha centrado en las coladas andesíticas que presentan una gran extensión areal.

### Resultados

El origen de la susceptibilidad magnética de estas rocas, determinado mediante análisis geoquímico, de IRM y análisis petrográfico, puede atribuirse fundamentalmente a la presencia de magnetita (variedad titanomagnetita) y, en menor grado, a fases paramagnéticas (biotita, anfíbol y clinopiroxeno). Los valores de la susceptibilidad total ( $K_m$ ), con un valor promedio de  $500 \times 10^{-3}$  SI, son característicos de este tipo de rocas e indicativos de la presencia de minerales ferromagnéticos (Rochette et al., 1991). Los valores de anisotropía ( $P_j$ ), con valores promedio entre 1.015 y 1.05, son los encontrados en este tipo de materiales ígneos (Park, et al., 1988; Cadman et al., 1992; Rochette et al., 1991).

Los datos direccionales de los elipsoides magnéticos permiten identificar dos tipos principales de fábricas magnéticas en relación a la superficie de emplazamiento de las coladas:

- Fábrica Tipo I: se caracteriza por un predominio de ejes  $K_{min}$  formando un elevado ángulo con la superficie de emplazamiento y los otros dos, sobre dicha superficie. En algún caso, sobre ella aparece definida una lineación magnética.
- Fábrica Tipo II: se reconoce en la mayoría de las estaciones y corresponde a muestras con un predominio de ejes  $K_{min}$  contenidos en la superficie de emplazamiento. Cuando éstos se agrupan, la foliación magnética se dispone perpendicular a la superficie media de emplazamiento. A diferencia del caso anterior, los ejes  $K_{max}$  no tienden a determinar una lineación magnética, pudiendo formar ángulos relativamente altos con la superficie de emplazamiento.

### Discusión

- Fábrica Tipo I: la disposición de los ejes  $K_{min}$ , formando elevados ángulos con la superficie de emplazamiento es indicativo de un elevado grado de anisotropía a lo largo de dicha superficie, probablemente asociada al propio peso de la colada andesítica que, en algunos puntos puede superar

los 300 m. A diferencia del caso de diques en los que, en este tipo de fábrica magnética, la lineación se asocia a la dirección de mínimo “stress” tectónico (Park et al., 1988) en este caso, la presencia de un agrupamiento de los ejes Kmax, sobre el plano de emplazamiento resulta compatible con la dirección del flujo magmático.

- Fábrica Tipo II: a diferencia del caso anterior, el predominio de ejes de susceptibilidad mínima contenidos en la superficie de emplazamiento de las coladas, sugiere un plano de máxima anisotropía con una posición original (previa al basculamiento tectónico) subvertical y perpendicular a ella. Del mismo modo que en el caso anterior, una lineación magnética con una moderada inclinación sería indicativa de la dirección del flujo magmático (Rochette et al., 1991). Además de este rasgo original de la fábrica magnética, e independientemente del bajo grado de anisotropía (responsable de la marcada dispersión de los ejes Kmax y Kint en una guirnalda perpendicular al polo medio de los ejes de susceptibilidad mínima), la presencia de ejes de máxima susceptibilidad formando elevados ángulos con la superficie de emplazamiento no pueden ser explicados, únicamente, por procesos magmáticos. En estos casos, tales fábricas (foliación magnética normal a la superficie de emplazamiento y presencia de los ejes Kmax en posición subvertical) se interpreta como resultado de la superposición de deformación interna sobre la fábrica original débilmente anisótropa.

## Referencias

- Cadman, A.C., Park, R.G., Tarney, J. and Halls, H.C. (1992) Significance of anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in Proterozoic mafic dykes, Hopedale Block, Labrador. *Tectonophysics* 207, 303-314.
- Park, K., Tanczk, E.J. and Desbarats, A. (1988) Magma fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *J. Geophys. Res.*, 93 (B11), 13689-13704.
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. and Reuber, I. (1991) Emplacement mode of basaltic dykes in the Oman Ophiolite: evidence from magnetic anisotropy with reference to geochemical studies. In: T.J. Peten, A. Nicolas and R. Coleman (Eds.), *Ophiolite Genesis and the Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 55-82.

# Paleomagnetismo do Carbónico Superior e do Triásico Superior em Portugal

## *Paleomagnetism of the Upper Carboniferous and Upper Triassic of Portugal*

Gomes, C. S. R.<sup>1</sup>; Soares, A. F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciências da Terra, F.C.T., Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal, romualdo@ci.uc.pt

Os resultados paleomagnéticos aqui discutidos foram obtidos a partir de 268 amostras de 19 locais, distribuídos por 3 áreas: 1) Trancoso – Pinhel - Vila Franca das Naves (Beira Alta, Nordeste de Portugal); 2) Santa Cristina – Conraria (Beira Litoral, Portugal Central); 3) Budens – Vale de Boi (Algarve, Sudoeste de Portugal). A grande maioria dos locais amostrados corresponde ao Triásico superior, excepção para Santa Cristina onde os locais se distribuíram por unidades do Carbónico Superior e Triásico Superior. Os objectivos essenciais deste trabalho prendem-se com o cálculo de pólos paleomagnéticos e o seu julgamento, de forma a verificar, no contexto da Ibéria, a estabilidade das áreas estudadas.

Na área 1 foram amostrados 7 filões de rochas básicas. Estes corpos foram seleccionados de uma rede filoneana resultante da intrusão de magma alcalino-olivínico controlada principalmente por falhas NNE-SSW, profundas e associadas possivelmente a processos de rifting (Ferreira e Macedo, 1979). As idades radiométricas destes corpos, obtidas pelo método K/Ar, variam entre 204±4 e 218±4 Ma (Gomes et al., 1995; Gomes, 1996). As componentes características isoladas, em grande parte, por desmagnetização por campos magnéticos alternos, correspondem, em 5 filões, a um campo normal e, em dois, a campo inverso.

Na área 2 foram amostrados seis locais em Santa Cristina e três na Conraria. Em Santa Cristina cinco pertencem ao topo da Formação de Monsarros, do Estefaniano (Wagner et al., 1983; Gomes, 1996) e outro à Formação de Conraria (Soares et al., 1985), para a base dos Grés de Silves (Termo A1 da nomenclatura de Palain, 1976), do Carniano-Noriano. Em Santa Cristina os Grés de Silves assentam em discordância angular sobre a Formação de Monsarros. Os locais Conraria 1, Conraria 2 e Quinta da Conraria foram amostrados também na Formação de Conraria (Termo A2 da nom. de Palain, 1976). São unidades detríticas constituídas por alternâncias de materiais conglomeráticos a pelíticos e nos quais predominam cores vermelhas. Todas as amostras foram desmagnetizadas por processos térmicos até temperaturas máximas de 700°C. As componentes características isoladas corresponderam sempre a campo inverso.

Na área 3 foram amostrados 2 locais (Vale de Boi e Budens) em grés vermelhos de grão fino do Triásico Superior (sequência de Palain, 1976). Para estas amostras foram usados os procedimentos laboratoriais referidos no parágrafo anterior. A componente característica obtida nestes locais corresponde, contrariamente aos da Formação de Conraria a norte do Tejo, a uma polaridade normal.

Os dados em apreço, expressos na Tabela 1 e no seguimento de trabalhos anteriores (Gomes, 1996, 2000), permitiram-nos verificar que:

1 – Com as direcções isoladas referentes à MRCh foi possível calcular 4 pólos paleomagnéticos, um para o Carbónico Superior e os restantes para o Triásico Superior.

2 – A direcção obtida para o Carbónico Superior é claramente distinta de todas as outras e permite confirmar a idade admitida para as unidades amostradas.

3 – Não foi ainda possível separar as restantes direcções no seio do Triásico Superior. Por sua vez, as direcções paleomagnéticas também não são distintas de forma a que possam provar qualquer movimento relativo das áreas em estudo e as pequenas discrepâncias existentes podem ser justificadas

por perturbações locais. Contudo, os valores da Paleolatidade parecem descrever um movimento contínuo para Norte e, a ser assim, os filões poderiam ser mais recentes que os Grés de Silves amostrados.

4 – Comparando as direcções obtidas com a Curva de Deriva Polar Aparente para a Ibéria (Osete et al., 1997) verifica-se que as áreas estudadas apresentam, no contexto da Ibéria, estabilidade.

**Tabela 1** – Direcções e pólos paleomagnéticos obtidos para as áreas em estudo.

Área	idade	N (n)	Dec(°)	Inc(°)	K	$\alpha_{95}$	Lat P(°)	Long P(°)	PLat(°)
1 -	222–198 Ma	8 (140)	347,1	31,7	45	8,3	64,1	201,9	17,2
3 -	Trias Sup.	2 (35)	345,0	23,6	-	-	61,8	203,6	12,3
2 -	Trias Sup.	4 (61)	3,5	21,1	37,6	15,0	60,6	165,2	10,9
2 -	Estefaniano	5 (32)	343,0	- 9,1	45,9	11,4	42,3	194,6	-4,6

N e (n): Número de locais e (número de amostras); K e  $\alpha_{95}$ : parâmetros da estatística de Fisher; Dec e Inc: Declinação e inclinação; Lat P(°) e Long P(°): Latitude e longitude dos pólos paleomagnéticos; PLat(°): Paleolatidade.

## Referências

- Ferreira, M. P. e Macedo, C. R. (1979): Actividade magmática durante o Mesozóico: I Achega para a datação K-Ar das rochas filoneanas básicas intrusivas na Zona Centro-Ibérica (Portugal). Mem. Not., Lab. Min. Geol. Univ. de Coimbra, 87, 29-49.
- Gomes, C. S. R., Soares, A. F. e Macedo, C. R. (1995): O significado magnetostratigráfico de filões básicos da Meseta (Trancoso-Pinhel). IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos Alargados, Mem n°4, Museu e Lab. Min. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto, 89-90.
- Gomes, C. S. R. (1996): Observações paleomagnéticas no quadro da Bacia Lusitaniana (1ª Fase de Rifting). Tese de Doutoramento. Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra e Instituto Geofísico, FCT, Univ. Coimbra, 254.
- Gomes, C. S. R. (2000): The Upper Carboniferous to Lower Jurassic Iberian Motion. 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geofísica e Geodesia, Lagos, 337-338.
- Osete, M. L., Rey, D. Villalaín, J. J. e Juárez, M. T. (1997): The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geologie en Mijnbouw*, 76, 105-119.
- Palain, C. (1976) Une série détritique terrigène. Les "Grès de Silves": Trias et Lias Inférieur du Portugal. Mem. Serviços Geológicos de Portugal, 25, Nova Série, Lisboa, 411.
- Soares, A. F., Marques, J. F. e Rocha, R. B. (1985) Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Mem. Not., Lab. Min. Geol. Univ. de Coimbra, 100, 41-71.
- Wagner, J. T., Sousa, M. J. L. e Silva, F. G. (1983): Stratigraphy and fossil flora of the upper Stephanian C of the Buçaco, north of Coimbra (Portugal). In Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula. M. J. Lemos de Sousa Ed. Mineralogia e Geologia. Fac. Ciências, Univ. do Porto, 127-156.

# **El uso de “u-channels” en paleomagnetismo; fundamento, ventajas, problemas y aplicaciones**

## ***The use of “u-channels” in paleomagnetism; basis, advantages, shortcomings and applications***

Larrasoña, J. C.<sup>1</sup>; Roberts, A. P.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, Southampton Oceanography Centre, European Way, Southampton SO14 3ZH, UK, jcl1@soc.soton.ac.uk

A medida que los estudios paleomagnéticos requieren más resolución y detalle para afrontar nuevos (y cada vez más variados) problemas geológicos, es necesario desarrollar técnicas que aceleren las medidas de laboratorio y permitan aumentar la resolución de los análisis sin poner en compromiso la disponibilidad temporal. En este sentido, uno de los avances más recientes encaminados a optimizar el trabajo de laboratorio es el uso de los “u-channels”. Estos u-channels consisten en un tubo de PVC de longitud variable que está abierto por uno de sus lados, de manera que tienen una sección en forma de U de unos 2 x 2 cm. El u-channel se clava en el sedimento y se extrae con la ayuda de un hilo de nylon que se desliza por debajo del tubo. Una vez éste es extraído, se cierra con una tapa de PVC y se sellan sus extremos, de manera que el sedimento queda preservado en condiciones óptimas.

Los u-channels se miden con un magnetómetro criogénico que está equipado con un sistema motorizado de poleas, permitiendo el paso de la muestra a través de los sensores SQUID a intervalos regulares de hasta 1 cm. La principal ventaja del uso de u-channels es el excelente compromiso alcanzado entre resolución y tiempo de medida. Así, la NRM de un u-channel de 1.5 m de largo, con una resolución de un centímetro, lleva unos 15 minutos, lo que contrasta con la (aproximadamente) hora y media que requeriría la medida de 75 muestras discretas con una resolución de 2 cm. El magnetómetro lleva acoplado un desmagnetizador de campos alternos y una bobina axial adicional, de manera que, además de la medida de la NRM, se pueden aplicar remanencias artificiales (ARM) y realizar desmagnetizaciones por campos alternos de modo automatizado. La posibilidad de aplicar otras remanencias artificiales (IRM) aumenta todavía más el potencial de esta técnica, especialmente en aquellos estudios en los que es necesario caracterizar de manera precisa las posibles variaciones relativas en la dirección e intensidad del campo magnético terrestre (geomagnetismo), o los cambios en la concentración y el tipo de minerales magnéticos presentes en un sedimento (magnetismo ambiental).

En este trabajo se discutirán los principales aspectos técnicos relativos al uso de u-channels, tales como el muestreo, el equipo de laboratorio, los análisis y el tratamiento de los datos. También se mostrarán varios ejemplos de aplicaciones con los que se ilustrarán las principales ventajas, y también las principales limitaciones, de su uso en diversos tipos de estudios paleomagnéticos.

# The magnetic properties of tree leaves: a measure of urban pollution

McIntosh, G.<sup>1</sup>; Gómez Paccard, M.<sup>1</sup>; Osete, M. L.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Ciencia de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Avenida Complutense s/n, 28040 Madrid, España, gregc@eucmos.sim.ucm.es

Dust pollution is an important issue in modern society, being closely related to health and to the quality of life for the majority of people that live in urban environments. Many cities now operate a network of fine particle collectors in order to monitor dust loading and distribution. In this study we investigate the potential of using tree leaves as a natural source of dust accumulation information, with the ultimate aim of generating a city-wide map of dust distribution.

The hypothesis is that the surfaces of tree leaves act as dust collectors, and that by measuring their magnetic properties then dust loadings can be measured and differentiated. Here we have studied the magnetic properties of leaves sampled at 10 points along a N-S transect through Madrid, taken from the *Platanus x hybrida* tree. At each point a sample of dust was collected from the surrounding area (wall edges, window-ledges). The leaves were taken from a height of approximately 2-3m above street level, selecting healthy, undamaged and dirty-looking leaves that were not covered in bird droppings. Two sampling strategies were followed. In the first, a single leaf was sampled, its length measured (from base to tip through its central part) and then folded and placed into a 6.24cm<sup>3</sup> internal volume plastic pot ready for measuring. The second strategy involved taking 10 leaves from 2-3 adjacent trees and placing them in a plastic bag for transport bag to the laboratory. In the laboratory 2 circular sub-samples were taken from each of the leaves and packed into a plastic pot (ie. 20 sub-samples in each pot).

The low field magnetic susceptibility and isothermal remanent magnetisation (at 1T and -100mT) were determined for each of the samples. For the dust samples these values were mass-normalised, whereas the leaf samples were normalised by the leaf surface area. Leaf sample susceptibilities are mostly positive and directly correlated with isothermal remanence intensity, and there is a broad agreement between the results from the two types of leaf samples and with the dust samples. The largest susceptibility and remanence values are found for those samples taken adjacent to major roads, suggesting that traffic exerts a significant control of the magnetic signal in this sample set. In terms of generating a city-wide map, this has important implications for the selection of sample sites.

## Late Quaternary environmental change recorded in a lacustrine sequence of Laguna Grande, Sierra de Neila, NE Spain.

McIntosh, G.<sup>1</sup>; Osete, M.L.<sup>1</sup>; Vegas, J.<sup>2</sup>; Pérez-González, A.<sup>2</sup>; Ruiz-Zapata, B.<sup>3</sup>; López-García, M.J.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Ciencia de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Avenida Complutense s/n, 28040 Madrid, España, gregc@eucmos.sim.ucm.es

<sup>2</sup> Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, España

<sup>3</sup> Universidad de Alcalá, Departamento Geología, Edificio Ciencias, Campus Universitario, 28871 Alcalá de Henares, Madrid, España

<sup>4</sup> Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C., C/ J. Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, España

A 10m-long core from the Laguna Grande, located in the Sierra de Neila in NE Spain, has been studied in order to establish a detailed record of Late Quaternary environmental change. Lithological analyses have been carried out using petrographic and electron microscopy, and x-ray diffraction. Magnetic susceptibility ( $\chi$ ) and isothermal remanence acquisition (IRM) have been determined at 2-10cm intervals throughout the core, with additional hysteresis and thermomagnetic measurements made at key intervals. The chronology of the core has been established using AMS radiocarbon dating.

The lower part of the core (674-1000cm depth, ca. 13,500-21,000+ years BP) is characterised by siliclastic deposition in oligotrophic conditions. High  $\chi$  and IRM intensities are seen in this part of the core, associated with fine-grained, haematite-rich sediments. An exception is the interval between 920-1000cm, which is conglomeratic in nature, has a lower clay content and contains microturbidites. Here  $\chi$  and IRM intensities are lower, and haematite is accompanied by small amounts of a low-coercivity mineral. This has been correlated to a temperature rise associated with the end of the Heinrich 2 event at 25,000-23,500 years BP.

Between 674 and 540cm (13,500-11,200 years BP) the lithology consists of rhythmic organic-mineral varves. Eutrophic features appear during the later stages of this interval and in the uppermost 15cm framboids of greigite and pyrite can be observed. This is reflected in the magnetic properties, which are quite variable and consist of a mixture of high and low coercivity minerals. Thermomagnetic curves suggest the presence of pyrite to a depth of ca. 600cm. The peak in  $\chi$  and IRM intensity seen between 580-540cm (12,800-11,200 years BP) is interpreted as representing the Younger Dryas.

From 540cm to the top of the core there is a marked decrease in the mineral content of the core. Between 540-340cm the core consists of organic-mineral varves, with the organic material increasing up the core and above 340cm it is predominantly organic in content. There is a corresponding fall in both  $\chi$  and IRM intensity, with the magnetic signal dominated by very low concentrations of a low coercivity phase, probably magnetite or maghaemite. Several fluctuations in core conditions are reflected in the lithology and magnetic properties which can be associated with temperature and humidity changes during the Holocene.

# Aplicación de las propiedades magnéticas en el estudio de la diagénesis temprana en sedimentos marinos de la Rías Baixas

## *Application of magnetic properties to the study of early diagenesis in marine sediments from the Rías Baixas*

Mohamed, K.<sup>1</sup>; Rey, D.<sup>1</sup>; Rubio, B.<sup>1</sup>; Vilas, F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dpto. de Geociencias Marinas y O.T. Facultad de Ciencias. Universidad de Vigo. Lagoas – Marcosende, 36200, Vigo. España, kmohamed@uvigo.es

### Introducción

Las técnicas de magnetismo ambiental se han aplicado con éxito en numerosos ambientes tanto continentales como marinos. A la hora de interpretar los resultados de un estudio de este tipo es importante tener en cuenta que las variaciones observadas en los distintos parámetros magnéticos pueden tener un origen diagenético, es decir, pueden estar causadas por los cambios que tienen lugar en el sedimento una vez éste se deposita y se entierra.

### Área de Estudio.

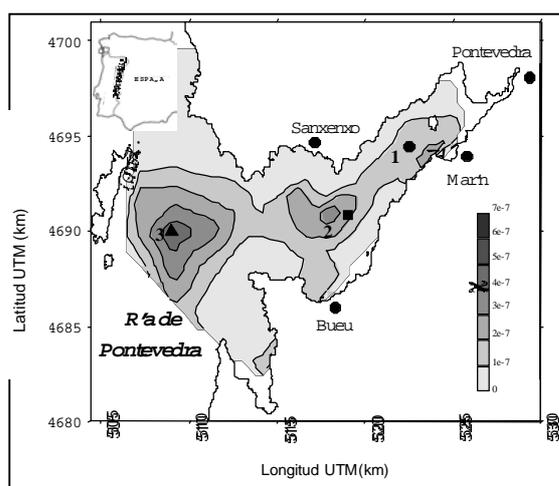


Fig. 1. Localización de los testigos y mapa de susceptibilidad superficial de la Ría de Pontevedra

La Ría de Pontevedra presenta una morfología en planta en forma de embudo cuyo eje se orienta NE-SO (fig. 1). Estudios previos (Rey *et al.*, 2001; Rubio *et al.*, 2001) han demostrado que la textura del sedimento y la hidrodinámica del medio controlan la distribución superficial de susceptibilidad,  $\chi$  (fig.1). Los valores mayores de  $\chi$  aparecen en el eje longitudinal, más rico en fangos y pobre en  $\text{CaCO}_3$ , y hacia las zonas externas de la ría, donde dominan condiciones más energéticas que provocan la oxigenación del sedimento y dan lugar a la formación de óxidos y oxihidróxidos de hierro, responsables del incremento de  $\chi$ .

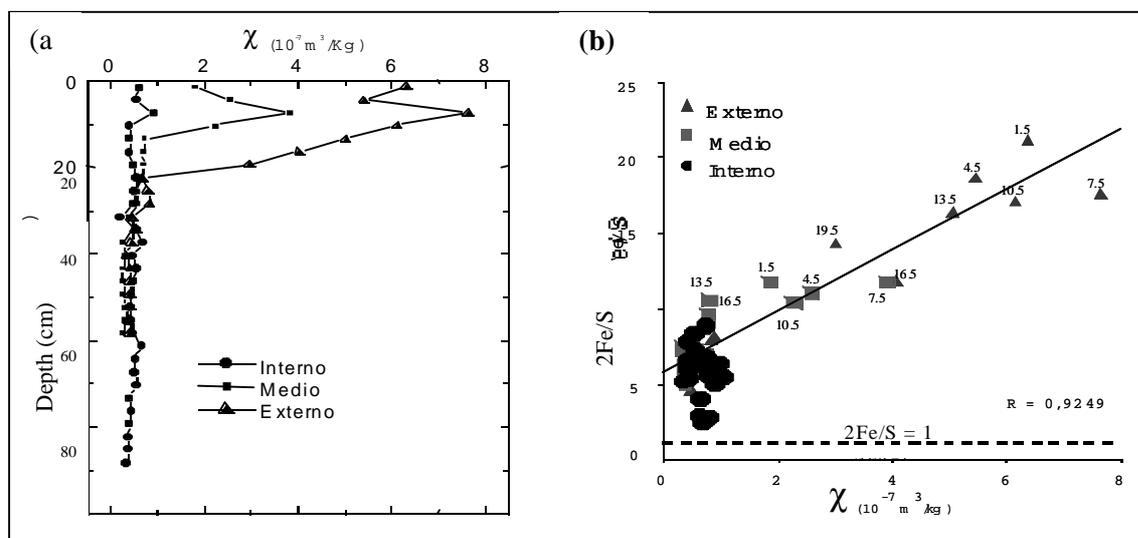
### Material y Métodos

Se extrajeron tres testigos de gravedad de entre 60 y 90 cm localizados en el eje longitudinal de la Ría de Pontevedra y se submuestrearon cada 3 cm. Se midió la  $\chi$  y su dependencia de la frecuencia ( $\chi_{df}$ ). Una parte del sedimento se destinó a análisis geoquímicos que determinaron el contenido en Fe y S de cada muestra.

## Resultados y Discusión

Los resultados muestran una variación significativa de la  $\chi$  con la profundidad. Los valores mayores aparecen en la parte superior de los testigos 2 (medio) y 3 (externo). Su magnitud crece a medida que nos acercamos a la boca de la Ría. La  $\chi$  decrece con la profundidad hasta alcanzar un valor relativamente estable y similar al del testigo 1 (interno). La profundidad a la que se alcanza este valor es mayor a medida que las condiciones son más energéticas (fig. 2a).

La  $\chi_{df}$  es alta en los 15 primeros cm del testigo 3 (no se muestra), indicando una presencia importante de minerales magnéticos de tamaño SP. Desde esta profundidad hasta los 25 cm su valor es prácticamente 0 como resultado de su prácticamente completa desaparición debida a su disolución por procesos diagenéticos. Por debajo de 25 cm en el testigo 3 y prácticamente en todo el testigo 2 y 1 los valores son menores que el límite de detección del sensor.



**Fig. 2** Variación de la susceptibilidad con la profundidad para los tres testigos (a). Relación entre la susceptibilidad de las muestras y la relación  $2\text{Fe}/\text{S}$ , correspondiente a la estequiometría de la pirita

A fin de demostrar el origen diagenético de estas variaciones se representó  $\chi$  vs. la relación  $2 * \text{Fe} / \text{S}$  (fig. 2b), correspondiente a la relación estequiométrica de la pirita, obteniéndose una muy buena correlación entre ambas variables. La  $\chi$  crece al alejarse de la composición de la pirita (línea horizontal a trazos). Todas las muestras del testigo 1 y las inferiores de los testigos 2 y 3 son las de  $\chi$  más baja y las más próximas a la composición de la pirita. Esta relación indica que el descenso de  $\chi$  está relacionado con los procesos que liberan hierro y permiten la nucleación y crecimiento cristalino de la pirita, i.e. diagénesis.

## Conclusiones

Las variaciones con la profundidad observadas en la  $\chi$  están controladas por los procesos diagenéticos que tienen lugar como consecuencia de la oxidación de la materia orgánica y el consecuente establecimiento de condiciones reductoras en el sedimento.

## Referencias

- Rey, D., López-Rodríguez, N., Rubio, B., Vilas, F. y Mohamed, K. (2001) Propiedades magnéticas de los sedimentos marinos: el caso de las Rías Baixas. *Cuadernos de geología Ibérica* 26, 239-257.
- Rubio, B., Pye, K., Rae, J. E. y Rey, D. (en prensa). Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ria de Pontevedra, NW Spain. *Sedimentology*.

# Primeros datos arqueomagnéticos de yacimientos arqueológicos gallegos

## *First archaeomagnetic results from galician archaeological sites*

Mohamed, K.<sup>1</sup>; Rey, D.<sup>1</sup>; Mendez, G.<sup>1</sup>; Vilas, F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geociencias Marinas y O.T. Facultad de Ciencias. Universidad de Vigo. Lagoas – Marcosende, 36200, Vigo. España, kmohamed@uvigo.es

### Introducción

Las técnicas de datación arqueomagnéticas han demostrado en numerosas ocasiones su eficacia. Pese a esto, en España este tipo de trabajos son todavía escasos (Parés *et al.*, 1992, Oyamburu *et al.*, 1996, Núñez *et al.*, 1998) y consecuentemente no existe todavía una Curva de Variación Secular bien definida. La construcción de esta curva es una tarea importante que debe acometerse a corto plazo ya que haría de estas técnicas una herramienta importante tanto en estudios arqueológicos como en la geología del cuaternario.

### Área de Estudio

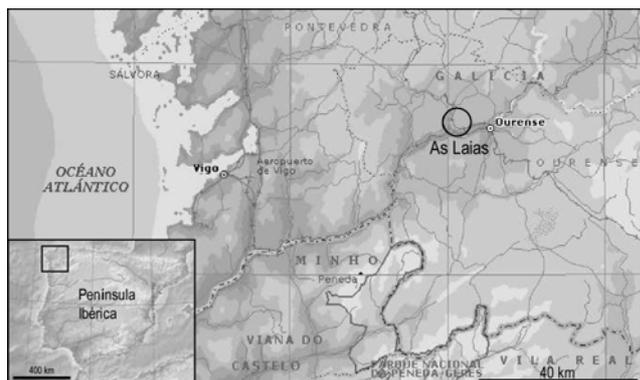


Fig. 1. Localización del yacimiento arqueológico de As Lais

El muestreo se realizó en 1997 en el desaparecido conjunto arqueológico de As Lais, localizado en las proximidades de Ourense (fig. 1). Se estudiaron una serie de losetas cuadrangulares de 1- 2 m<sup>2</sup> que se interpretan como silos para almacenar grano. Su estructura consistía en una base vegetal recubierta de arcilla y cubierta por otras estructuras semejantes. Éstas colapsaron durante un incendio y su combustión favoreció la formación de minerales capaces de registrar el campo geomagnético de la época.

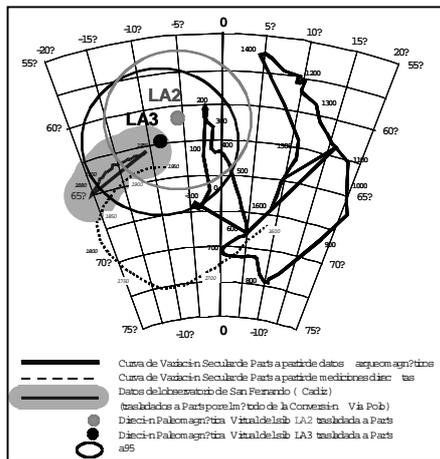
### Material y Métodos

Se muestrearon tres silos denominados LA-1, LA-2 y LA-3. De cada uno se obtuvieron entre 20 y 30 muestras orientadas. Se desimanaron 26 muestras por campos alternos (AF). Los resultados de esta técnica se contrastaron con los de la desimanación térmica de 3 especímenes de cada silo. Finalmente se desimanaron térmicamente 13 muestras ya desimanadas por AF con el fin de descartar la existencia de una componente no aislada anteriormente. La medida de la remanencia y la desimanación por AF de las muestras se realizó en un magnetómetro 2G Enterprises 3-axes DC-SQUID 755R. La desimanación térmica se realizó en un horno Schonstedt TSD-1. Las direcciones magnéticas obtenidas se convirtieron a las correspondientes a la situación geográfica de París mediante el método de la Conversión Vía Polo (Noel y Batt, 1990).

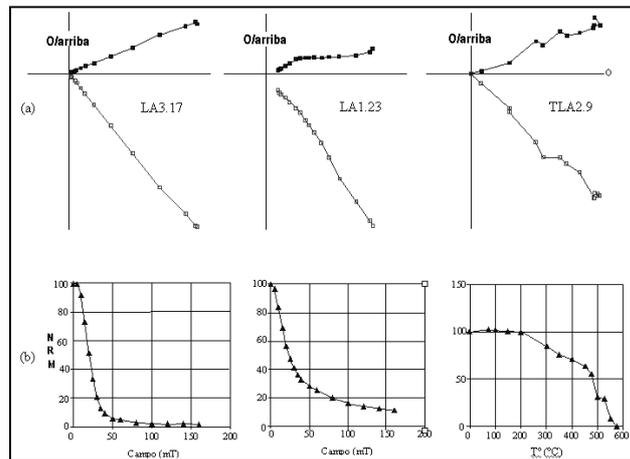
### Resultados y Discusión

La desimanación por AF ha sido suficiente para obtener la componente característica. En la mayoría de las muestras aparece una sola componente con una clara tendencia hacia el origen en un diagrama de Zijdeveld (fig. 2a), que interpretamos como la componente característica. Las muestras de los Silos LA-1 y LA-3 pierden el 50 % de la remanencia original entre 15 y 25 mT. Las muestras

del silo LA-2 lo hacen entre 30 y 40 mT (fig. 2b). Estos datos indican la posibilidad de que la magnetita sea el principal mineral portador de remanencia en estas muestras. La desimanación térmica apoya esta hipótesis ya que en la mayoría de las muestras la pérdida más rápida de remanencia ocurre a partir de los 500 °C (fig. 2b). La comparación de las direcciones promedio de los silos LA-2 y LA-3 con la curva de París (Bucur, 1994) proporciona una edad cercana a los siglos I – II d.C (fig. 3). Para el silo LA-1 la inclinación es anómalamente alta, pero la declinación es consistente con la de los otros silos. Esto puede deberse a que su posición haya sido alterada durante los trabajos arqueológicos, como parece indicar su gran fragmentación.



**Fig. 3.** Comparación de las direcciones promedio de cada silo con la curva de París



**Fig. 2.** Diagramas de Zijderveld de cada silo (a) y curvas de desimanación correspondientes (b).

## Conclusiones

Los datos obtenidos permiten acotar el incendio de los silos LA-2 y LA-3 como ocurrido entre los años 100 y 200 d.C. Para el silo LA-1 no es posible determinar una edad debido a las alteraciones posteriores a la adquisición de remanencia que restan fiabilidad a los datos. La datación arqueomagnética en los primeros 5 siglos de la era Cristiana requiere de un gran número de muestras a fin de reducir al máximo la incertidumbre generada por la gran estabilidad del campo geomagnético durante esta época.

## Referencias

- Bucur, I. (1994) The direction of the terrestrial magnetic field in France, during the last 21 centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 95-109.
- Noel, M. y Batt, C.M. (1990) A method for correcting geographically separated remanence directions for the purpose of archaeomagnetic dating. *Geophysical Journal International* 102, 753-756.
- Núñez, J.I., Osete, M.L. y Tarling, D. (1998) Datación arqueomagnética del taller del horno del sector D. El paleomagnetismo como técnica de datación arqueológica. En: *Excavaciones arqueológicas en el alfar romano de la Venta del Carmen, Los Barrios, Cádiz* (D. Bernal Casasola, Ed.), Ediciones UAM. 307-324.
- Oyamburu, L., Villalaín, J.J., Osete, M. L., Zarzalejos, M. y Blasco, C. (1996) Estudio paleomagnético del yacimiento de Villa del Pañuelo (Villamanta, Madrid). *Geogaceta* 20 (5), 1044-1046.
- Parés, J.M., De Jonge, R., Pascual, J.O., Bermúdez, A., Tovar, C.J., Luezas, R.A. y Maestro, N. (1992) Archaeomagnetic evidence for the age of a Roman pottery kiln from Calahorra (Spain). *Geophysical Journal International* 12, 533-537.

## Some problems on the usual interpretation of AMS in basaltic dikes

Moreira, M.<sup>1,2</sup>; Geoffroy, L.<sup>3</sup>; Mendes Victor, L. A.<sup>4</sup>; Pozzi, J. P.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, R.Esc. Politécnica, 58, 1250-102 Lisboa, Portugal, mmoreira@deea.isel.pt

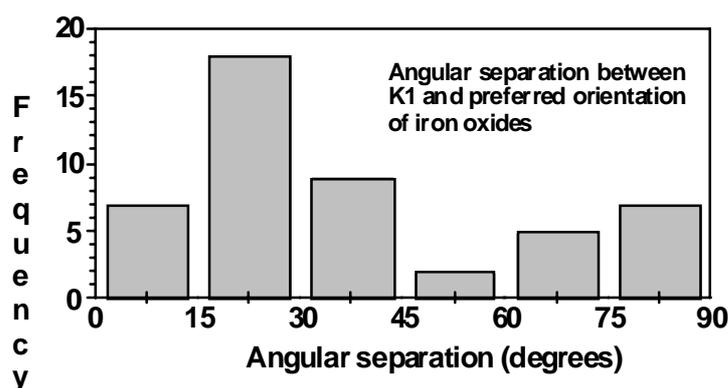
<sup>2</sup> Instituto Superior de Engenharia de Lisboa, R. Cons. Emídio Navarro, 1, 1949-014 Lisboa, Portugal

<sup>3</sup> Université du Maine, Av. Olivier Messiaen, 72085 Le Mans Cedex 09, France

<sup>4</sup> Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, R.Esc. Politécnica, 58, 1250-102 Lisboa, Portugal

<sup>5</sup> École Normale Supérieure de Paris, 24, Rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05, France

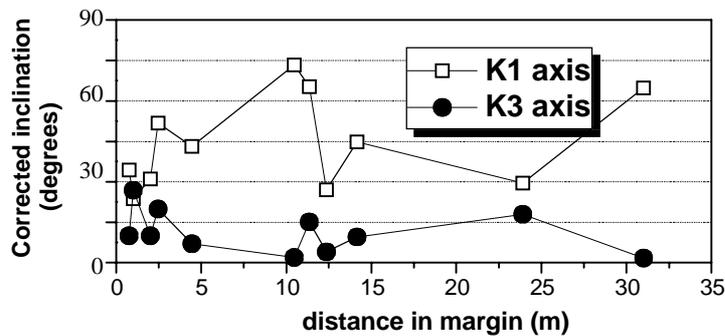
In narrow dikes the use of the AMS (anisotropy of magnetic susceptibility) is a classical tool for the determination of the petrofabric of the rock, which enables, in some conditions, to infer the direction of the magmatic flow. The orientation of the magnetic lineation axis is generally assumed as representative of the direction of magmatic flow in the dike as, for example Knight & Walker (1988), Rochette et al. (1991), Ernst & Baragar, (1992), Dragonni et al. (1997). In this work we present results from Azores dikes showing that the orientation of magnetic lineation axis is more erratic than the orientation of the magnetic foliation plane relatively to the local orientation of the margin plane. Using digital processing, by “intercepts” method, (Launeau & Robin, 1996) we have analysed more than 50 orientated thin sections, cut parallel to the magnetic foliation plane. The preferred orientation of phenocrystals and iron oxide grains, were compared with the orientation of the K1 and K2 axis of the magnetic fabric. The angular separation between preferred orientation of plagioclases phenocrystals and the iron oxides grains was analysed and represented in a 90° interval. The results show a good agreement between both directions, and the distribution of the different angular separations is monomodal. In more than 80% of cases the difference is less than 30°, and in 57% of cases is less than 15°, meaning that the orientation of iron oxides, is strongly constrained by the orientation of primary phenocrystals, usually strongly anisotropic. However, the angular separation between the preferred orientation of the iron oxides (and thus plagioclases phenocrysts) and K1 direction shows a different behaviour.



**Fig. 1.** Histogram for the angular separation between K1 orientation and preferred orientation of oxide grains. The directions were obtained by digital image analysis, using the “intercepts” algorithm, in a oriented thin section cut parallel to K1-K2 plane.

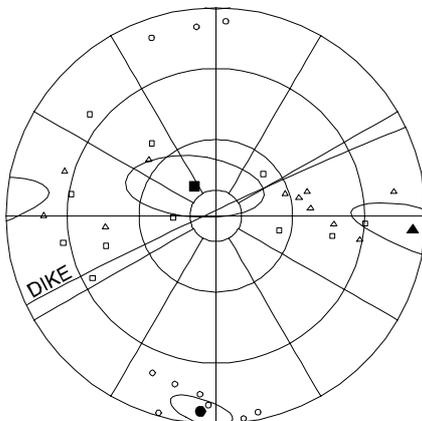
In this case it is observed a bimodal distribution of the angular separation, (Fig.1), showing a first group between 0° to 30° (52% of occurrences) and a second group with a maximum of occurrences in the interval of 75° to 90° (15% of occurrences). This means that in a significant number of situations, the preferred orientation of the iron oxides is near parallel or along K2 axis, and not only along K1 direction. Concerning the statistical reliance of AMS axes, in 29 of 35 dike margins, the K3 axes

(poles of the magnetic foliation plane) are statistically better grouped than K1 axes. In one case, it was possible to analyse one dike in an extension of almost 35m. The magnetic fabric obtained shows a magnetic lineation axis swinging between  $20^\circ$  and  $74^\circ$  and a confidence area of lineation direction with a semi axis of  $27^\circ$ . Due to non regular sampling it was not possible to conclude if this oscillation is regular or periodically. However, the imbrication angle, formed by the orientation of the magnetic foliation plane relative to the margin orientation is remarkably stable in orientation and direction along the dike (Fig.2). This is well represented by the size of the confidence area of K3 axis showing an error in azimuth of  $10^\circ$  and only  $7^\circ$  in inclination (Fig. 3).



**Fig.2.** Inclination variability of the K1 and K3 axis, along the northern margin of dike 1 in S. Maria (Vila do Porto), Açores.

of the orientation of magnetic foliation plane is also better than lineation direction, alongside a margin dike. We conclude that the single criteria of using the magnetic lineation direction to infer the magmatic flow is more ambiguous than the use of the orientation of the magnetic foliation plane relative to the dike margin (Moreira et al., 1999). This new method, accomplished by systematic sampling of opposite margins of the dike, enables the determination of a complete flow vector (direction and sense).



**Fig3.** Equal area, lower hemisphere representation of dike orientation and AMS data for the northern margin of dike 1 in S. Maria (Vila do Porto), Açores.

## References

- Ernst, R.E. & Baragar, W.R.A., (1992) Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, 356: 511-513.
- Dragonni, M., Lanza, Tallarico, (1997) Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophys. J. Int.* 128, 230-240.
- Knight, M.D. & Walker, G.P.L., (1988) Magma flow directions in dikes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.*, 93, B5, 4301-4319.
- Launeau, P. & Robin, P., (1996) Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267, 91-119.
- Moreira, M. Geoffroy, L., Pozzi, J.P., (1999) Ecoulement magmatique dans les dykes du point chaud des Açores: étude préliminaire par anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) dans l'île de San Jorge. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 329: 15-22.
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., Reuber, I., (1991) Diabase dikes emplacement in the Oman Ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In Tj. Peters et al. (eds), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*: 55-82. Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman.

# The Radial Dike Swarm of the Mafra Complex, Lusitanian Basin, Portugal. AMS results and implications on the emplacement mechanism.

Nogueira, C. R.<sup>1</sup>; Moreira, M.<sup>2,3</sup>; Monteiro, J. F.<sup>4</sup>; Terrinha, P.<sup>1,5</sup>

<sup>1</sup> LATTEX, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, Edifício C2, 5º Piso, 1749-016 Lisboa, Portugal, cepern@fc.ul.pt

<sup>2</sup> Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, R. Esc. Politécnica, 58, 1250-102 Lisboa, Portugal

<sup>3</sup> ISEL, R. Cons. Emídio Navarro, 1, 1949-014 Lisboa, Portugal

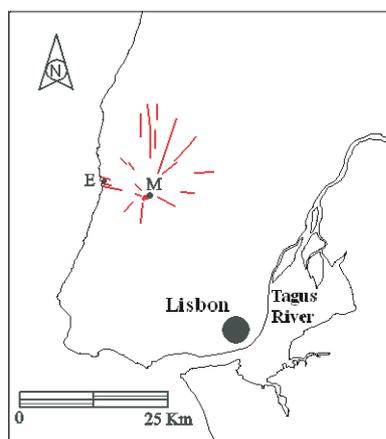
<sup>4</sup> Centro de Geologia, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, Ed. C2, 5º, 1749-016 Lisboa, Portugal

<sup>5</sup> IGM-DGM, Estrada da Portela, Apt. 7586 - Zambujal, 2720 Alfragide, Portugal

Magmatic shallow chambers and associated dike complexes can play an important role in the evaluation of the stress field. In some cases, when the crust is submitted to an almost isotropic stress field (i.e. when deviatoric stress is low) these igneous bodies can determine the stress field pattern in localized regions of the upper crust. The strike of dikes is theoretically perpendicular to the least principal stress and parallel to the maximum and intermediate principal stresses. The magma flow vector, its strike and sense, is dependent of the depth of the magmatic chamber, fracturing mechanism and fractures propagation sense.

In this work we study the best preserved part of the radial dike swarm of the Mafra complex, using the AMS methodology. The Mafra radial dike swarm is assigned to the Late Cretaceous alkaline cycle of the western Iberia continental margin, associated with the opening of the North Atlantic (Rock, 1982). However, its radial pattern is unique in the Lusitanian Basin suggesting that at the time of intrusion the deviatoric stress was very low. This goes together with the fact that the dikes cross-cut the post-rift sediments (and post break up unconformity sediments) of the Lusitanian Basin of Cenomanian age (Wilson, 1988).

Our objective, besides the characterization of the magnetic properties of the basic dikes, is the determination of the magma flow vector, possible depth of the magmatic chamber and the emplacement mechanism of the dike swarm.



**Fig. 1.** Schematic map of the radial dike swarm of Mafra complex. M- Mafra, E- Ericeira

Although most of the dike swarm is extremely altered it is possible to find some exceptions cross-cutting Cretaceous sedimentary rocks ranging from Lower Albian to Cenomanian in the littoral cliffs of the Ericeira region (Fig.1).

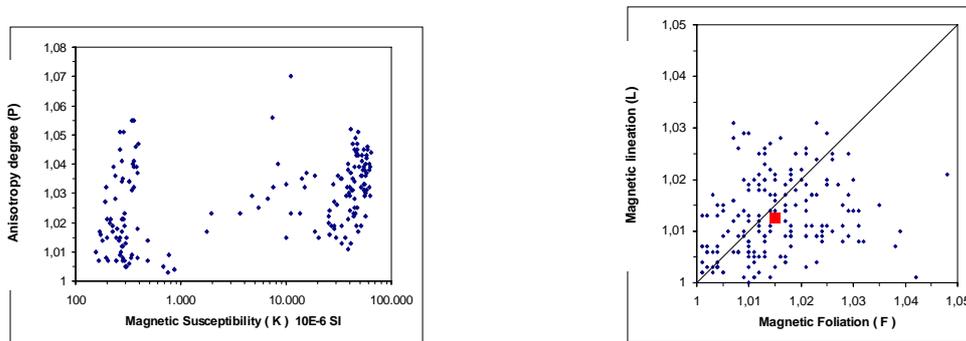
Sampling was carried out on 7 narrow dikes (< 2m thick) distributed along a 4 km coastal segment. Approximately 200 oriented samples were collected from both margins of all dikes.

Optical (reflected and transmitted light) and microprobe analysis indicate that the dikes are mainly sub-saturated alkali basalts and dolerites, with a mineralogy characterized by strongly altered olivine, pigeonite-hedenbergite series (dominant) and augite pyroxenes, calco-sodic plagioclase and analcite. The Fe-Ti oxides present are ilmenite (dominant) and titanomagnetite usually altered to maghemite and iron hydroxides. Titanomagnetite seems to be the main magnetic carrier.

Geochemistry, isotopic dating, thermo-magnetic and digital image analysis are in progress and will be presented in the near future.

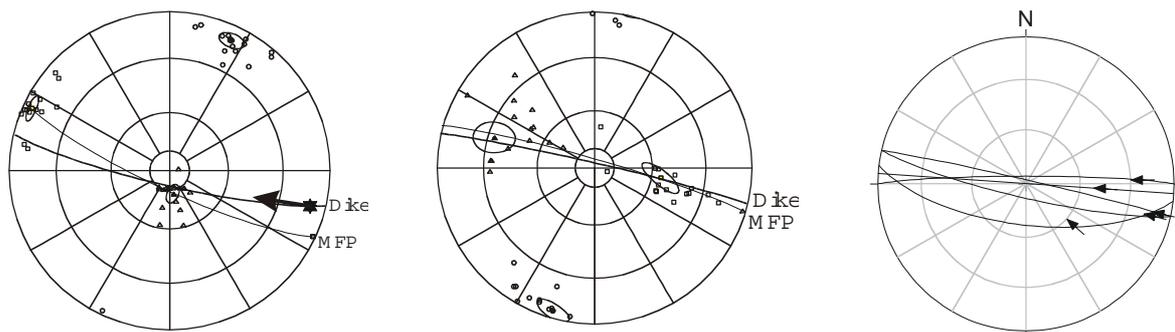
Susceptibility measures were made using a Kappabridge KLY-2. Its analysis revealed that K values range from  $0,2 \cdot 10^{-3}$  to  $700 \cdot 10^{-3}$  SI, with bimodal distribution as shown in Fig. 2.

The anisotropy degree values, P, are between 1,005 and 1,055 always less than 1,07 which indicates no post-emplacment deformation of the dikes (Tarling e Hrouda, 1993). Flinn diagram of the whole population shows that the planar fabric is slightly dominant over linear fabric (mean values: F=1,015 and L=1,012) (Fig. 2).



**Fig.2.** P versus K diagram (left) and Flinn diagram (right)

The magnetic fabric showed always good clustering of minimum susceptibility axes, K3, near the dike pole, and usually tri-axial magnetic fabric defining a magnetic foliation plane - MFP. In most of the studied dikes, the south margins MFP makes a measurable imbrication angle to the respective dike margin which enable the determination of a magmatic flow vector. In the northern margins, the MFP is almost parallel to the dike margin (Nogueira *et al.*, 2000).



**Fig. 3.** Stereographic plots of magnetic susceptibility axes and MFP in a southern dike margin, arrow represents the deduced flow vector (left); and in a northern dike margin (centre); Stereographic plot of the magma flow vectors (right). Schmidt projections, lower hemisphere.

The magma flow vectors (Fig. 3) were determined using the method of the orientation of the MFP relatively to each dike margin (Moreira *et al.*, 1999). The flow vectors dipping average is  $28^\circ$  upwards to the WNW (from the centre of the complex). Considering that the Mafra radial dike swarm centre is 7 km away from the studied dikes, a depth of 3,2 km for the magmatic chamber is estimated. The asymmetric pattern of the imbrication angles observed between north and south margin can be interpreted as a result of right lateral horizontal movement of the dike margins contemporaneous with the emplacement of the WNW-ENE trending dikes. In conclusion, it is implied that at the time of emplacement of the radial dike swarm of the Mafra complex the horizontal stress was not isotropic.

## References

- Moreira, M., Geoffroy, L. Pozzi, JP. (1999) Ecoulement magmatique dans les dykes du point chaud des Açores: étude préliminaire par anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) dans l'île de San Jorge. CR Acad. Sci. Paris, 329: 15-22.
- Nogueira, C.R., Moreira, M., Terrinha, P. e Kullberg, M.C. (2000) Fluxo magmático em filões do Complexo Intrusivo de Mafra: correlação de estudos magnéticos (ASM) e análise estrutural - primeiros resultados, 6ª Conf. Anual G. G. E. T. - Soc. Geol. Portugal, Évora 21-22 Outubro, pp. 16-20.
- Rock, N.M.S. (1982) The late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. Lithos, Vol. 15, pp. 111-131
- Tarling, D.H. e Hrouda, F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London.
- Wilson, R.C.L. (1988) Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. Rev. Soc. Geol. España, 1, (3-4): 393-407.

# **Fábricas magnéticas en el Triásico de la lámina de Bielsa (Pirineo Axial): ¿Indicadoras de distinto grado de deformación?**

## ***Magnetic fabrics in the Triassic of Bielsa thrust (Pyrenean Axial Zone): Indicators of different degree of deformation?***

Oliva-Urcia, B<sup>1</sup>; Pueyo, E. L.<sup>2</sup>; Casas, A. M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dep. Geodinámica Interna. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España, boliva@posta.unizar.es

<sup>2</sup> Gams Paläomagnetiklabor. Montanuniversität Leoben. A-8130 Frohnleiten Austria

EL Pirineo es una cadena asimétrica terciaria que se divide en cinco zonas estructurales: las cuencas de antepaís de Aquitania y del Ebro, la Zona Norpirenaica, la Zona Surpirenaica y la Zona Axial. La Zona Axial se caracteriza por el apilamiento antiformal de cabalgamientos de vergencia sur, involucrando a materiales paleozoicos (Séguret, 1972). Los materiales muestreados forman parte de la lámina de Bielsa. Esta lámina se encuentra limitada al norte por los cabalgamientos de Gavarnie y Millares, y al sur por el despegue de la cobertera mesozoico-terciaria. Involucra a materiales paleozoicos, al granito de Bielsa y a los materiales Triásicos. Gracias a estos últimos es posible definir la estructura interna de la lámina como una serie de pliegues, la mayoría de dirección N80E y N120E. Estos pliegues muestran vergencia norte en la parte sur, y vergencia sur en la parte norte del granito. Muestran longitudes de onda de 1,5 km y amplitudes máximas de 1 km. Algunos de ellos se pueden continuar cartográficamente a lo largo de 10 km.

Los materiales muestreados son lutitas y areniscas rojas del Triásico. La fábrica magnética es un indicador excelente para conocer el grado de deformación sufrido por los materiales (Graham 1966, Borradaile, 1987,1988) ya que es una técnica no destructiva y relativamente rápida para definir la petrofábrica. En este trabajo se ha realizado un estudio sistemático de las fábricas de las rocas triásicas con el fin de establecer una historia de deformación progresiva en la lámina de Bielsa. Los datos de fábricas magnéticas han sido interpretados y procesados por medio de:

- Orientación de los ejes del elipsoide magnético y su relación con los datos estructurales.
- La forma del elipsoide (diagrama de Flinn 1962).
- El grado de dispersión direccional de los tres ejes del elipsoide (diagrama de Woodcock 1977).

### **Métodos y aparatos**

Se han estudiado 190 especímenes distribuidos en 13 estaciones. Las estaciones se sitúan en posiciones estructurales diferentes. Se han tomado con una perforadora eléctrica y otra de gasolina. Se han medido meticulosamente todos los indicadores estructurales (estratificación, esquistoridad, indicadores cinemáticos). La susceptibilidad magnética se ha medido con un KLY-2 (Geophysika Brno Ltd.) utilizando el método de Jelinek (1977) en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Leoben (Gams, Austria). La mineralogía magnética corresponde predominantemente a hematites, pero no se descarta la aportación de filosilicatos de hierro en la fábrica.

### **Resultados**

Si asumimos que las orientaciones de los ejes del elipsoide magnético se relacionan con los ejes de deformación preferente de la roca, y teniendo en cuenta la posición estructural de cada estación, y la relación entre los datos estructurales ( $S_0$ - $S_1$ ), las fábricas estudiadas pueden ser clasificadas en función del grado creciente de deformación flexural, de la siguiente forma:

A) En las estaciones donde no se observa esquistosidad, la disminución de la anisotropía está relacionada con la disminución en el grado de agrupamiento de K min, dentro de la parte “cluster” del diagrama de Woodcock. El agrupamiento de K min se concentra en torno al polo de la estratificación.

B) Cuando la relación entre  $S_0$ -S es en torno a  $45^\circ$ , se puede decir también que la disminución de la anisotropía coincide con la disminución en el grado de agrupamiento de K min (en la parte “cluster” del diagrama de Woodcock). K min, en general, se agrupa en torno al polo de la esquistosidad, aunque se observa que se agrupa indistintamente en torno a la estratificación, seguramente debido al control litológico que existe sobre la fábrica.

C) Cuando la relación  $S_0$ - $S_1$  es en torno a  $25^\circ$  se observa lo mismo, una disminución de la anisotropía implica una disminución en el grado de agrupamiento de K min. En este caso aparece una estación especial, la única prolata. Donde hay agrupamiento de K min, éste se sitúa más próximo al polo de la estratificación o se intercambia con el de la esquistosidad.

D) Cuando la relación  $S_0$ - $S_1$  es en torno a  $15^\circ$ , la disminución de la anisotropía se corresponde con un aumento del agrupamiento de K min. Siendo el ángulo entre  $S_0$ - $S_1$  tan pequeño, es difícil precisar dónde se agrupa el K min, aunque el agrupamiento se aproxima al polo de  $S_0$ .

E) Charnela interna-externa de un sinclinal con vergencia sur. La charnela interna del sinclinal presenta un mayor agrupamiento de Kmin, pero es menos anisótropa que la charnela externa. En la charnela externa el agrupamiento de Kmin se acerca al polo de la esquistosidad, mientras que en la charnela interna se aproxima al polo de la estratificación, siendo que el ángulo entre  $S_0$ - $S_1$  es mayor de  $65^\circ$ .

## Conclusiones

Se concluye que es difícil establecer un patrón de deformación en el conjunto de las estaciones, aunque separando localizaciones según las relaciones estructurales de cada estación, es posible establecer relaciones entre la anisotropía del elipsoide y el grado de agrupamiento de K min.

## Agradecimientos

En primer lugar, a las personas que han colaborado en la extracción de las muestras: Teresa Román, Ruth Soto y Luis Cutanda. En segundo lugar al doctor Robert Scholger del laboratorio de la Universidad de Leoben. Y en tercer lugar a la beca de la D.G.A. y al fondo social de la C.A.I. sin las cuales no hubiera sido posible desarrollar este trabajo.

## References

- Borradaile, G. J. (1987) Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics* 138, 327-329.
- Borradaile, G. J. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1-20.
- Flinn, D. (1962). On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geol. Soc. London Quarterly Journal*, v 188, 385-433.
- Graham, J. W. (1966) Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. *Am. Geophys. Union Monogr.* 10, 627-648.
- Jelinek, V. (1977) The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika Brno*, 88pp.
- Séguret, M. (1972) Étude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Thèse Fac. Sc. de Montpellier. Sér. Geol. Struct*, n° 2, 155 pp.
- Woodcock, N. H. (1977) Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 1231-1236.

# **Aportación de la magnetotectónica a la validación de modelos tridimensionales de estructuras geológicas. Ejemplo en la cuenca eocena surpirenaica**

## ***Contribution of magnetotectonics to the validation of tridimensional models of geological structures. Example from the Eocene south pyrenean basin***

Oms, O.<sup>1</sup>; Babault, J.<sup>2</sup>; Dinarès-Turell, J.<sup>3</sup>; Rouby, D.<sup>2</sup>; Remacha, E.<sup>1</sup>; Eichenseer, H.<sup>5</sup>; Urreiztieta, M.<sup>1</sup>; Nalpas, T.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universitat Autònoma de Barcelona, Fac. Ciències (Geologia), 08193 Bellaterra, España, orioloms@minorisa.es

<sup>2</sup> Geosciences Rennes, CNRS, Campus de Beaulieu 35042 Rennes Cedex, Francia

<sup>3</sup> Istituto Nazionale di Geofísica, Via di Vigna Murata, 605, 00143 Roma, Italia

<sup>4</sup> TOTAL-FINA-ELF exploration & Production Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex, Francia

La reciente aplicación de técnicas de visualización tridimensional está facilitando en gran medida el trabajo con estructuras geológicas más o menos complejas, aportando grandes ventajas a su comprensión, reconstrucción y modelización. Sin embargo, la generación de un modelo coherente puede admitir varias soluciones. Esto hace que la elección de una u otra solución coherente necesite de una validación con un criterio independiente. En el presente caso, la magnetotectónica permite validar una interpretación basada en otras metodologías.

Se presenta el caso de una modelización (Babault et al, 2000) llevada a cabo en el Eoceno Surpirenaico con la finalidad de comprender la relación entre deformaciones sinsedimentarias y evolución de sistemas deltaicos a turbidíticos. A fin de conseguir tal propósito, se procedió a un análisis geológico detallado de la zona de estudio. La base de datos que ha permitido generar el modelo tridimensional consta de: (1) datos de superficie (cartografía geológica y buzamientos), (2) interpretación de líneas sísmicas, (3) cortes geológicos y (4) sondeos de exploración de hidrocarburos. Con todos estos datos se ha generado un modelo estructural tridimensional que fue integrado en un sistema numérico que permitió una cuantificación del campo de desplazamiento asociado a las estructuras principales utilizando técnicas tridimensionales de compensación (ver Rouby et al., 2000). Tales técnicas consisten en la reconstrucción a un estado indeformado de una superficie estratigráfica que actualmente encontramos en un estado deformado. La diferencia entre ambos estados proporciona el campo de desplazamientos finitos (acortamiento) y la rotación de los bloques.

El estudio magnetotectónico realizado para ser contrastado con la restauración tridimensional, parte de una serie de estaciones realizadas en la zona, que junto con otras existentes en los trabajos de Parés y Dinarès-Turell (1993) y Dinarès-Turell (1992), proporcionan una buena distribución de puntos con datos magnetotectónicos (rotaciones de eje vertical).

La comparación entre los valores de rotación obtenidos a partir de los dos criterios independientes utilizados (restauración tridimensional y magnetotectónica) permite observar una gran congruencia entre los dos grupos de resultados, lo cual permite validar la robustez del método y modelo tridimensionales.

### **Agradecimientos**

Esta investigación fue subvencionada por los proyectos ELF-EP 11890 y GenCat ITCTP98-14.

## Referencias

- Babault, J., Remacha, E., Rouby, D., Oms, O., de Urreiztieta, M., Dinarès-Turell, J., Eichensr, H. y Nalpas, T. (2000)** 3D Restoration of Ilerdian to Cuisian features across the Central Pyrenees (Campo-Ainsa area): implications on the Graus-Tremp basintectono-stratigraphic evolution. *Geotemas*, 2 (1): 33-36.
- Rouby, D., Xiao, H. y Suppe, J. (2000)** 3-D Restoration of Complexly Folded and Faulted Surfaces Using Multiple Unfolding Mechanisms. *AAPG Bull.*, 84 (6): 805-829.
- Parés, J.M. y Dinarès-Turell, J. (1993)** Magnetic Fabric in Two Sedimentary Rock-Types from the Southern Pyrenees. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 45: 193-205.
- Dinarès-Turell, J. (1992)** Paleomagnetisme a les unitats sudpirinenques superiors. Implicacions estructurals. *Tesis doctoral*, Universidad de Barcelona, 462 p.

# Paleomagnetic, geologic, paleontologic and archeologic investigations in the Guadix-Baza basin: state of the art

Oms, O.<sup>1</sup>; Garcés, M.<sup>2</sup>; Parés, J. M.<sup>3</sup>; Agustí, J.<sup>4</sup>; Toro, I.<sup>5</sup>; Martínez-Navarro, B.<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Universitat Autònoma de Barcelona, Fac. Ciències (Geologia), 08193 Bellaterra, Spain, orioloms@minorisa.es

<sup>2</sup> Serveis Científic-Tècnics, Laboratori de Paleomagnetisme (UB-CSIC-CIRIT), Institute of Earth Sciences J. Almera (CSIC), Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain

<sup>3</sup> Dept of Geological Sciences, University of Michigan, 2534 CC Little Building, Ann Arbor, MI 48109-1063, USA

<sup>4</sup> Institut Paleontologic 'M.Crusafont', Escola Industrial, 23, 08201, Sabadell, Spain

<sup>5</sup> Delegación Provincial de Cultura, Junta de Andalucía, Paseo de la Bomba, 11, 18008, Granada, Spain

<sup>6</sup> Orce research Project, Venta Micena, 74, 18858I, Orce, Spain

## Introduction

The Guadix-Baza basin is located in the Betic Ranges (Southern Spain) and covers a large extension (approximately 3000 km<sup>2</sup>). The Plio-Pleistocene continental sediments of the basin display thick sections with abundant paleontological sites in well exposed outcrops with horizontal bedding and scarce tectonics. Such sediments can clearly be differentiated belonging to either a proximal or distal paleogeographic domain. The alluvial Guadix formation (Viseras, 1991) and the lacustrine Baza formation are the most extensive within the proximal and distal domains, respectively, although the later domain also includes the lacustrine Gorafe-Huélago and Solana formations, restricted to the Guadix sub-basin (Vera, 1970). The stratigraphic study of the sedimentary formations (particularly in the north east of the basin) allows a high resolution physical frame for the Plio-Pleistocene faunal succession (see Oms et al., 2000). Paleontological and archaeological sites are mainly located in shallow lacustrine facies, that result from the paleo drainage pattern. Such pattern (Viseras, 1991) had three alluvial systems: a longitudinal one (following the basin axis) and two transversal ones (north and south derived). Most of the sites with large pleistocene mammals (some of them with lithic artefacts) are located in the Baza formation, close to the basin margin. This is the case for Venta Micena, Barranco León, Fuente Nueva III and Cúllar Baza. In the lacustrine Solana formation, the archeological and paleontological site of La Solana de Zamborino is found. Apart from the basin fluvio-lacustrine fill, the karstic ranges bounding the Guadix-Baza depression host important Pliocene-to present day cave-fill sites (Moreda, Píñar, Cueva Horá etc.).

## Magnetostratigraphy

Up to ten different stratigraphic sections have been paleomagnetically studied: Galera (Garcés et al., 1996), Cortes Baza (Oms et al., 1994), Fuente Nueva 1 (Oms et al., 1996), Orce (Agustí et al., 1996; Oms, 1998), Zújar (Oms et al., 1999), Cúllar (Agustí et al., 1999), Fuentenueva 3 and Barranco León (Oms et al., 2000) and Barranco de los Conejos, Venta Micena and others (Oms, 1998). All these sections encompass more than 600 meters. Standard paleomagnetic procedures have been systematically applied to more than 1000 samples, including stepwise thermal or alternating field demagnetization, use of mean fisherian directions and Virtual Geomagnetic Polar (VGP) latitudes for establishing the corresponding magnetic polarity. As a result, a quasi continuous record from the Early Pliocene (~ 4.5 Ma, Gibert Chron.) to the Middle Pleistocene (~0.5 Ma, Brunhes Chron) has been achieved. The temporal constraint has allowed to refinements of the European mammal chronology as well as to date some critical archaeological sites.

## References

Agustí, J., Oms, O., Garcés, M. and Parés, J.M. (1997) Calibration of the late Pliocene-early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza Basin (Southeastern Spain). *Quat. Int.*, 40, 93-100.

- Fernández, J., Soria, J. and Viseras, C. (1996) Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base-level changes. In: *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (Ed. By P.F. Friend and C.J. Dabrio), pp. 353-365. Cambridge Univ. Press, Cambridge
- Garcés, M., Agustí, J. and Parés, J.M. (1997) Late Pliocene Continental Chronology from the Guadix-Baza basin (Betics, Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146: 677-687.
- Oms, O. (1998) Magnetoestratigrafia i litoestratigrafia a la conca de Guadix-Baza i altres punts del Neògen continental de les Serralades Bètiques. *Ph D thesis*. Departament de Geologia (Unitat d'Estratigrafia) Universitat Autònoma de Barcelona. 210 pp.
- Oms, O., Agustí, J., Gabàs, M. and Anadón, P. (2000) Lithostratigraphical correlation of micromammal sites and biostratigraphy of the Upper Pliocene to Lower Pleistocene in the Northeast Guadix-Baza Basin (southern Spain). *Jour. Quat. Sci.*, 15 (1): 43-50.
- Oms, O., Dinarès-Turell, J. and Parés, J.M. (1996) Resultados paleomagnéticos iniciales de la sección plio-pleistocena de Fuente Nueva (Cuenca de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 89-95.
- Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M., Agustí, J., Anadón, P. and Julià, R. (1994) Magnetostratigraphic characterization of a thick Lower Pleistocene lacustrine sequence from the Baza Basin (Betic Chain, Southern Spain). *Phy. Earth Planet. Inter.*, 85, 173-180.
- Oms, O., Parés, J.M., Martínez-Navarro, B., Agustí, J., Toro, I., Martínez-Fernández, G. and Turq, A. (2000) Early human occupation of Western Europe: Paleomagnetic dates for two paleolithic sites in Spain. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 97: 10666-10670.
- Soria, J.M., Viseras, C. and Fernández, J. (1998) Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geol. Mag.*, 135, 565-574.
- Vera, J.A. (1970) Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza, *Bol. Geol. Min.* 84, 429-462.
- Viseras, C. (1991) Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). *Ph D thesis* Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada and Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. 327 pp.

# Resultados paleomagnéticos preliminares de un sondeo del Mediterráneo occidental

## *Preliminary paleomagnetic results of a core from the western Mediterranean sea*

Oms, O.<sup>1</sup>; Parés, J. M.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universitat Autònoma de Barcelona, Fac. Ciències (Geologia), 08193 Bellaterra, España, orioloms@minorisa.es

<sup>2</sup> Department of Geological Sciences, University of Michigan, 2534 CC Little Building, Ann Arbor, MI 48109-1063, USA

Los estudios de variaciones seculares están generalmente realizados en *gravity cores* de sedimentos blandos semiconsolidados muestreados en fondos lacustres o marinos. De los mejores resultados se obtienen las curvas de referencia a las cuales se correlacionan registros más fragmentarios. El gravity core estudiado presentaba una longitud de poco más de 4 m. La mayor parte del muestreo fue realizado por miembros del Instituto de Ciencias del Mar (CSIC, Barcelona) en el transcurso de una expedición. El muestreo consistió en, una vez cortado longitudinalmente el testigo, insertar cajitas de plástico (cúbicas y con aristas de 2 cm) en el sedimento semiconsolidado. El muestreo se realizó de tal modo que no hubiera ningún intervalo sin muestrear. Un total de 204 especímenes fueron recogidos y analizados. El trabajo de laboratorio (realizado en el laboratorio de paleomagnetismo de la UB-ICT “Jaume Almera” del CSIC) consistió en la medición de los siguientes parámetros de las muestras: susceptibilidad magnética, magnetización remanente natural (MRN) y magnetización remanente después de la desmagnetización obtenida tras la aplicación de campos alternos. La medición de la remanencia fue efectuada con el magnetómetro criogénico triaxial. La susceptibilidad se midió con el susceptibilímetro KLY-2 y la desmagnetización se llevó a cabo con el desmagnetizador TSD-1. A fin de caracterizar la variación de la remanencia magnética desde la temperatura ambiente hasta el estado completo de desmagnetización (intensidad cero) se realizaron pruebas piloto (Ver Figura 1). Estas pruebas consistieron en la desmagnetización escalonada (26 pasos) por campos alternos desde el estado de MRN hasta 0,1 T (tesla). Según los resultados de las pruebas piloto, la intensidad de la Magnetización Remanente Natural y la susceptibilidad se determinó un campo de desbloqueo único a aplicar a las muestras. Estas fueron agrupadas en tres categorías según el campo alterno que se les aplicaría: 200, 350 y 500 Oe (Oersted). Los resultados iniciales de susceptibilidad oscilan entre 100 y 1300  $\times 10^{-6}$  SI. Entre las profundidades de -200 y -300 cm se observa un marcado decrecimiento de la susceptibilidad. Tales oscilaciones marcadas de susceptibilidad son muchas veces interpretadas como debidas a un cambio climático (mayor generación de carbonato que conllevaría una disminución relativa de la susceptibilidad total del sedimento). Por lo que respecta a los valores de la intensidad de la magnetización remanente natural, se observan dos poblaciones de valores: las cercanas a 0.1 mA/m y las cercanas a 10 mA/m. A grandes rasgos se observa una correlación desigual entre las oscilaciones de susceptibilidad y de intensidad de la MRN. De las pruebas piloto realizadas se deduce una desmagnetización escalonada muy estable y progresiva. Es importante hacer notar la práctica inexistencia de componentes viscosas (se han descrito adquisiciones durante el almacenamiento etc.) tanto en los especímenes muestreados en el mar como en tierra. Es importante destacar la inexistencia de correlación entre las oscilaciones de susceptibilidad-intensidad y la de los parámetros angulares del campo paleomagnético registrado. Es decir, la inclinación no varía según la susceptibilidad o intensidad. De los resultados obtenidos de la remanencia magnética solo se presentan las variaciones de inclinación. Los de declinación se han omitido por estar el sondeo cortado en varios segmentos de los cuales no se puede reconstruir la rotación relativa. Las oscilaciones que se obtienen después de la desmagnetización es muy parecida a la obtenida en la MRN. Es de destacar la dispersión que se observa en ambos casos entre las profundidades -200 y -300 (intervalo de baja intensidad y susceptibilidad). A modo de conclusiones podemos establecer que: (1) Los sedimentos analizados presentan unas condiciones idóneas para su estudio paleomagnético (de ellos se podría, incluso,

obtener una curva de referencia). Quedaría por ver su respuesta a estudios de paleointensidades. (2) Se observa una marcada oscilación de la intensidad de la magnetización y de la susceptibilidad. Estas variaciones no son coincidentes con las del paleocampo. A la variación de la susceptibilidad se le podría atribuir un origen climático. (3) Se podría obtener una correlación con las escalas cronológicas estándar de variación secular (curvas de referencia) si los datos obtenidos tuviesen algún tipo de calibración (dataciones absolutas). (4) Los datos obtenidos también se podrían utilizar como criterio de correlación entre distintos sondeos (tanto a partir de los parámetros de variación secular como los de oscilación de la intensidad y susceptibilidad). (5) En un eventual estudio futuro sería recomendable un muestreo que permitiera obtener una declinación corregida a fin de mejorar la calidad de unos datos ya de por sí excelentes.

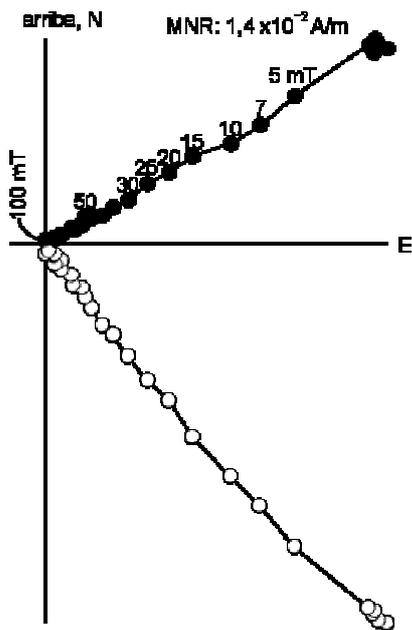


Fig. 1. Ejemplo de gráfico ortogonal piloto de desmagnetización.

# Primeros datos magnetoestratigráficos del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro)

## *First magnetostratigraphic data of the Miocene of Sierra de Alcubierre (Central sector of the Ebro Basin)*

Pérez-Rivarés, F. J. <sup>1</sup>; Garcés, M. <sup>2</sup>; Arenas, C. <sup>1</sup>, Pardo, G. <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza,

Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain, Tel.: 34-976-761080, E-mail: perezriv@posta.unizar.es

<sup>2</sup> Laboratori de Paleomagnetisme, Institut de Ciències de La Terra, CSIC- Universitat de Barcelona

Lluís Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, Spain, Tel.: 930495410, E-mail: garces@natura.geo.ub.es

En la sucesión terciaria de la Sierra de Alcubierre (622 m) se definieron tres unidades tectosedimentarias:  $N_1=T_5$ ,  $N_2=T_6$  y  $N_3=T_7$  (Arenas, 1993), a las que se asignó una edad Ageniense-Aragoniense Inferior, Aragoniense Medio-Aragoniense Superior y Aragoniense Superior-Vallesiense respectivamente por correlación con otras áreas de la Cuenca del Ebro donde existen dataciones paleontológicas. En esta sucesión de materiales continentales horizontales sólo existe una localidad con restos fósiles de mamíferos (San Caprasio) atribuidos al Aragoniense Superior, MN8-MN9 (Agustí *et al.*, 1994). La serie de Albalatillo incluye un nivel ceolítico proveniente de cenizas volcánicas. En áreas próximas se han datado radiométricamente niveles similares, asignándoles una edad de  $19,3 \pm 0,7$  Ma (Odin *et al.*, 1997).

Se han estudiado tres series locales correlacionadas (Fig.1) en las que se han muestreado 725 estaciones con un espaciado medio de 1 m. Se han desmagnetizado más de 800 especímenes de los cuales se ha podido aislar y calcular la dirección de la componente característica en 717 casos. Los especímenes se han desmagnetizado térmicamente. Los experimentos de IRM indican la presencia de magnetita y hematites como minerales portadores principales. Para la obtención de la ChRM se ha usado un magnetómetro criogénico de SQUID de triple eje GM400. Todos los equipos utilizados pertenecen al Laboratori de Paleomagnetisme del Institut de Ciències de La Terra "Jaume Almera" (UB-CIRIT-CSIC).

La correlación con la GPTS (Fig.1) indica que la sedimentación de la serie comienza después del inicio del cron C6Ar.2 (21,7 Ma) y finaliza antes de alcanzar el final del cron C5ABn (13,3 Ma), lo que implica una duración mínima de alrededor de 7 Ma, abarcando parte del Mioceno Inferior y Medio. La Magnetocronología nos permite determinar los límites temporales de las UTS establecidas:  $T_5$  21,2 a 16,4 Ma,  $T_6$  16,4 a 14,4 Ma y  $T_7$  14,4 a 13,1 (fin de afloramiento). Se ha podido ajustar la localidad de restos de vertebrados de San Caprasio en el cron C5ABr, en la MN6. También se ha situado el episodio de cenizas volcánicas de la serie de Albalatillo en el cron C6r, asignándole una edad aproximada de 20,4 Ma. Se ha calculado una tasa de sedimentación (sedimento compactado) ligeramente superior a 10 cm/Ka para los depósitos detríticos aluviales del comienzo de la  $T_5$  y de la  $T_7$ , y ligeramente inferior a 7 cm/Ka para los depósitos carbonatados lacustres de las unidades  $T_5$  y  $T_6$ . Además, el control temporal establecido permitirá realizar estudios de periodicidad sedimentaria en los depósitos citados.

### Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto PB97-0882-C03-02 de la DGES

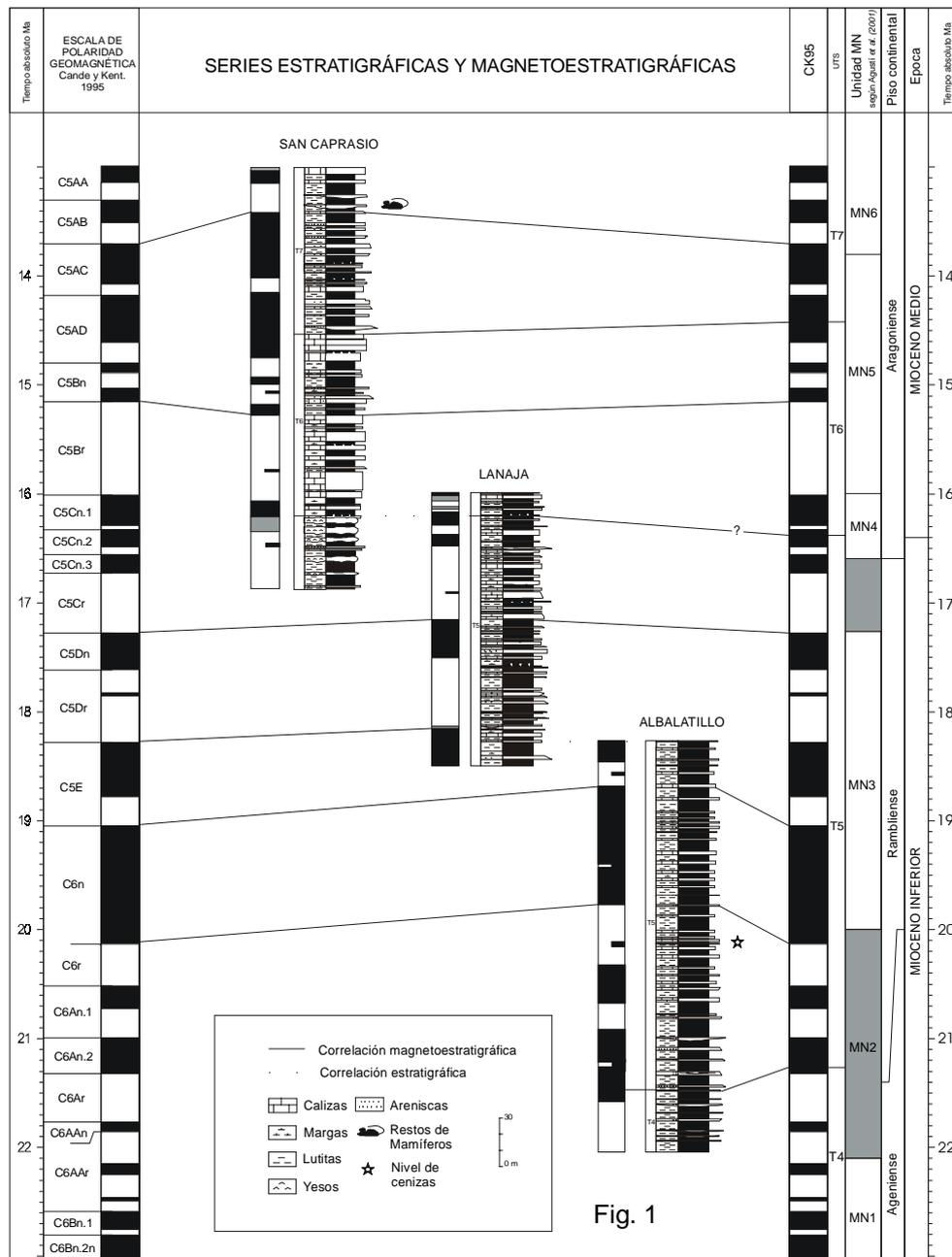


Fig. 1. Correlación magnetoestratigráfica de las sucesiones del Mioceno de la Sierra de Alcubierre.

## Referencias

- Agustí, J., Arenas, C., Cabrera, L., y Pardo, G. (1994) Characterisation of the latest Aragonian - Early Vallesian (Late Miocene) in the Central Ebro Basin (NE Spain). *Scripta Geol.* 106, 1-10.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O., y Parés, J. M. (2001) A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth Sci. Rev.* 52, 247-260.
- Arenas, C. (1993) *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, Zaragoza. 858 pp
- Cande, S., y Kent, D. (1995) Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093-6095 .
- Odin, G. S., Cuenca, G., Canudo, J. L., Cosca, M., y Lago, M. (1997) Biostratigraphy and geochronology of a Miocene continental volcanoclastic layer from the Ebro basin, Spain. En: *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*, A. Montanary, G. S. Odin, and R. Coccioni, eds., Elsevier Science B.V., 297-310.

# Detección de rotaciones aparentes en sistemas de pliegues y cabalgamientos a partir de la distribución espacial de ejes de rotación finita

## *Spatial distribution of net tectonic rotation axes and the detection of apparent rotations in paleomagnetic analysis of fold and thrust belts.*

Pueyo, E. L.<sup>1,2,\*</sup>

<sup>1</sup> Geol. Estructural. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, Spain. unaim@posta.unizar.es

<sup>2</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo. Institut Ciencies de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, Spain

\* Paleomagnetic lab. Inst. of Geophysics. Montanuniversität Leoben. Gams 45, Austria. pueyo@unileoben.ac.at

La restitución de planos de estratificación ( $S_0$ ) y sus correspondientes vectores del sistema de coordenadas geográfico (*in situ*) al sistema de coordenadas estratigráfico (*ancient coordinate system*) es una pieza clave del tratamiento de los datos paleomagnéticos de la que se derivan importantes implicaciones tales como la edad de la magnetización, la magnitud de rotación, etc... Habitualmente dicha restitución se realiza por medio de la denominada corrección de capa (CC, *bedding correction*) que presupone que la actual disposición de las capas se debe a un basculamiento alrededor de la dirección (línea horizontal que representa la intersección entre el plano horizontal y el plano considerado) tantos grados como sea la magnitud del buzamiento. Dicha suposición no es necesariamente cierta en aquellos contextos en los que la deformación finita (disposición observada de líneas y planos; *in situ*) se deba a la actuación de diversos ejes de deformación (v.g. plegamiento, desplazamiento diferencial, basculamiento, etc...). Un sistema de pliegues y cabalgamientos (SPC) es la respuesta geométrico-cinemático-mecánica de las rocas situadas en un ambiente geodinámico de convergencia. Las estructuras observadas en estos sistemas serán debidas a la interacción espacio-temporal entre la anisotropía de las rocas y el campo de esfuerzos al que están sometidas, siendo comunes estructuras complejas generadas por la interacción de diversos ejes de deformación no coaxial (v.g. pliegues con inmersión, pliegues superpuestos, pliegues forzados, pliegues cónicos, etc...). Dichos sistemas son objeto habitual de análisis paleomagnéticos y la restitución de los datos debería seguir el orden inverso de los procesos de deformación acaecidos y basarse en un conocimiento detallado de la geometría y cinemática de las estructuras. La aplicación de la corrección de capa en estos casos prodrá producir errores (*apparent rotations s.l.*) en la lectura de los datos paleomagnéticos. En este trabajo se ofrece un método sencillo para la detección de este tipo de errores especialmente en aquellos casos en los que se desconoce en detalle la geometría y la evolución cinemática de la zona estudiada.

**Definiciones:** Dado un polo de  $S_0$  y un vector paleomagnético obtenidos en el estado deformado ( $p_f$  y  $m_f$ ) de las que se conoce su orientación en el estado no deformado, es decir, el polo de  $S_0$  vertical y la dirección de referencia paleomagnética para esa edad y placa ( $p_0$  y  $m_0$ ), se define **rotación finita** (*net tectonic rotation*; MacDonald, 1980) como la rotación única que relaciona ambos estados (ambos pares de vectores). **Eje de rotación finita** (ERF, *net tectonic rotation axis*) es la orientación del eje (azimut e inmersión) y la magnitud de giro ( $\theta$ ) capaces de producir la rotación finita. La orientación de los ERF se puede calcular gráfica (MacDonald, 1980) o numéricamente (Weinberger et al., 1995). Cuando una estación paleomagnética se encuentre en una posición estructural que haya sido afectada por más de un eje de deformación (de orientación y magnitud cualesquiera), la corrección de capa producirá un error en la lectura (**rotación aparente** [ $\psi$ ], MacDonald, 1980), ya que dicha corrección no representa la secuencia inversa de los procesos de deformación. Sin embargo dicha rotación aparente (*s.l.*) aparecerá tanto en contextos de superposición de rotaciones no coaxiales de eje horizontal como en contextos generados por la actuación de ejes de rotación vertical, por este motivo se puede dividir a su vez en:  $\psi = \delta + \beta$  (Pueyo, 2000). **Rotación Espúria** ( $\delta$ ): Es el error obtenido tras realizar la CC en posiciones que han sufrido más de una rotación de eje horizontal (v.g. plegamiento +

basculamiento). Se debe a un incorrecto proceso de restitución. Su valor depende de la posición estructural y es función dependiente de la dirección de la capa y de su buzamiento, por lo tanto produce interpretaciones erróneas en el diagrama del *oroclinal bending*. Puede afectar al resultado del test del pliegue y es un error que debe ser detectado y eliminado, si bien su existencia nos informa acerca de procesos geométrico-cinemáticos que no habían sido considerados. Rotación Vertical ( $\beta$ ): En SPC es, en la mayoría de los casos, debida a la acomodación de gradientes de acortamiento perpendiculares a la dirección de transporte de los mantos de cabalgamiento o al juego de estructuras laterales (v.g. fallas direccionales) y suele ser el objeto de investigación paleomagnética. Su existencia no interfiere en la edad de adquisición deducida por medio del test del pliegue y es independiente de la posición estructural.

### **Detección de Rotaciones aparentes**

La distribución espacial de los ERF se puede utilizar como un método sencillo y rápido para discernir si la rotación aparente observada es espúria, vertical o una combinación de ambas. La única premisa del método es que debe ser aplicado a un conjunto de datos (planos de So y vectores paleomagnéticos con referencia fiable) pertenecientes a un pliegue discreto (de cualquier escala) que haya sido muestreado en, al menos, 3 posiciones con buzamientos diversos y claramente diferenciados. Para cada una de las posiciones estudiadas (estaciones) calcularemos sus correspondientes ejes de rotación finita (ver ejemplos también en Bates, 1989 y Reidel et al., 1984) con el fin de observar el tipo de distribución en proyección estereográfica. Las posibles distribuciones son:

1) Todos los ERF's son horizontales y coincidentes: No existe ni rotación aparente ( $\psi=0$ ), ni rotación vertical ( $\beta=0$ ) la corrección de capa es apropiada.

2) Los ERF's se dispersan a lo largo de una ciclográfica cuyo buzamiento es vertical: toda la rotación aparente será la componente de rotación vertical;  $\psi = \beta$ . ( $\delta=0$ ), la corrección de capa también es apropiada y el valor de  $\psi$  no depende de la posición estructural

3) Los ERF's se dispersan a lo largo de una plano inclinado cuyo buzamiento es  $\neq 0^\circ$  y  $\neq 90^\circ$ , la rotación aparente estará compuesta por rotación espúria y quizás por rotación de eje vertical;  $\psi = \delta [+ \beta]$ . La corrección de capa no es apropiada y el valor de  $\psi$  depende de la posición estructural (*apparent oroclinal bending*). El resultado de la prueba del pliegue no es fiable (remagnetización sintectónica sospechosa en la mayoría de los casos). Para discernir el verdadero valor de  $\beta$  (caso que exista) tendremos que realizar la correcta restitución a partir de un conocimiento detallado de la geometría y su evolución cinemática.

### **Agradecimientos**

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del proyecto PB97-0997 DGES y a una beca predoctoral del M.E.C.

### **Referencias**

- Bates, M.P., 1989. Palaeomagnetic evidence for rotations and deformation in the Nogueras Zone, central southern Pyrenees, Spain. *J. Geol. Soc. London* 146, 459-476.
- MacDonald, W. D. , 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetism studies. *J. Geophys. Res.*, 85, 3659-3669.
- 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.
- Reidel, S. P., Scott, G. R., Bazard, D. R., Cross, R. W., Dick, B., 1984. Post-12 million year clockwise rotation in the Central Columbia Plateau, Washington. *Tectonics*, 3, 251-273.
- Weinberger, R.; Agnon, A.; Ron, H.; Garfunkel, Z., 1995. Rotation about an inclined axis: three dimensional matrices for reconstructing paleomagnetic and structural data. *Jour. Struc. Geol.*, 17, 6, 777-782.

## Sampling, transportation and magnetic-free consolidation of extremely soft sediments for paleomagnetic purposes: a successful "recipe"

Pueyo, E. L.<sup>1,2</sup>; Garcés, M.<sup>3</sup>; Mauritsch, H. J.<sup>1</sup>; Lewis, C.<sup>4</sup>; Scholger, R.<sup>1</sup>; Sancho, C.<sup>2</sup>; Molina, R.<sup>5</sup>; Larrasoaña, J. C.<sup>6</sup>; Parés, J. M.<sup>7</sup>; Pocoví, A.<sup>2</sup>; Muñoz, A.<sup>2</sup>; Millán, H.<sup>2</sup>; Laplana, C.<sup>2</sup>; Valero, B.<sup>8</sup>

<sup>1</sup> Paleomagnetic Lab. Inst. of Geophysics. Montanuniversität Leoben. Gams 45, A-8130, Austria. pueyo@unileoben.ac.at

<sup>2</sup> Dpto. Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza, Pz\ S. Francisco s/n, Z-50009, Spain

<sup>3</sup> Lab. de Paleomagnetismo. I. C. T. "Jaume Almera", CSIC, C\ Solé i Sabarís s/n. Barcelona, Spain

<sup>4</sup> Los Alamos National Laboratory. Los Alamos, New Mexico, USA

<sup>5</sup> Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Juriquilla, Queretero, Mexico

<sup>6</sup> Southampton Oceanography Centre, Univ., of Southampton. European Way, SO14 3ZH, UK

<sup>7</sup> Dept of Geol. Sci. Univ. of Michigan, 2534 C.C. Little Building, Ann Arbor, MI, USA

<sup>8</sup> Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Cartuja de Aula Dei s/n, Zaragoza, Spain

It is almost impossible, even with regular drilling machines working at very low revolutions per minute, to obtain paleomagnetic oriented cores in soft materials. When it is mandatory to sample in this kind of sediments, the first approach is the use of non-magnetic boxes. They can easily be stuck (by hand or with the help of a penknife) in the outcrop surface, this is a fast procedure. The problem arises when high unblocking-temperature magnetic carriers are present in the sediment and then thermal demagnetization is needed, because the boxes melt at relative low temperatures (150-250°C). In these cases, another choice consists in the consolidation of the sediment and the removal of the box, but this is an efficient time-consuming procedure. A second approach is the use of outcrop strengtheners (silicic acid ethyl ester) but this is also time-consuming and the chemicals are toxic or polluting. A third approach is the use of non-magnetic soft material extractors (sophisticated "cork-screwdrivers"). There are almost one model per laboratory and there are also many tricks to improve the sampling procedure. Our experience during the last years in different projects in NE Spain (Villarroya basin, Quaternary Cinca Terraces, Almonacid de la Cuba Roman dump filling, etc...) and in the Alpine system (Miocene basins) has allowed the progressive improvement of a successful "recipe" for those cases in which the thermal demagnetization is needed. In this contribution we present a listing of procedures, tricks, field tools, consolidants, etc... which have helped us in the acquisition of a reasonable set of long cores (3-4 standard specimens each) in a moderate lapse of time.

**1) Sampling.** Better results are obtained when sampling after (or during) a rainy day, sediments are wet they are much more compact and stable. A second choice is to **water** the outcrop, but long cores will need much water and time (depending on the capilarity and porosity of the sediments). **Aluminium bars** (about 1 m length) consist in a guide with levels and length marks that are fixed to the outcrop. They have a mobile holder (for regular core-extractors or boxes). The original design, by the people of Leoben (Gams pmag. lab.), was thought to increase the accuracy of the orientation of set of samples in detailed profiles. **Extractors** consist in a home-made tool with 4 components: 1) A cylinder made from stainless steel that will penetrate the sediment and will hold the sample. 2) A head (made of bronze) that will be fixed to the cylinder in its outer side, and will have a wider outer face to allow a comfortable hitting of the extractor into the outcrop. 3) A bolt for the assembling of the cylinder and the head. The thicker and more robust the bolt is, the weaker the deformation suffered by the pieces during hitting will be. Cylinder and head should be independent pieces to take easily out from the sample. 4) A bracelet (handcuff), able to be screwed in the outer face of the head, will help to remove the extractor after the complete penetration. Before sampling it is desirable to clean the outcrop and to prepare a clear and flat pseudo-vertical face. Two people are the best team; one holds the extractor in its original orientation and the other hits the outer face of the head, as fewer times as possible, with a plastic or rubber hammer. The penetration itself is considerable better if the internal

part of the cylinder is covered with a layer of non-magnetic grease (Vaseline, petroleum jelly). **Cylinder sample extractor.** Some people use two hemicylinders instead of one-piece cylinder, so there is no problem when separating the sample from the extractor. However, they tend to open during the penetration and this deforms the sample. With one-piece cylinder the problem arises when we want to take out the sample from the cylinder. We developed a simple tool that is fixed to the outer side of the cylinder and facilitates the extraction. This device consists in a screwing pusher (piston) which pushes out the sample through out the internal side of the cylinder (sharp one) without rotating the sample. The rotation is avoided because there is a lost and thin (standard diameter) piece between the sample (external face) and the pusher (piston).

**2) Orientation:** Once the extractor (cylinder plus head fixed with the bolt) is inside the outcrop we have the first chance to orient the sample. The outer face of the head, which should be perpendicular to the cylinder axes, can be oriented with a regular geologist compass. Besides we should find (with the help of the compass-horizontal level) the uppermost part of the cylinder (orientation line) and mark it in the head with a regular marker. This is the more accurate orientation we can measure. The second option is to use a standard paleomagnetic orientator device after we have taken out the set. Because the sample hole is usually deformed during sampling, this method is less accurate.

**3) Labelling:** Many markers fail because the sediment is very wet and greasy. Sample label and orientation line can be achieved with the help of a penknife, this will be permanent. The orientation line can be drawn when we are removing the sample from the cylinder with the help of the "cylinder extractor" and then double check that there is not rotation of the sample.

**4) Packing for transportation:** The first step is to wrap the samples with plastic, preventing them from . This will avoid the dryness (and destruction) of the sample and will be useful like hit absorbent. The second step is to shelter them with the help of two aluminium hemicylinder protectors fastened with regular tape. These will allow a quick opening and a safe refuge for transportation. Some species of common european reeds (*Arundo donax*, Linneo), are available in many areas and they can be used instead of the aluminium hemicylinders. Considering the fragility of these kind of material, a personal and careful carrying (avoiding magnetic fields, like laudspeakers, etc...) during transportation (especially in planes) will be preferred.

**5) Storage:** If we have to store the cores before consolidation it will be better to place them in a cold zero-field. These two conditions are hard to find together, then it will be preferred to store the cores in a fridge controlling their orientation with respect to the local magnetic field.

**6) Consolidation and cutting:** Water glass (sodium silicate) is a regular liquid (gel), non magnetic (depends on the quality) consolidant. We have checked that, a fast immersion of the sample (10 seconds) right after unwrapping will harden the outer surface. Better results are obtained if the water glass is dissolved with distillate water (50-50), because this will facilitate the penetration of the liquid (1mm) without using vacuum devises (which can destroy the internal fabric and the original magnetic signal). For safety reasons it is better to let them dry in a zero-field environment (one night). Blotting paper can be used at the bottom of the samples to speed up the process. This hardness is enough to allow the cutting. For the cutting it is better to use a regular non-magnetic saw without water. The samples are soft enough to do that and they will not survive another contact with water. If the samples are extremely weak (but they have survived up to this point) a second step of consolidation can be done: a) dropping a second time the samples in sodium silicate or, b) and much better, using aluminium cement. Most of the samples will survive any laboratory essay with a thin layer (all around) of this non-magnetic glue. This consolidant is also very useful to full fill empty spaces and to seal the plastic boxes.

# Datos paleomagnéticos preliminares de las unidades cabalgantes de Gavarnie y Larra (Sierras Interiores, Pirineo Aragonés): Implicaciones tectónicas

## *Preliminary paleomagnetic data from the Gavarnie and Larra nappes (Sierras Interiores, Aragonian Pyrenees): Tectonic implications*

Pueyo, E. L.<sup>1,2,\*</sup>; Larrasoña, J. C.<sup>1,\*\*</sup>; Oliva, B.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo. Institut Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, Spain, unaim@posta.unizar.es

<sup>2</sup> Geol. Estructural. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, Spain

\* Paleomagnetic lab. Inst. of Geophysics. Montanuniversität Leoben. Gams 45, Austria. pueyo@unileoben.ac.at

\*\* Southampton Oceanography Centre, Univ. of Southampton. European Way, Southampton SO14 3ZH, UK

El Pirineo Meridional ha sido objeto, durante los últimos años, de un intensivo análisis desde el punto de vista paleomagnético. Las investigaciones llevadas a cabo, aún siendo diversas y de diferente magnitud, se han concentrado en dos objetivos básicos: la datación de los materiales sintectónicos en las cuencas de Ainsa (Bentham, 1992) y de Jaca (Hogan, 1993), entre otras, o en la caracterización de rotaciones asociadas al emplazamiento de las unidades cabalgantes. La mayoría de estos trabajos dejan patente la existencia de gradientes de acortamiento despreciables en las principales unidades frontales (rotaciones no significativas; Dinarés, 1992 en la Unidad Central Surpirenaica; Larrasoña, 2000 en la zona de enlace entre el Pirineo Central y Occidental). También existen rotaciones importantes (más de 50°) asociadas a “efectos de borde” en cabalgamientos laterales o en algunos sistemas frontales (Dinarés, 1992 en Boltaña; Pueyo, 2000 en las Sierras Exteriores), así como en zonas de estructura compleja (Bates, 1989 en la Unidad de Nogueras). Sin embargo en el sector aragonés se han detectado rotaciones significativas medias, de unos 15° en sentido horario, en el límite entre las cuencas molásica y turbidítica de Jaca inmediatamente al Sur de las Sierras Interiores, entre la Sierra de Leyre (por el W) y el anticlinal del Basa (por el E) (Pueyo, 2000). Esta rotación, que no parece ser un “efecto de borde” y que está bien caracterizada, resulta ambigua ya que, por una lado, se correlaciona perfectamente con las diferencias de acortamiento estimadas por algunos autores en diferentes posiciones a lo largo de la cadena pirenaica: 147-165km en la transversal del ECORS (Muñoz, 1992; Fitzgerald et al., 1999); 103 km en la transversal de Cotiella (Martínez Peña y Casas, 2001); 80 km de la transversal de Ansó en la posición más Occidental (Teixel, 1998). Por otra parte, y aunque esta hipótesis esta por confirmar, dichas diferencias de acortamiento entre Europa e Iberia podrían implicar una rotación relativa de ambas placas. Las Sierras Interiores del Pirineo Meridional Centro-Occidental (sector aragonés) son una estrecha pero ininterrumpida alineación de relieves calcáreos que se extiende desde el valle del Roncal en Navarra hasta más al Este del meridiano del río Cinqueta al Norte del Macizo de Cotiella. El elevado afloramiento (de hasta 3300 m.) de la secuencia mesozoico-terciaria en este sector contrasta con la profundidad de la serie (~ -5000 m., deducida a partir de cortes geológicos Teixel, 1992; Millán, 1996) bajo la Cuenca molásica de Jaca o los afloramientos más meridionales de Sierras Exteriores (Tozal de Guara; 2200 m), y refleja el apilamiento de mantos de zócalo de vergencia Sur de la Zona Axial sobre los que se asientan discordantes o cabalgantes los elementos de cobertera de las unidades de Gavarnie o Larra. Dicho apilamiento presenta una moderada (hasta 15°) inmersión hacia el Oeste en la terminación periclinal del afloramiento de rocas paleozoicas (Teixel, 1992). A pesar del gran número de puntos de control paleomagnético existentes, en algunas unidades clave del Pirineo Centro-Occidental (Gavarnie, Larra, Monte Perdido y Cotiella entre otras) no existe control preciso (paleomagnético) sobre el gradiente de acortamiento (rotación) asociado a su emplazamiento. El control de estas unidades es imprescindible para comprender la

evolución geodinámica de la colisión entre Iberia y Europa y la estructuración lateral de los sistemas de mantos pirenaicos. Por este motivo se realizó una campaña piloto en los materiales mesozoico-terciarios de las unidades de Gavarnie y Larra con el fin de evaluar la calidad de la señal magnética de las rocas aflorantes y realizar, en función de los resultados, un estudio más intenso que ha sido iniciado recientemente.

### **Datos paleomagnéticos**

Se han realizado 19 estaciones de muestreo. Cada estación consiste en unos 10 testigos distribuidos en unos 3-4 m. de columna estratigráfica (en algunos casos se muestrearon bloques orientados por la inaccesibilidad de los afloramientos). Estos puntos de control cubren la casi totalidad de la columna estratigráfica aflorante en las Sierras Interiores, que, de muro a techo, es: varias facies de la base del Cretácico sup. (Coniaciense-Santonense), Margas de Zuriza y Arenisca de la Tuca Blanca (Campaniense-Maestrichtiense), Arenisca de Marboré (Maestrichtiense) y la Caliza con Algas (Thanetiense). Geográficamente, los puntos de control se sitúan entre el Valle de Aso Veral (Ansó) por el Oeste y el Cinqueta (Chistao) al Este. Desde el punto de vista estructural las estaciones se encuentran en dos unidades diferenciadas: 1) materiales inmediatamente discordantes sobre el Paleozoico y por debajo del nivel de despegue Cretácico (Margas de Zuriza, localmente Arenisca de Marboré); Unidad de Gavarnie. 2) Por encima del nivel de despegue; Unidad de Larra. Esta distribución ha tratado, igualmente, de controlar cambios en los valores de rotación a lo largo de los frentes de las dos unidades. Todas las litologías muestreadas, excepto la caliza con Algas Thanetiense, han dado excelentes resultados. Las desmagnetizaciones térmicas detalladas (intervalos de 25-50°C) han permitido aislar 2 componentes de interés geológico: 1) Una componente con dos polaridades antiparalelas (hasta 550°C); y 2) Una componente secundaria de polaridad normal (hasta 350°C). De acuerdo con varios experimentos de magnetismo de rocas realizados en muestras representativas, estas dos componentes parecen residir en minerales de baja coercitividad, principalmente magnetita. La aplicación de la prueba del pliegue regional al conjunto de datos, separados por unidades estructurales ha permitido establecer el carácter primario de la componente bipolar. La prueba realizada con la componente secundaria ha resultado negativa, indicando que dicha componente se adquirió con posterioridad a la deformación. Las magnitudes de rotación detectadas por la componente bipolar no superan los 15° en sentido horario y son similares en las dos unidades estructurales estudiadas (Gavarnie y sistema de Larra). No se descartan, sin embargo, rotaciones diferenciales de mayor magnitud en estudios futuros de mayor detalle. La edad de la componente de remagnetización (polaridad normal), así como la edad de la rotación, deberán ser precisadas por medio de pruebas del pliegue detalladas. Con los datos existentes, existe una elevada incertidumbre para datarla debido a la superposición de diferentes edades de deformación relacionadas con la edad de los diferentes emplazamientos de mantos pirenaicos (Larra, Gavarnie, Guarga). Sin embargo la similitud de los valores de rotación detectados en ambas unidades podría ser indicativo de una rotación relacionada con el último estadio de deformación Oligoceno (emplazamiento de Guarga) que transporta y bascula hacia el Sur a ambas unidades.

### **References**

- Bates, M.P., 1989. Palaeomagnetic evidence for rotations and deformation in the Noguera Zone, central southern Pyrenees, Spain. *J. Geol. Soc. London* 146, 459–476.
- Bentham, P.A., 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Dinarès, J., 1992. Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 462 pp.
- Fitzgerald, P. G.; Muñoz, J. A.; Coney, P. J.; Baldwin, S. L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implication for the tectonic evolution of a collisional orogen., *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 173, 157-170.
- Hogan, P.J. 1993. Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain. Unpublished PhD thesis, University of Southern California. 219 pp.
- Larrasoña Goroskieta, J. C., 2000. Estudio magnetotectónico de la zona de transición entre el Pirineo central y occidental; implicaciones estructurales y geodinámicas. Tesis doctoral Universidad de Zaragoza, 297 pp.

- Martínez Peña, B.; Casas-Sainz, A. 2001(subm.). Cretaceous-Tertiary tectonic inversion at the Cotiella Nappe (Southern Pyrenees, Spain).
- Millán Garrido, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza. 330 pp.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: Thrust Tectonic (Ed. by K.R. McClay). 235-246
- 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). Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. 295 pp.
- Teixell, A., 1992. Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica. Univ. de Barcelona. 252 pp.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 3, 395-406.

# Direcciones virtuales de vectores de desmagnetización: una aproximación preliminar y objetiva de las componentes de la MRN

## *Virtual directions from a demagnetization set: a preliminary and objective approach to the NRM component characterization*

Pueyo, E. L.<sup>1,2,\*</sup>; Parés, J. M.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Geol. Estructural. Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, Spain, unaim@posta.unizar.es

<sup>2</sup> Laboratorio de Paleomagnetismo. Institut Ciencies de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, Spain

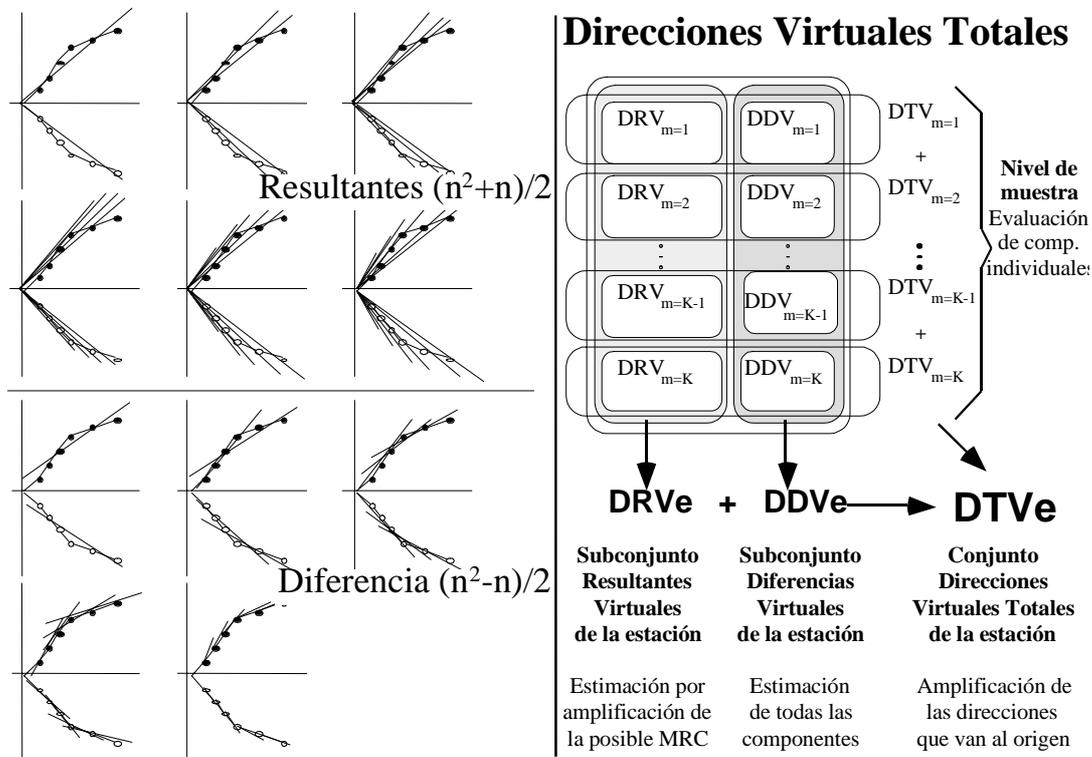
<sup>3</sup> Dept of Geol. Sci. Univ. of Michigan, 2534 C.C. Little Building, Ann Arbor, MI, USA

\* Dirección actual: Paleomagnetic lab. Inst. of Geophysics. Montanuniversität Leoben. Gams 45, Austria, pueyo@unileoben.ac.at

Uno de los aspectos más importantes en el procesado de datos paleomagnéticos es la separación y definición de las componentes de la Magnetización Remanente Natural (MRN). Debido a la naturaleza multicomponente de la MRN en las rocas, el cálculo de la componente característica (MRC) no es, en muchos casos, un procedimiento sencillo, ya que la calidad de la definición de las direcciones depende de variables propias de la naturaleza de la magnetización o de las rutinas de laboratorio. El campo magnético terrestre cambia continuamente de polaridad, dirección e intensidad a la escala del tiempo geológico. Las rocas están expuestas a estos cambios (y a otros de origen geodinámico) y pueden adquirir nuevas componentes que se añadirán vectorialmente a las existentes, "borrando" incluso la original, si las condiciones físicas y/o químicas lo permiten. *Idealmente los métodos analíticos, tanto al nivel de especimen como de muestra (y estación), deberían estar basados en toda la información magnética original posible con el mínimo de suposiciones previas* (Kirschvink, 1980). *La MRC es la componente de mayor estabilidad que puede ser aislada durante la desmagnetización* (Zijderveld, 1967) que además tiene coherencia (por medio de los test de estabilidad) con el conjunto de datos geológicos. Cuando el objetivo final es la obtención de valores de rotación la importancia de la precisión de la MRC es aún mayor si cabe, y ésta puede verse afectada por la subjetividad inherente en los métodos más utilizados de cálculo de direcciones características (estimación visual de líneas y planos y ajuste por análisis de componentes principales; ACP, Kirschvink, 1980). Direcciones virtuales es un método objetivo y automático de caracterización de direcciones paleomagnéticas en una estación (*site*).

Fundamento: Las direcciones virtuales de una muestra (DVm) son el conjunto de **todas las direcciones que, teóricamente, se podrían calcular** (ACP) en esa muestra (Fig. 1) a partir de una estrategia dada de desmagnetización. Las direcciones virtuales pueden ser de vectores resultantes (DRVm) (incluyen el origen en el cálculo) o de vectores diferencia (DDVm) (origen no incluido). Las direcciones virtuales de una estación son el conjunto suma de todas las direcciones virtuales (tanto de vectores resultantes como diferencia) de cada una de las muestras de la estación. Suposiciones preliminares: 1) La estrategia de desmagnetización es capaz de definir la MRC (lo asumen todos los métodos *a priori*). 2) La MRC es continua (en el cálculo de direcciones no podemos "saltar" pasos intermedios). 3) Las componentes registradas en la roca están caracterizadas por un número suficiente de pasos de desmagnetización. El método: Imaginemos que en una estación hay "k" muestras analizadas y que las muestras han sido desmagnetizadas por medio de una estrategia común de "n" pasos. Para una **muestra** dada se comienza calculando la dirección que contiene todos los pasos de desmagnetización (1 dirección), seguidamente se calculan las direcciones tomando n-1 pasos de desmagnetización (2 direcciones), después n-2 pasos (3 direcciones) y así hasta llegar a los pasos de desmagnetización individuales que también serán computadas en el conjunto de DV (n direcciones). Por tanto el número de **direcciones resultantes virtuales** (DRVm) representará a las direcciones que van al origen, el resto de componentes serán "difuminadas" y presentarán un error (MAD, Kirschvink, 1980) alto. El número de **direcciones diferencia virtuales** (DDVm) representará una amplificación de todas las componentes estables y un ruido de fondo debido a la dispersión de las

direcciones diferencia que involucren pasos de componentes distintas o mal definidas. El número de **direcciones virtuales totales** (DVT<sub>m</sub>) para cada muestra es la suma de los dos subconjuntos anteriores y representa con mayor nitidez a las componentes que se dirijan al origen. El número de DV de la **estación** es la suma de los subconjuntos de muestras individuales y representará más claramente las direcciones estables debido a la dispersión natural que presentan las muestras de una misma estación.



**Figura 1. Izda.** Ejemplo de las direcciones virtuales (resultantes y diferencia) de una muestra sometida a una desmagnetización de 6 pasos. **Dcha.** Relación de los diferentes subconjuntos de las DV de una estación.

El método presume ser una herramienta objetiva y óptima de estimación preliminar. Objetiva porque dichos conjuntos se obtienen de manera automática ya que no se aplica ningún criterio para la selección de los pasos. Y óptima porque, caso que la MRC pueda ser definida en una estación dada, ésta se encontrará en dicho conjunto. El método aprovecha el efecto de amplificación de las componentes estables (bien definidas) y de dispersión de las componentes erráticas, ambas contenidas en el conjunto de direcciones virtuales. Las ventajas e inconvenientes del método serán analizados en detalle, así como, el tratamiento (filtrados) y la forma de representar los resultados del conjunto de DV. De igual forma se presentarán ejemplos teóricos y naturales de direcciones características de estaciones calculadas con este método y su comparación con otros métodos de mayor uso.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0997 DGES del M.E.C.

### Referencias

- 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.
- Zijderveld, J.D.A. (1967). A.C. demagnetization of rocks: analysis of results, in *Methods in Paleomagnetism*; eds D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, Elsevier, Amsterdam.

# La lineación magnética en los granitos hercínicos del Noroeste de la Península Ibérica

## *The magnetic lineation in the Variscan granites of Northwestern Iberia*

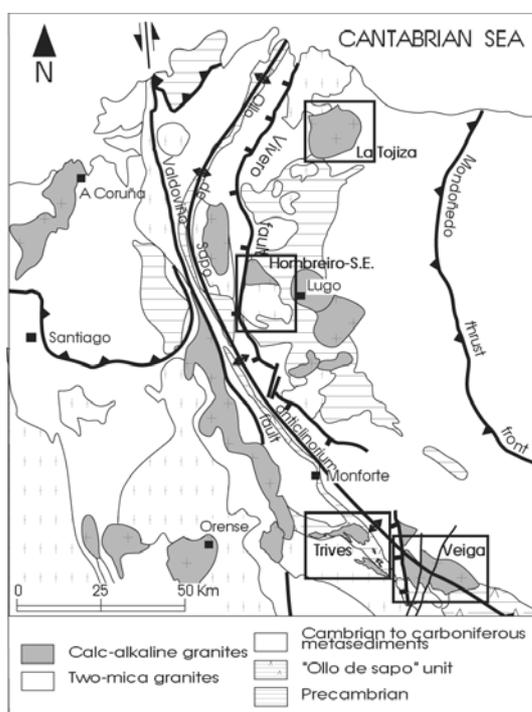
Román-Berdiel, T. <sup>1</sup>; Aranguren, A. <sup>2</sup>; Casas, A. M. <sup>1</sup>; Cuevas, J. <sup>2</sup>; Pueyo-Morer, E. L. <sup>3</sup>; Tubía, J. M. <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España, mtjrb@posta.unizar.es

<sup>2</sup> Dpto de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao, España

<sup>3</sup> Inst. of Geophysics, University of Leoben, Gams 45, A-8130, Frohnleiten, Austria

Con frecuencia la susceptibilidad magnética de las rocas es una propiedad anisótropa, que se puede representar por un elipsoide correspondiente a la fábrica magnética (Rochette, 1987). La orientación de este elipsoide depende de la orientación de los minerales responsables del magnetismo inducido (Hrouda, 1982). La Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) es hoy en día la técnica más eficaz para abordar el estudio de la fábrica interna de plutones graníticos (Bouchez, 1997), especialmente cuando éstos presentan débiles anisotropías (debil orientación preferente de minerales). La ventaja de la ASM en el caso concreto de las rocas plutónicas radica en el paralelismo que suele mostrar la fábrica magnética respecto a la fábrica magmática (Guillet et al., 1983). Las medidas de ASM proporcionan la orientación y la magnitud de los ejes  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$  del elipsoide de la ASM. La fábrica magnética esta caracterizada por la lineación magnética ( $K_1$ ) y la foliación magnética (perpendicular a  $K_3$ ). Existen una serie de parámetros que permiten cuantificar la fábrica magnética. Uno de los más utilizados es el grado de anisotropía corregido,  $P'$ , que refleja la intensidad de la orientación preferente de los minerales (Jelinek, 1981).



**Fig. 1.** Mapa geológico simplificado del arco hercínico en el NW peninsular, con la localización de los macizos estudiados.

Los datos de la fábrica magnética nos permitirán construir mapas de trayectorias de la foliación y de la lineación, que servirán de soporte para la interpretación del proceso de emplazamiento. Mediante estos mapas estructurales se comprueba que las rocas plutónicas presentan gran homogeneidad estructural sobre grandes distancias. Esta homogeneidad es especialmente llamativa en la lineación, la cual proporciona mayor información de tipo cinemático que la foliación, esta última más sensible a cambios locales en la geometría del flujo. En este trabajo se presenta una recopilación de la fábrica magnética, haciendo especial hincapié en la lineación magnética, de una serie de macizos graníticos hercínicos, todos ellos situados en el Noroeste de la Península Ibérica (arco hercínico de Galicia) (Fig.1).

Los plutones de Trives y Veiga están emplazados en el dominio del Olla de Sapo. La estructura general de este dominio está caracterizada por un gran anticlinorio desarrollado por la superposición de pliegues de fase 3, con superficies axiales subverticales sobre pliegues tumbados, vergentes al Este, de fase 1. La organización del macizo de Trives es el resultado de la superposición de estructuras magmáticas y de deformación en estado sólido de alta temperatura. En conjunto ambas son subparalelas. En el plutón de Trives, si bien existe una importante variabilidad en la orientación de la foliación magnética, se observa una dominancia de la dirección NW-SE y de los buzamientos hacia el SW. La lineación magnética, muy constante, está en torno a la horizontal con dirección NW-SE (mediante K1 13/307) (Román-Berdiel et al., 1998). Excepto en su borde oeste, el macizo de Veiga es homogéneo a la escala de afloramiento y estructurado en estado magmático, con una foliación magnética dominante WNW-ESE y fuerte buzamiento hacia el N, si bien existen algunas irregularidades en la parte central del macizo. La lineación magnética es subhorizontal con dirección NW-SE (media de K1 10/119). El borde este está afectado por estructuras S-C, y los ejes K1 presentan una orientación media 15/294 (Román-Berdiel et al., 1995; Aranguren et al., 1996). Los plutones de Hombreiro y La Tojiza están emplazados en el dominio del Manto de Mondoñedo. La estructura de este dominio consiste en el apilamiento de grandes pliegues acostados, isoclinales y vergentes al Este, cortados en su base por el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. El conjunto está plegado por unos pliegues suaves de ejes paralelos a las estructuras previas y por otros transversales. El macizo de La Tojiza presenta gran homogeneidad a escala de afloramiento y está estructurado en estado magmático. Si bien existe una cierta dispersión en la orientación de la foliación magnética, se observa un claro predominio de la dirección NE-SW y de buzamientos intermedios hacia el SE. La lineación magnética presenta inmersiones hacia el SE, con dirección NW-SE dominante (media de K1 33/135) (Aranguren et al., 2000). El macizo de Hombreiro-Santa Eulalia presenta estructuras magmáticas y de deformación en estado sólido que son subparalelas. La foliación magnética es predominantemente subhorizontal. La lineación magnética es subhorizontal orientada NW-SE (media de K1 2/122) (Aranguren, 1997). Los plutones citados presentan grados de deformación muy distintos, desde los que muestran anisotropías muy fuertes con deformación en estado sólido de alta temperatura y valores dominantes de  $P'$  entre 1.04 y 1.1 (valores máximos de  $P'=1.22$ ) (casos de Trives y Hombreiro), hasta aquellos considerados isótropos con valores de  $P'$  entre 1.025 y 1.065 en la facies paramagnética (caso de La Tojiza), pasando por el ejemplo de Veiga que presenta orientación mineral preferente y valores de  $P'$  entre 1.025 y 1.045 (valor máximo de  $P'=1.07$ ). Valores de  $P' < 1.05$  son característicos de fábricas adquiridas en estado magmático. Los datos presentados sobre la fábrica magnética de plutones con grados de deformación tan variables, muestran sin embargo una orientación muy constante y similar de la lineación magnética. Esto sugiere que la cinemática durante el emplazamiento de todos los macizos estudiados es coherente con una misma dirección de estiramiento regional.

## Referencias

- Aranguren, A. (1997) Magnetic fabric and 3D geometry of the Hombreiro-Santa Eulalia pluton: Implications for the Variscan structures of eastern Galicia, NW Spain. *Tectonophysics* 273,329-344.
- Aranguren, A., Cuevas, J. and Tubía, J. M. (1996) Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *J. Struct. Geol.* 18,863-869.
- Aranguren, A., Román-Berdiel, T., Cuevas, J. y Tubía, J. M. (2000) Fábrica magnética del plutón de La Tojiza (Galicia). *Rev. Soc. Geol. España* 13 (1), 121-130.
- Bouchez, J. L. (1997) Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton and W. E. Stephens eds). Kluwer Academic Pub. 95-112.
- Hrouda, F. (1982) Magnetic anisotropy of rocks and its application in Geology and Geophysics. *Geophys. Surveys* 5,37-82.
- Rochette, P. (1987) Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.* 9,1015-1020.
- Román-Berdiel, T., Pueyo-Morer, E. L. and Casas-Sainz, A. M. (1995) Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *J. Struct. Geol.* 17, 1689-1706.
- Román-Berdiel, T., Aranguren, A., Cuevas, J. and Tubía, J.M. (1998) Compressional granite-emplacement model: structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain). *Lithos* 44, 37-52.

# **Resultados paleomagnéticos en secciones de edad Triásico Medio-Superior en la Cordillera Ibérica. Magnetoestratigrafía e implicaciones tectónicas.**

## ***Palaeomagnetic results from middle-late Triassic sediments in the Iberian Ranges. Magnetostratigraphy and tectonic implications.***

Ruiz-Martínez, V.C.<sup>2</sup>; Villalain, J.J.<sup>1</sup>; Sopeña, A.<sup>3</sup>; Rey, D.<sup>4</sup>; Osete, M.L.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dep. de Física. E. Politécnica Superior. Universidad de Burgos. Avda de Cantabria S/N 09006 Burgos, villa@ubu.es

<sup>2</sup> Dpto. Geofísica. Facultad de C.C. Físicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040

<sup>3</sup> Instituto de Geología Económica. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Universidad de Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

<sup>4</sup> Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Vigo. Apdo. 874. 36200 Vigo

En este trabajo se presentan los resultados paleomagnéticos obtenidos en dos secciones próximas entre sí, Cuevas de Ayllón y Liceras, situadas en el noroeste del Sistema Ibérico, junto al límite con la Meseta. Su edad es Triásico medio-superior y están estratigráficamente bien correlacionadas. El objetivo de este trabajo es doble: por una parte la definición de una columna magnetoestratigráfica para el Triásico medio-superior y por otra, contribuir a la definición de la evolución cinemática de la Placa Ibérica para esta época.

Las series triásicas aflorantes en este área se caracterizan por la ausencia de facies Muschelkalk bien desarrolladas, y están compuestas por un tramo inferior detrítico rojo o Buntsandstein, uno intermedio de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones de dolomías de pequeño espesor, y uno superior de lutitas, areniscas y conglomerados, correlacionable con las facies Keuper de otras áreas de la Península Ibérica. Considerando algunas asociaciones palinológicas han podido distinguirse tres niveles cronoestratigráficos en las secciones estudiadas: Ladiniense, Karniense y Noriense.

El análisis de la anisotropía magnética de estas muestras indica una fábrica deposicional primaria, así como una anisotropía dentro del plano de foliación consistente con las direcciones de flujo obtenidas usando criterios sedimentológicos. Los diferentes análisis de magnetismo de las rocas realizados indican la presencia dominante de hematites. Sin embargo, también se ha observado la presencia de minerales de baja coercitividad.

A pesar de que estas rocas han presentado un patrón de la NRM heterogéneo, ha podido ser identificada en la mayoría de las muestras, y aislada en una gran parte de ellas, una componente característica de alta temperatura de desbloqueo (entre 600°C y 670°C). Esta componente presenta una secuencia consistente de polaridades normales e invertidas y sus direcciones pasan el test de inversión. La zonación magnética presenta características coincidentes con las obtenidas por otros autores (por ejemplo Kent et al., 1995).

Se han analizado las direcciones de cada uno de los tres niveles cronoestratigráficos citados separadamente: Ladiniense, Karniense y Noriense. Los polos obtenidos a partir de las direcciones medias no son estadísticamente diferentes, sin embargo el aparente desplazamiento de sus direcciones medias son consistentes con la tendencia esperada por la curva de deriva polar aparente de la Placa Ibérica en el Triásico (Osete et al., 1997; Parés y Dinarès-Turell, 1994).

También se han comparado estos polos paleomagnéticos con los propuestos para el cratón Norteamericano. Para ello los polos han sido rotados utilizando el polo de rotación que representa el movimiento relativo entre las placas Norteamericana e Ibérica calculado por Srivastava et al. (1990) a partir de la interpretación de las anomalías magnéticas oceánicas del Atlántico Norte. Estos resultados

son consistentes con los propuestos por Kent y Witte (1993) para este mismo periodo en la cuenca de Newark y, junto con éstos, contradicen la hipótesis de un rápido movimiento (*cusp II*) durante el Jurásico superior propuesto por otros modelos de curva de deriva polar aparente de Norteamérica.

## Referencias

- Kent, D.V., and Witte, W.K. (1993) Slow apparent polar wander for North America in the Late Triassic and large Colorado Plateau Rotation, *Tectonics*, 12, 291-300.
- Kent, D.V.; Olsen, P.E. and Witte, W.K. (1995) Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 100, NO B8, 14965-14998
- Osete, M.L., Rey, D., Villalaín, J.J. and Juárez, M.T. (1997) The late Carboniferous to late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geol. Mijnbouw* 76, 105-119.
- Parés, J.M. e Dinarès-Turell, J. (1994) Iberian Triassic palaeomagnetism revisited: intraplate block rotation versus polar wandering. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2155-2158.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, JI, and Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin: *Tectonophysics* 184, 229-260

# Fabrics magnéticas em granitos da região de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal)

## *Magnetic fabrics in granites from Vila Pouca de Aguiar area (Northern Portugal)*

Sant'Ovaia, H.<sup>1</sup>; Bouchez, J. L.<sup>2</sup>; Noronha, F.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geologia Universidade do Porto, Praça Gomes Teixeira 4099-002 Porto, Portugal, hsantov@fc.up.pt

<sup>2</sup> Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique da Université Paul Sabatier, Toulouse, France

### **Granitos biotíticos (plutão pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar)**

O plutão biotítico pós-tectónico de VPA, localiza-se na Zona Centro Ibérica. Este plutão biotítico é zonado e é composto por duas fácies principais que se distinguem macroscopicamente pelo conteúdo em biotite e pela granulometria: o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA) no centro, e o granito de Pedras Salgadas (GPS) na periferia. Uma terceira fácies, granito de Gouvães da Serra (GGS), muito semelhante ao GPS mas com pouca extensão cartográfica, aflora a sul, sudeste e a este do plutão. Os resultados obtidos provêm de 943 amostras correspondentes a 124 estações de amostragem. Os valores da susceptibilidade magnética são fracos e estão compreendidos entre 40 e 220  $\mu$ SI. Observa-se um zonamento da susceptibilidade magnética que claramente sublinha o zonamento petrográfico. O zonamento petrográfico, por sua vez, reflecte a abundância em minerais ferromagnesianos, sendo o mineral mais relevante a biotite. Este zonamento petrográfico, à partida, reflecte o arranjo concêntrico dos dois granitos principais, o GPS com susceptibilidade magnética inferior a 90  $\mu$ SI, e o GVPA, com susceptibilidades compreendidas entre 90 e 220  $\mu$ SI. O GGS apresenta valores de susceptibilidade compreendidos entre 60 e 90  $\mu$ SI. Os valores de anisotropia paramagnética (<1,4%) do GPS e do GVPA são bastante diferentes, com uma transição nítida da anisotropia de uma fácies para a outra. As trajectórias das foliações magnéticas são concêntricas, paralelas aos contornos do maciço e regulares dentro de todo o plutão, sendo mais ou menos independentes da fácies granítica presente, o que sugere que a pulsação mais interna (GPS) foi injectada depois da pulsação mais periférica (GVPA). O arranjo concêntrico das foliações magnéticas sugere um apertado controle destas foliações, pelo achatamento do magma contra as paredes e tecto da intrusão, o qual não estaria muito afastado da superfície de afloramento actual. As lineações de direcção NNE-SSW, que cobrem cerca de metade do plutão e que estão localizadas principalmente próximo da base do plutão (zonas de espessura inferior a 1 km, segundo dados gravimétricos), são atribuídas ao fluxo magmático durante a sua instalação. No centro do plutão e no bordo a norte, o estiramento do magma teve no entanto outra direcção, que quase faz um ângulo recto com a direcção anteriormente referida, como registam as lineações magnéticas de direcção WNW-ESE. Considerando, que o GPS que está localizado acima da zona de raiz, foi a última pulsação magmática, as lineações magnéticas WNW-ESE centrais materializam a expansão final da intrusão magmática, segundo aproximadamente a direcção E-W. Note-se que as lineações no bordo norte, no GVPA, também têm esta mesma direcção e que estão localizadas precisamente acima duma zona de raiz, reflectindo também a expansão E-W da intrusão magmática acima da zona de alimentação. Refira-se, por último, que as lineações orientadas WNW-ESE estão localizadas nas zonas mais espessas do plutão (zonas de espessura superior a 1 km, segundo dados gravimétricos). Os dados de ASM e (e dados gravimétricos, Sant'Ovaia et al. 2000) mostraram que a forma do plutão de VPA é um lacólito, que resulta do acomodar sucessivo, de duas intrusões magmáticas principais, que são diferentes em termos de fonte, estruturas magnéticas e forma. A intrusão do GVPA possui uma geometria laminar podendo ser descrita como uma soleira. As suas foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do plutão, o que está de acordo, com a geometria em soleira. Contudo, a norte do plutão, as foliações apresentam inclinações baixas e as suas trajectórias são interrompidas pelo encaixante metassedimentar, o que está de acordo com um prolongamento para norte da soleira por debaixo da rocha encaixante. Excepcionalmente na extremidade sul do plutão,

observam-se foliações que inclinam para o interior do mesmo. Porém, à medida que se vai para o interior do plutão, estas foliações passam a verticais e seguidamente a inclinar para o seu exterior. Estes factos, sugerem que a sul se está muito próximo da base do plutão. As lineações magnéticas do GVPA, são predominantemente de direcção NNE-SSW reflectindo, portanto, uma instalação do magma com um fluxo segundo essa direcção. A intrusão do GPS, corresponde à última pulsação magmática que forma o volume principal de todo o plutão e ocorre acima da raiz que, tudo indica, está mais a sul na zona de alimentação. Esta zona central do GPS, exhibe uma estrutura em domo e a direcção de fluxo do magma é aproximadamente E-W, como registam as suas lineações magnéticas. Este fluxo é atribuído a uma dilatação E-W da intrusão magmática. Ao mesmo tempo, a compressão do magma contra o tecto da intrusão é responsável pelas deformações do magma como sugerem as elevadas anisotropias do GPS. Todos estes factos, sugerem para o GPS, o aspecto de um corpo granítico espesso e profundamente enraizado, cujo magma ascendeu utilizando uma estreita conduta situada na intersecção de dois ramos da falha Régua-Verin. O GGS apresenta características magnéticas muito semelhantes à parte mais periférica do GPS. Sugere-se para este granito, uma origem comum e uma instalação contemporânea com o início da segunda pulsação magmática. Esta instalação, desenvolver-se-ia, não no interior do GVPA, mas segundo finas lâminas que aproveitaram anisotropias crustais existentes ao longo dos bordos do plutão.

### **Granitos de duas micas sintectónicos**

Os resultados de ASM para as fácies graníticas de duas micas referem-se ao estudo de 93 amostras obtidas em 17 estações de amostragem. Estes granitos constituem o encaixante granítico do plutão de Vila Pouca de Aguiar. Os valores de K variam entre 35,4 e 86,2  $\mu$ SI. Comparativamente com o maciço de VPA, os granitos de duas micas apresentam valores mais baixos, o que está de acordo com o facto de serem granitos em que a moscovite é sempre mais abundante do que a biotite. Assim é essencialmente a moscovite o mineral responsável pelos valores obtidos. A moscovite é um mineral com um comportamento paramagnético semelhante à biotite, mas que no entanto apresenta susceptibilidade intrínseca inferior. Os valores de anisotropia paramagnética estão compreendidos entre 1,2 e 6,7%. Comparativamente com o maciço de VPA, estes valores são significativamente mais elevados, o que está de acordo com o facto de serem granitos sintectónicos. A escassez de amostragem não permitiu obter uma grande informação no que diz respeito aos dados direccionais. No entanto, observa-se que são frequentes a presença de foliações magnéticas com direcções que variam entre N115° e N160°, podendo estas direcções corresponder a cisalhamentos dúcteis D<sub>3</sub>. Estas direcções estão também de acordo com as observações de campo. Contrariamente ao maciço de VPA, as foliações magnéticas apresentam em média pendores mais elevados. Quanto às lineações magnéticas, é também frequente a presença de lineações cuja direcção varia entre N120° a N160° mas cujos pendores são fracos, o que também pode representar a estruturação D<sub>3</sub>.

### **References**

**Sant'Ovaia H., Bouchez J.L., Noronha F., Leblanc D. & Vigneresse J.L. (2000)** Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 123-137.

## **Relación entre ASM y plegamiento en una zona de interferencia de pliegues (lámina de Cotiella-Bóixols, Pirineo meridional).**

### ***Relationship between AMS and folding in an area of superimposed folding (Cotiella-Bóixols nappe, southern Pyrenees).***

R. Soto<sup>1</sup>; M. Mattei<sup>2</sup>; A.M. Casas<sup>1</sup>

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 50009 Zaragoza, Spain,  
rsoto@posta.unizar.es

2 Dip. di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre", Largo S. L. Murialdo, 00146 Rome, Italy, mattei@uniroma3.it

1 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna, 50009 Zaragoza, Spain,  
acasas@posta.unizar.es

La lámina del Cotiella y el manto de Bóixols constituyen las láminas más septentrionales de la Unidad Surpirenaica Central (USPC; Séguret, 1972) entre las cuales no existe ningún límite cartográfico o estructural. Están constituidas por materiales mesozoicos con una historia extensional previa. Sobre el bloque inferior de la lámina del Cotiella queda aislada una *klippe*, la lámina de Sierra de Chía, de materiales mesozoicos despegados en el Keuper, cuyo posible origen se asocia a una rampa oblicua (Martínez-Peña, 1981). En el bloque superior de la lámina del Cotiella-Bóixols, aparecen estructuras con dos orientaciones preferentes: por un lado aparece la dirección pirenaica WNW-ESE, con el cabalgamiento basal de las unidades de Cotiella y Bóixols, cuyo frente no aflora, pero presenta estructuras asociadas como el anticlinal de bloque superior de San Corneli y el monoclinal del corte del río Esera. Por otro lado, aparecen una serie de pliegues de dirección N-S: anticlinales del Turbón y de Egea definidos por materiales del Cretácico Superior, y los sinclinales de Llertz y las Villas asociados a los mismos. Además, se encuentra una serie de pequeños pliegues definidos por el Paleoceno y la caliza de alveolinas: los anticlinales de Espluga, Merli, Isábena e Isclés y el sinclinal de la S<sup>a</sup> de Sís.

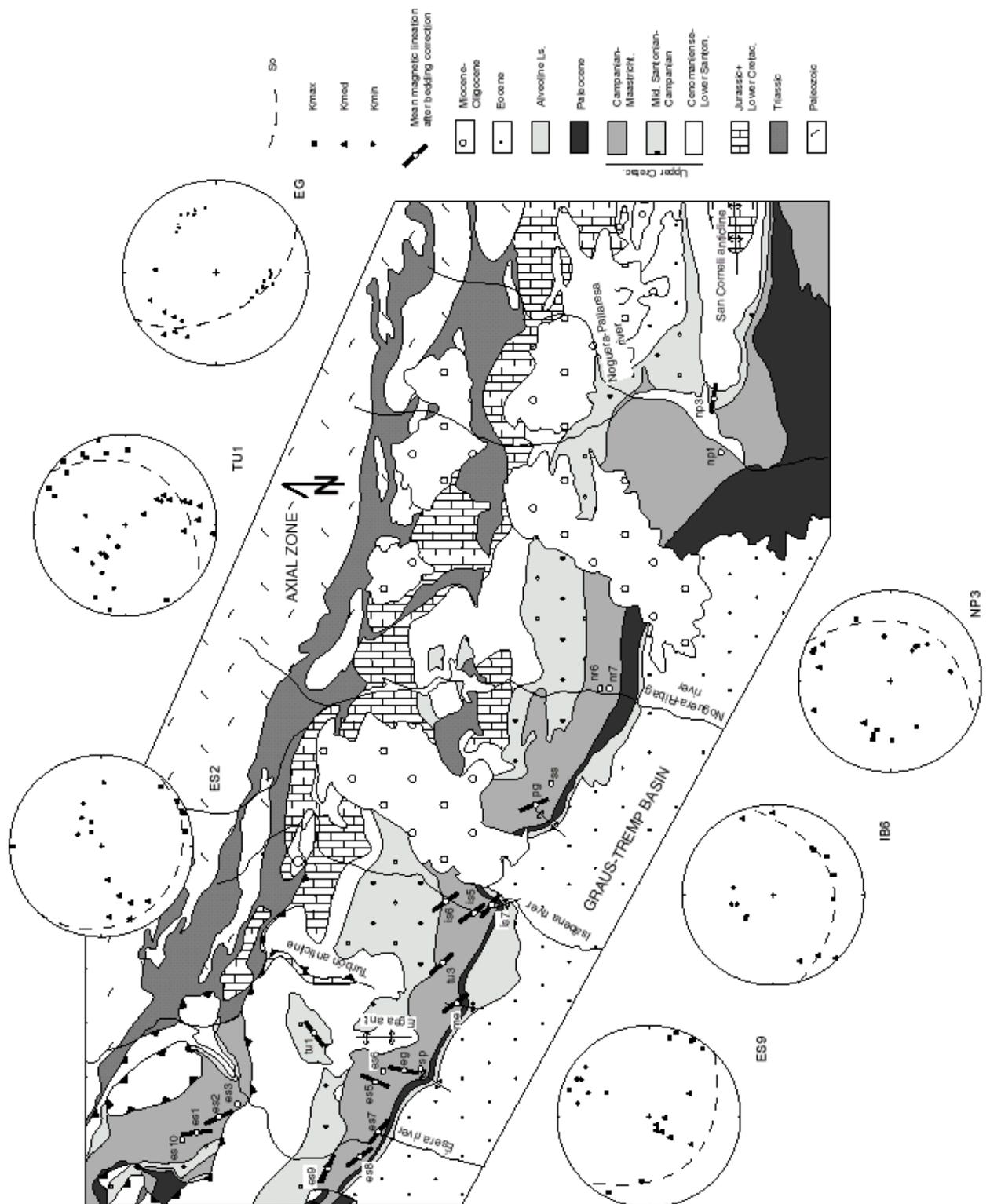
### **Resultados obtenidos a partir del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)**

El estudio de la ASM se ha llevado a cabo a partir de 23 estaciones en las margas del Cretácico Superior (Santoniense medio-Maastrichtiense) en la lámina del Cotiella-Bóixols, en los bloques inferior y superior del cabalgamiento principal. En general, el grado de anisotropía obtenido es bajo y no se observa, salvo algunos casos, una foliación magnética desarrollada. Las estaciones situadas en el bloque inferior de la lámina del Cotiella (por ejemplo la estación ES2) muestran una lineación claramente tectónica con una dirección  $160 \pm 15$  paralela a la lámina de Chía y su origen posiblemente responde a la existencia de rampas oblicuas localizadas en este sector. Respecto a las estaciones situadas en el bloque superior de la lámina del Cotiella-Bóixols, los resultados obtenidos responden a una mayor complicación tectónica, reflejando la geometría de interferencia de pliegues descrita anteriormente. Así, las estaciones situadas en el valle del Esera (ej. ES9) presentan una lineación magnética poco marcada, paralela al frente de la lámina. Sin embargo, conforme nos acercamos a los anticlinales N-S antes mencionados, las fábricas magnéticas obtenidas varían en función de su situación. En la estación TU1 los ejes Kmax se agrupan en torno a la dirección  $045 \pm 20$  (que puede considerarse la dirección del eje sinclinal entre la dirección pirenaica y los anticlinales de orientación N-S con inmersión al norte), mientras que al S, la estación EG presenta una buena foliación magnética con los Kmax no horizontales. Las estaciones del valle del Isábena (ej. IS6) presentan una lineación magnética paralela al eje del anticlinal asociado al sinclinal de la S<sup>a</sup> de Sís, con una marcada inmersión. Por último, en el valle de la Noguera-Pallaresa (ej. NP3), los ejes Kmax se agrupan en una dirección paralela al eje del anticlinal del San Corneli.

## Referencias

Martínez-Peña M.B. (1981) La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.

Séguret, M. (1972) Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Tesis Doctoral, Univ. of Montpellier, 155 p.



# **Evidencia de una reimanación regional terciaria en rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental de México. Implicaciones tectónicas.**

## *Evidence of regional tertiary remagnetization in Mesozoic rocks from Eastern Sierra Madre, Mexico. Tectonic implications.*

Villalaín, J.J.<sup>1</sup>; Rey, D.<sup>2</sup>; Ruiz-Martínez, V.C.<sup>3</sup>; Osete, M.L.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dep. de Física. E. Politécnica Superior. Universidad de Burgos. Avda de Cantabria S/N 09006 Burgos, [villa@ubu.es](mailto:villa@ubu.es)

<sup>2</sup> Instituto de Geología Económica. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Universidad de Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

<sup>3</sup> Dpto. Geofísica. Facultad de C.C. Físicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040

Se ha realizado un estudio paleomagnético con propósitos tectónicos en el segmento sur de la Sierra Madre Oriental de México. Esta cadena se ha interpretado tradicionalmente como un cinturón de plegamientos y cabalgamientos formado durante el episodio orogénico Larámide (Cretácico superior, Terciario inferior).

El rasgo estructural que caracteriza el área investigada es el anticlinorio de Guayacocotla que tiene una orientación NNW. En el interior de esta estructura afloran rocas carbonáticas y detríticas de edades comprendidas entre el Pérmico y el Terciario. El anticlinorio de Huayacocotla está limitado al NE por el cabalgamiento de Tamazunchale, que es el rasgo estructural más relevante del área.

Han sido muestreados 21 sitios (unas 160 muestras) que cubren un amplio rango de edades a lo largo de tres perfiles diferentes. Se han extraído muestras distinguiendo dos grupos litológicos: a) calizas del Jurásico superior, Cretácico inferior y Cretácico superior y b) areniscas Pérmicas y Triásicas. Los niveles muestreados presentan una deformación por plegamiento con una longitud de onda entre métrica y de centenares de metros, pero siempre con direcciones congruentes con la lineación de la cadena en este sector.

La NRM de las calizas de Jurásico superior y cretácico está compuesta por una componente viscosa de baja temperatura de desbloqueo que se destruye entre 200°C y 250°C que presenta siempre polaridad normal y dirección del campo magnético actual. Además todas las muestras presentaban una componente estable de baja coercitividad y temperatura de desbloqueo de entre 450°C y 500°C, aunque en algunos casos puede llegar a 575°C. Es interesante señalar que a pesar de que se han muestreado secciones amplias esta componente presenta siempre polaridad invertida. Por encima de 500°C o 550°C, se observa una variación brusca de la susceptibilidad producida por la creación de nuevos minerales magnéticos que enmascaran la señal magnética. De forma muy excepcional, en algunas muestras es posible observar la presencia de una componente de mayor temperatura de desbloqueo y con distinta polaridad, aunque no ha podido aislarse por la razón descrita. La adquisición progresiva de IRM y la desimanación térmica subsiguiente, indica la presencia dominante de magnetita entre la mineralogía magnética de estas calizas.

La NRM correspondiente al segundo grupo litológico de areniscas del Triásico tiene también una estructura multicomponente. Sin embargo, presenta una componente que, aunque en este caso su mineral portador es hematites, puede identificarse con la componente descrita en el primer grupo litológico, considerando su dirección y polaridad.

Los resultados de los test de pliegue realizados a diversas escalas sobre la componente invertida descrita indican que ésta es una imanación secundaria adquirida después del plegamiento en la mayoría de los casos y antes en algún caso particular. Podemos concluir, por tanto, que la NRM de estas rocas está dominada por una reimanación que afecta a rocas de diferentes edades y litologías, a lo largo de un área muy extensa. La edad de este fenómeno es posterior a la mayor parte de la

deformación por plegamiento de esta región y puede, por tanto, considerarse como Larámide o post-Larámide. Por otra parte, la adquisición de la reimanación es un fenómeno súbito, considerando que presenta sistemáticamente la misma polaridad invertida y que desde el Cretácico no se han producido supercrones de esa polaridad.

La comparación de las direcciones de esta reimanación con las esperadas a partir de los polos paleomagnéticos de Norte América indica: 1) Que las inclinaciones obtenidas son consistentes con las esperadas para el Terciario inferior. 2) Se observan desviaciones de la declinación que sugieren que estas unidades han sufrido rotaciones paleomagnéticas sistemáticamente dextrales de hasta 40° desde el terciario inferior hasta la actualidad 3) Se observa un gradiente de rotación paleomagnética desde el cabalgamiento mayor de Tamazunchale hacia el SW.

# Estudio paleomagnético de las peridotitas de Ronda

## *Palaeomagnetic study of the Ronda peridotites*

Villasante-Marcos, V.<sup>1</sup>; Osete, M. L.<sup>1</sup>; Gervilla, F.<sup>2</sup>; García-Dueñas, V.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dep. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Universidad Complutense de Madrid, Madrid 28040, España, vicvilla@eucmos.sim.umc.es

<sup>2</sup> Dep. Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada 18071, España

<sup>3</sup> Dep. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada 18071, España

Se ha llevado a cabo un estudio en 13 sitios en Sierra Alpujata y Sierra Bermeja (macizo peridotítico de Ronda) con el objetivo de comprobar si las rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales detectadas en las Béticas Externas (Osete et al. 1989; Platzman y Lowrie 1992; Allerton et al. 1993; Villalaín et al. 1994) se observan también en las Béticas Internas, tal y como afirman Calvo et al. (1997) y Feinberg et al. (1996). Se pretende comprobar asimismo la veracidad de la conclusión de que existió simultaneidad entre la rotación de los afloramientos ultrabásicos investigados y el proceso de adquisición de la NRM (Feinberg et al. 1996).

Los análisis magnéticos se han realizado en los laboratorios de Scripps (Universidad de San Diego, California), del Institut für Geophysic (ETH Zürich) y del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Universidad Complutense de Madrid). Se han medido: curvas de Curie, ciclos de histéresis, anisotropía de la susceptibilidad magnética, adquisición de IRM, desimanación térmica de IRM, desimanación de la NRM por lavado térmico y por campos alternos decrecientes y medida de la susceptibilidad magnética en cada paso de calentamiento del lavado térmico.

Las diferentes litologías estudiadas han presentado un variado comportamiento magnético, incluso dentro de un mismo afloramiento, asociado a la presencia de sulfuros de hierro y a los diferentes grados de serpentinización de las muestras. No obstante, en la mayoría de las muestras se aísla bien una componente magnética durante la desimanación térmica entre 350/450 y 600° C. Esta componente se ha tomado como la característica (ChRM) y está asociada a la magnetita, siendo sus direcciones consistentes. Estas direcciones coinciden estadísticamente en inclinación con la dirección terciaria para Iberia estable (Barberá et al. 1996), pero difieren en declinación, poniendo de manifiesto la existencia de rotaciones dextrales alrededor de ejes verticales. El valor medio de las rotaciones es de 41°.

La ChRM presenta polaridades normales e invertidas que pasan el test de la inversión, con lo que se concluye que el periodo de adquisición de la ChRM comprendió al menos dos magnetozonas.

Se efectuó una prueba del pliegue tomando como paleohorizontal el bandeo composicional de los afloramientos y el resultado fue negativo, indicando que dicho bandeo no es una buena aproximación a la paleohorizontal en la época de adquisición de la ChRM.

No se han encontrado direcciones de la ChRM con rotación gradual, con lo que se concluye que no hay evidencias de simultaneidad entre las rotaciones y la adquisición de la ChRM.

## Referencias

- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. y McClelland, E. (1993) Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 119: 225-241.
- Barberá, X., Cabrera, L., Gomis, E. Y Parés, J.M. (1996) "Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. *Geogaceta* 20 (5): 1014-1016.
- Calvo, M., Vegas, R. Y Osete, M.L. (1997) Palaeomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain). *Tectonophysics* 227: 271-283.

- Feinberg, H., Saddiqi, O. y Michard, A. (1996) New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda Peridotites (Betic Cordilleras, Spain). En: A. Morris y D.H. Tarling (editores), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 105: 43-52.
- Osete, M.L., Treeman, R. y Vegas, R. (1989) Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. En: C. Kissel y C. Laj (editores), *Palaeomagnetic rotations and continental deformation*. NATO ASI Series, Mathematical and Physical Sciences, 254, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 381-391.
- Platzman, E. y Lowrie, W. (1992) Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the External Betic Cordillera. Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 108: 45-60.
- Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. Y Heller, F. (1994) Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 85: 15-33.

# Laboratorios y grupos de paleomagnetismo y magnetismo de rocas en la Península Ibérica

## Barcelona

**Nombre:** Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de La Tierra *Jaume Almera*.

**Adscrito a:** Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona / Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

**Persona de contacto:** Miguel Garcés Crespo

**Dirección:** Instituto de Ciencias de La Tierra Jaume Almera, Solé i Sabaris s/n, 08028-Barcelona

**Teléfono:** 93 409 54 10

**Fax:** 93 411 00 12

**e-mail:** garces@natura.geo.ub.es

**Página web:** <http://caribe.jja.csic.es/Paleo/lab.html>

**Equipamiento:** magnetómetro superconductor CCL-GM400, desmagnetizadores térmicos (MMTD80 y TSD-1), desmagnetizador por campos alternos, magnetómetro spinner Molspin, magnetizador de impulso (1 Tesla), puente de susceptibilidad (KLY-2), puente de susceptibilidad de bolsillo (SM-20), bobinas de Helmholtz, equipos de muestreo y preparación de muestras.

**Personal activo:** Dr. Miguel Garcés Crespo (técnico de la Universidad de Barcelona), Ana Gómez (laborante). Usuarios más frecuentes: Elisabeth Beamud (becaria doctorado U. Barcelona), Javier Pérez Rivares (becario doctorado U. Zaragoza), Dr. O. Oms (prof. Ayudante U. Autónoma de Barcelona).

**Principales líneas de investigación:** El laboratorio está concebido para prestar servicio a grupos de investigación en Ciencias de La Tierra españoles o extranjeros. Líneas más activas: Cronoestratigrafía en cuencas cenozoicas del Mediterráneo, Evolución de cuencas y cinturones orogénicos alpinos (Béticas, Pirineos, Zagros), Calibración de la escala biocronológica continental, Reconstrucciones paleogeográficas.

**Año de inicio del funcionamiento:** 1989

---

## Burgos

**Adscrito a:** Universidad de Burgos

**Persona de contacto:** Juan José Villalaín Santamaría

**Dirección:** Departamento de Física. Escuela Politécnica Superior - Universidad de Burgos. Calle Cantabria S/N, 09006 Burgos

**Teléfono:** 947 258978

**Fax:** 947 258977

**e-mail:** villa@ubu.es

**Equipamiento:** - Magnetómetro tipo Spinner JR-5 (Agico). - Desmagnetizador térmico TD48-SC (ASC). - Magnetizador de impulsos (de hasta 2T) M2T-1 (Feronato). - Pantalla magnética cilíndrica ZG-206 de aleación CO-NETIC (Magnetic Shield Corp.). - Sistema de bobinas de Helmholtz (6 m<sup>3</sup>) autocompensadas (diseño y fabricación propios). - Sistema de compensación de campo magnético con fluxgate triaxial MR-3 (Stefan Mayer inst.). - Taladradora de gasolina (Pomero). - Taladradora eléctrica (Hilti). - Sistema de orientación - Cortadora de rocas de disco

**Personal activo:** Dr. Juan José Villalaín Santamaría (profesor titular), Dr. Manuel Calvo Rathert (profesor), Dr. María Felicidad Bógalo Román (profesora), Dr. Isabel Blanco Montenegro (profesora), Guillermo Fernández González (profesor y estudiante de doctorado), Jose Cruz Santamaría Llano (profesor y estudiante de doctorado)

**Principales líneas de investigación:** - Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas. - Paleomagnetismo y tectónica en las cuencas cretácicas del norte de la península Ibérica. - Evolución cinemática de la Placa Ibérica. - Paleointensidad. - Magnetoestratigrafía en el Mesozoico. - Magnetismo ambiental (en suelos, sedimentos marinos, yacimiento arqueológico de Atapuerca). - Arqueomagnetismo. - Interpretación de anomalías magnéticas

**Año de inicio del funcionamiento:** 1997

---

# Canarias

**Nombre:** Laboratorio de Paleomagnetismo. Estación Volcanológica de Canarias

**Adscrito a:** CSIC. Instituto de Productos Naturales y Agrobiología.

**Persona de contacto:** Vicente Soler Javaloyes

**Dirección:** Estación Volcanológica de Canarias, IPNA-CSIC., Avda. Astrofísico Francisco Sánchez, nº3, 38206-LA LAGUNA (Tenerife), ESPAÑA

**Teléfono:** 922 256 847/848

**Fax:** 922 260 135

**e-mail:** vsoler@ipna.csic.es

**Página web:**

**Equipamiento:** Magnetómetro JR4. Magnetómetro Molspin. Medidor de Susceptibilidad KLY2. Medidor de Susceptibilidad MS. Horno Schonstedt TSD-1. Desmagnetizador de Campos Alternantes. Magnet. Flux-gate Schonstedt DM-2220. Electroimán Oxford Instrument N100. Gaussmeter GM1A Applied MagneticLaboratory Inc. Almacenamiento en Campo Nulo, Magnetic Shield Ltd.

**Personal activo:** Dr. Juan Carlos Carracedo Gómez, Dr.. Vicente Soler Javaloyes, Eloy Rodríguez Valdés, Julio A. Castro Almazán.

**Principales líneas de investigación:** Cartografía de Inversiones Geomagnéticas. Límite Matuyama-Brunhes. Aplicación Geocronológica de la Deriva Secular. Magnetoestratigrafía. Correlaciones en Perfiles de Susceptibilidad.

**Año de inicio del funcionamiento:** 1993

---

# Madrid

**Nombre:** Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid

**Adscrito a:** Universidad Complutense de Madrid

**Persona de contacto:** Maria Luisa Osete López

**Dirección:** Departamento de Física de La Tierra, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid 28040

**Teléfono:** 91-3944396, 91-3945190, 91-3944440

**Fax:** 91-3944398

**e-mail:** [mlosete@eucmax.sim.ucm.es](mailto:mlosete@eucmax.sim.ucm.es); [mlosete@fis.ucm.es](mailto:mlosete@fis.ucm.es)

**Página web:** [www.ucm.es](http://www.ucm.es)

**Equipamiento:** Magnetómetro spinner AGICO JR5A, Magnetómetro spinner MOLSPIN, Puente de susceptibilidad AGICO KLY-3S, Medidor de coercividad (Universidad de Kazan), Puente de susceptibilidad Bartington MS2 con horno, Desimanador térmico TSD-1, Desimanador por campos alternos Schoenstedt GSD-5, Magnetizador de impulso ASC, Magnetómetro Magnetoscop 1068, Contenedor de muestras Schonstedt SW-1, Bobinas de Hemholtz, Equipos de muestreo (taladros electricos y de gasolina) y sierras para cortar muestras.

**Personal activo:** Dr. M.L. Osete (prof. Titular), Dr. Gregg Mcintosh (postdoc), V.C. Ruiz-Martínez (prof. Ayudante), A. Palencia (estudiante doctorado), V. Villasante (estudiante doctorado), M. Gómez-Paccard (estudiante doctorado), J.L. Nuñez (estudiante doctorado).

**Principales líneas de investigación:** Paleomagnetismo y tectónica de la Placa Ibérica y América Central, Magnetoestratigrafía, Magnetismo ambiental, Biomagnetismo, Magnetismo de cuerpos extraterrestres.

**Año de inicio del funcionamiento:** 1986

---

## Vigo

**Nombre:** Laboratorio de Paleomagnetismo, Magnetismo ambiental y arqueomagnetismo

**Adscrito a:** Depto. de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio.

**Persona de contacto:** Daniel Rey García

**Dirección:** Laboratorio de Paleomagnetismo, Magnetismo ambiental y arqueomagnetismo. Universidade de Vigo 36200 Vigo, ESPAÑA

**Teléfono:** +34 986 812552

**Fax:** +34 986 812556

**e-mail:** danirey@uvigo.es

**Página web:** <http://www.uvigo.es/webs/c10/webc10/>

**Equipamiento:** - Puente de susceptibilidad AGICO KLY-3S (sens. 10E-09 SI) con horno CS3 (hasta 700°C) y criostato CL3 (hasta -198°C) - Puente de susceptibilidad Bartington MS2 con sensor MS2B (dos frecuencias) (sen. 2E-06 SI) - Magnetómetro spinner AGICO JR5A (sens. 2.4 E-06 A/m) – Magnetómetro spinner MOLSPIN Minispin (sens. 2.5 E-05 A/m) giro lento - Magnetómetro de núcleo saturado Bartington Mag-01H con sonda uniaxial Mag B, rango 0.1nT a 2mT - Magnetizador de Pulsos MMPM9 (2 y 9 T) - Desimanador de A.F. AGICO LAD-3 (hasta 100 mT) - Unidad de ARM AGICO AMU-1 (0- 500  $\mu$ mT) - Desimanador Térmico MMTD80 (80 muestras), posibilidad de trabajo en atmósfera controlada (vacío o gas de arrastre) - Espacio apantallado de 2.5 x 2.5 x 2.5 m MMLFC con sistema de compensación automático. - Taladradora. - Material de sondaje y extracción diverso para la obtención de muestras no consolidadas y sumergidas. - Fácil acceso a técnicas de análisis sedimentológico, elemental y microscópico avanzadas

**Personal activo:** Dr Daniel Rey García (Profesor Titular), Dr. Gonzalo Méndez Martínez (Profesor Titular), Dr. Natalia López Rodríguez (Investigadora asociada), Kais Mohamed Falcón (Becario de FPU), Ana Pérez Guerra (Becaria de Colaboración), Alfonso Fernández Dávila (Becario de Colaboración), Suzan Spiroglu (visitante).

**Principales líneas de investigación:** Magnetismo ambiental, Magnetoestratigrafía y Arqueomagnetismo

**Año de inicio del funcionamiento:** 1998

---

## Zaragoza

**Adscrito a:** Geodinámica Interna / Geología Estructural Universidad de Zaragoza

**Persona de contacto:** Teresa Román Berdiel

**Dirección:** Edificio de Geológicas, Campus universitario, Pz. San Francisco s/n, Zaragoza 50009, ESPAÑA.

**Teléfono:** 976 76 21 27

**Fax:** 976 76 10 88

**e-mail:** mtdjrb@posta.unizar.es

**Página web:** <http://wzar.unizar.es/acad/fac/geoestruc/>  
<http://wzar.unizar.es/acad/fac/geolo/port.html>

**Equipamiento:** Colaboración habitual con el „Laboratorio Jaume Almera“ (CSIC-Barcelona) y con el Instituto de Ciencia de Materiales de Aragón - ICMA (CSIC - U.Z.).

<http://icma.csic.unizar.es/nivel2/tecnicas/tecn.htm>

Entre otros equipamientos del ICMA destaca el Magnetómetro SQUID Quantum Design MPMS-SS (Medidas de magnetización remanente e inducida entre 1.2- 350 K, campos hasta 5T).

Maquinas de perforar y cortadoras.

**Personal activo (estatus):** Dr. Teresa Román (Prof. Ayudante), Dr. Andrés Gil (Prof. Ayudante), Belén Oliva (Becaria Predoctoral), Ruth Soto (Becaria Predoctoral), Javier Pérez Rives (Becario Predoctoral), Dr. Juan Cruz Larrasoña (actualmente postdoc en Southampton), Dr. Emilio Pueyo (actualmente postdoc en Leoben, Austria)

**Principales líneas de investigación:** Fabricas magneticas (rocas sedimentarias e ígneas), aplicaciones geodinámicas y tectónicas, magnetoestratigrafía, arqueomagnetismo.

**Año de inicio del funcionamiento:** 1991

---