COMUNICACIONES

E. Beamud, M. Garcés, J.A. Muñoz, Ll. Cabrera y Y. Almar - Distribución de las rotaciones paleomagnéticas en la cuenca de Graus-Tremp durante el Terciario

A. Gil, M. Lago y A. Pocoví - Fábrica magnética (ASM) en andesitas columnares. Ejemplo de un sill tardi-Carbonífero del Macizo de Albarracín (SE de la Cordillera Ibérica)

C.R. Gomes, J.B. Diez, K. Mohamed, U. Villanueva, A.F. Soares y D. Rey - Nuevos datos palinoestratigráficos y paleomagnéticos de los afloramientos estefano-pérmicos del Grupo Buçaco en el sinclinal de Santa Cristina (Norte de Coimbra, Portugal)

Friedrich Heller, Simo Spassov, Andreas Schellenberger - A paleomagnetist's view on the global quaternary loess record.

J.C. Larrasoaña, M. Garcés, X. Murelaga y E. Beamud- Magnetoestratigrafía y magnetismo ambiental de las Facies de Tudela (Mioceno inferior) en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro)

A. Lourenço, C.R. Gomes, D. Rey y J. Pratas - Parámetros magnéticos de los suelos de la periferia de Coimbra (Portugal)

K. Mohamed, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas- Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de alta resolución de sedimentos Cuaternarios de la plataforma continental adyacente a las Rías Baixas de Galicia

B. Oliva Urcia, E.L. Pueyo , A.M. Casas Sainz y T. Román Berdiel - Remagnetización del Triásico de la Zona Axial pirenaica (lámina de Bielsa, Huesca)

M.J. Orgeira1, F.X. Pereyra, C. Vásquez, E. Castañeda y R. Compagnucci1 - Señal magnética en suelos actuales de la Provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima

Maria Luisa Osete - Mesa Redonda: "Curva de deriva polar aparente de la Placa Ibérica para los últimos 300 millones de años."

A. Palencia, M.L. Osete, M. Maceira, J.J. Villalaín y R. Vegas - Estudio paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia

F.J. Pérez-Rivarés y M. Garcés - Registros magnetoestratigráficos de alta resolución: evidencia del subcron C5Dr.1n en el Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro

O. Pueyo, Á. González, J. Ipas, J. Manuel, J. Á. Orgaz, Á. Rodés, F. Teixido, A. Gil y H. Millán - Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense

E.L. Pueyo, A. Muñoz, C. Laplana, J.M. Parés - Correlación estratigráfica, bioestratigráfica y magnetoestratigráfica de la cubeta pliocena de Villarroya (La Rioja, N de España)

T. Román, A. Casas, B. Oliva, C.L. Liesa y R. Soto - Fábrica magnética del plutón de Millares (Pirineo central, Huesca)

V.C. Ruiz-Martínez y M.L. Osete - Dispersión del campo magnético terrestre obtenida a partir de remanencias primarias en lavas

C. Sinusía1, E.L. Pueyo, B. Azanza1 y A. Pocoví - Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de la Puebla de Valverde (Teruel)

A.J. Sussman - Vertical-axis rotation of the Oliana anticline

J. J. Villalaín, V.C. Ruiz, D. Rey, M.L. Osete y C. Caballero - Interpretación tectónica de la remagnetización terciaria del segmento Sur de la Sierra Madre Oriental Mexicana

V. Villasante Marcos, M.L. Osete, F. Martínez Ruiz, J. Urrutia Fucugauchi y M.A. Lamolda - Propiedades magnéticas en varias secciones del límite Cretácico-Terciario

Distribución de las rotaciones paleomagnéticas en la cuenca de Graus-Tremp durante el Terciario

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

1 Laboratorio de Paleomagnetismo UB-CSIC, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. betbeamud@ub.edu
2 Dpt. d' Estratigrafia, Paleontología i Geociències marines, Facultat de Geologia UB, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu, lluis@geo.ub.es
3 Dpt. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia UB, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. josep@geo.ub.es, yalmar@geo.ub.es

ABSTRACT

The Graus-Tremp piggy-back basin is an elongated trough formed during the emplacement of the allochtonous units of the South Central Pyrenean Units. Previous studies in both the Mesozoic basement and the Paleocene sediments of the Graus-Tremp basin have evidenced significant vertical axis clockwise rotations. These rock units are unconformable overlain by the syntectonic continental conglomerates of the Sierra de Sis and La Pobla de Segur, which were recently dated as Bartonian to Priabonian on the basis of magnetostratigraphic correlation. Paleomagnetic data from these units provide constraints on the timing and spatial distribution of the tectonic rotations in the Graus-Tremp Basin. No significant rotations during the Tertiary are observed near the Noguera Pallaresa River. Further west, between the Ésera and the Noguera Ribagorçana rivers, the lower Eocene materials record up to 30º of clockwise rotation. The lack of significant rotation in the overlying Bartonian sediments of the Sierra de Sis constrains this rotation to the Ypresian-Lutetian. In the Ainsa basin, about 30º of clockwise rotation is still recorded by Bartonian sediments. These data suggest an east-west trending of the vertical axis rotations magnitude and timing.

Key words: *Pyrenees, syntectonic conglomerates, Paleomagnetism, Paleogene, Vertical-axis rotation.*

INTRODUCCIÓN

Las láminas cabalgantes surpirenaicas han sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos en la última década, revelando la existencia de importantes rotaciones de eje vertical, especialmente notables en los materiales eocenos de las cuencas de Jaca y Ainsa (Bentham, 1992; Dinarés, 1992; Pueyo *et al.*, 2002). Hacia el Este, en la Cuenca de Graus-Tremp (Fig. 1) los sedimentos marinos del Eoceno Inferior registran una rotación horaria próxima a los 30º (Dinarés, 1992) y se hallan a su vez cubiertos discordantemente por los conglomerados sintectónicos de la Sierra de Sis (sector del río Isábena). Esta discordancia se acentúa hacia el este, hasta el punto que, en la zona del Noguera Pallaresa, los conglomerados continentales sinorógenicos de La Pobla de Segur se encuentran discordantes sobre un paleorelieve mesozoico (Fig. 1). Aquí, las unidades cretácicas no registran rotaciones significativas (Dinarés, 1992).

Datos magnetoestratigráficos recientes en los conglomerados de La Pobla de Segur y la Sierra de Sis han permitido fijar su edad en el Bartoniense-Priaboniense (Beamud *et al.*, 2003). Al norte de la cuenca de la Pobla de Segur, los conglomerados que rellenan la subcuenca de Senterada tienen una edad oligocena. En este trabajo se analizan las direcciones paleomagnéticas medias de los mismos perfiles magnetoestratigráficos con el objeto de aportar precisiones sobre la edad de las rotaciones en la Cuenca de Graus-Tremp y su relación con los giros que se han detectado en sedimentos de la misma edad en las cuencas de Ainsa y Jaca. La integración con los datos paleomagnéticos del Terciario de la Cuenca de Graus-Tremp, permite definir la magnitud y distribución de las rotaciones de eje vertical a lo largo de la cuenca (Fig. 1).

DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS Y DISCUSIÓN

Las direcciones paleomagnéticas medias de los perfiles magnetoestratigráficos se han calculado a partir de direcciones de calidad 1 y, en la parte baja del perfil de la Pobla de Segur, también a partir de direcciones procedentes de la intersección de círculos de desmagnetización. Se consideran muestras de calidad 1, aquellas en las que la componente característica representa más del 25% de la NRM inicial y presenta una caída lineal al origen. Las direcciones calculadas superan el test de antiparalelismo (McFadden y McElhinny, 1990) obteniendo clasificaciones C en la Sierra de Sis y cuenca de La Pobla de Segur y, B en la cuenca de Senterada. La magnitud de rotación en cada

sector se ha obtenido tras comparar las direcciones medias con la dirección de referencia para cada periodo de tiempo considerado (Tabla 1). Las direcciones medias se han comparado con las direcciones: 1) DEC= 004, INC= 53; $_{95}$:4,6; k:9,6; N:110, dirección de referencia para el Eoceno a partir de Taberner *et al.* (1999) y 2) DEC= 004, INC= 43; $_{95}$:2,4; k:19,4; N:184, dirección de referencia para el Oligoceno a partir de Barberà (1999). Los valores de rotación se consideran significativos cuando los conos de confianza ($_{95}$) de la dirección media calculada y de la dirección de referencia no presentan solapamiento en proyección estereográfica.

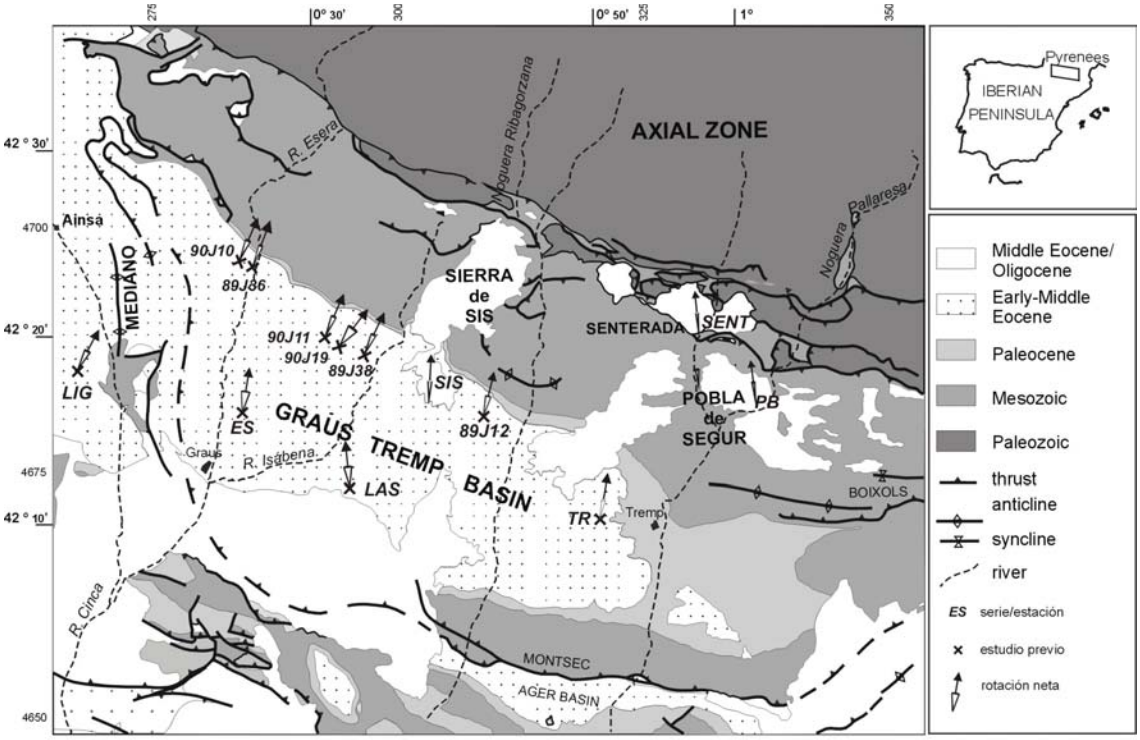

Figura 1- Mapa geológico de la cuenca de Graus-Tremp con la localización de las secciones magnetoestratigráficas (PB, CL, SIS, SENT) y de las estaciones de estudios previos en la zona.
LIG, ES, LAS: secciones de Ligüerre, Ésera y Lascuarre (sólo direcciones de clase 1) (Bentham, 1992)
TR: sección del estratotipo ilerdiense en Tremp (Pascual *et al*, 1992)
89J12, 89J36, 89J38, 90J10, 90J11 y 90J19 : estaciones paleomagnéticas de Dinarés (1992)

Las direcciones recogidas en la tabla 1 permiten afirmar que los conglomerados sinorogénicos de los tres sectores analizados, Sierra de Sis, Pobla de Segur y Senterada, no registran rotaciones de eje vertical significativas.

A partir de estos datos, es posible definir dos dominios dentro de la Cuenca de Graus-Tremp. El primer dominio, localizado en el sector próximo al Noguera Pallaresa, se caracteriza por no haber experimentado giros durante el Terciario, como lo evidencian la ausencia de rotaciones significativas en los materiales mesozoicos (Dinarés, 1992), eocenos inferiores (Pascual *et al.*, 1992) y en los conglomerados sinorogénicos suprayacentes (perfiles de La Pobla de Segur y Senterada). En el segundo dominio, en el sector comprendido entre los ríos Noguera Ribagorçana y Ésera, los materiales eocenos inferiores registran hasta 30º de rotación horaria (Dinarés, 1992). La ausencia de rotación en los materiales bartonienses suprayacentes (perfil de Sis) permite acotar la edad de este giro en el Ypresiense-Luteciense. En la cuenca de Ainsa, los materiales de la Fm Escanilla registran aún 30º de rotación horaria durante el Bartoniense-Priaboniense (Bentham, 1992), sugiriendo una tendencia este-oeste de aumento de la magnitud y duración de las rotaciones de eje vertical.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MARCONI: REN 2001-1734-CO3-03 y CARES: BTE 2001-3650 del MCyT y se ha desarrollado dentro del “Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, 2001 SGR 00074, del Comissionat de Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya.

sector	estaciones		in situ				corrección tectónica				n	N_{tot} % cl1	edad Dref	Rev test	Rot
			dec	inc	k	95	dec	inc	k	95					
Sierra de Sis	SIS	N	3	52	21,8	6,6	4	41	20,1	6,9	23	168 24%	Bart 004/53 (4)	+ C	**3 º**
		R	185	-45	18,7	8,2	191	-38	18,4	8,3	18				
		T	4	49	20,1	5,1	**7**	**39**	**19,3**	**5,2**	**41**				
Pobla de Segur	PB	N	349	48	14,9	5	355	34	14,9	5,3	51	321 25%	Bart- Priab 004/53 (4)	+ C	**- 7 º**
		R	176	-52	9,8	9	181	-37	9,8	9	29				
		T	351	50	12,5	4,7	**357**	**35**	**12,5**	**4,7**	**80**				
	CL	N	25	59	22,5	11,1	24	35	23,9	10,1	10	86 27%		-	/
		R	167	-60	30,5	7,6	175	-41	29,5	7,8	13				
Senterada	SENT	N	5	58	13,1	5,4	2	40	10,9	5,9	58	165 90%	Oligoceno 004/43 (5)	+ B	**- 8 º**
		R	169	-56	16,3	3,8	172	-40	17,3	3,7	91				
		T	355	57	14,4	3,1	**356**	**40**	**13,8**	**3,2**	**149**				
Ainsa	LIG (1)	N	---	---	---	---	29	49	13,8	12,1	12		Bart-Priab 004/53 (4)	28	
		R	---	---	---	---	214	-30	12,7	12,7	12				
		T	---	---	---	---	32	40	14	8	24				
Graus-Tremp	ES (1)	N	---	---	---	---	12	49	5,8	16,8	16		Ypr-Lut 004/53 (4)	12	
		R	---	---	---	---	199	-35	6,4	15,8	16				
		T	---	---	---	---	16	42	6	11	32				
	LAS (1)	N	---	---	---	---	5	52	12,2	16,5	8		Bart-Priab 004/53 (4)	-6	
		R	---	---	---	---	184	-45	9,8	17,3	9				
		T	---	---	---	---	358	48	11	11	17				
	89J12 (2)	T	27	31	147,4	7,6	18	51	161	7	4/4		Ypr 004/53 (4)	14	
	90J10 (2)	T	217	-38	33,8	7,6	210	-52	50,6	6,2	6/12			26	
	89J36 (2)	T	207	2	98,2	4,4	25	51	107	4,2	5/12			21	
	89J38 (2)	T	32	50	39,9	8,3	29	59	58	7	6/9			25	
	90J11 (2)	T	34	29	44,1	7	31	45	56,3	6,1	6/11			27	
	90J19 (2)	T	197	-50	23,3	9,7	221	-44	12	13,8	5/11			37	
Tremp	TR (3)	N	---	---	---	---	9	49	13,6	7,1	31		Ilerd 004/53 (4)	9,3	
		R	---	---	---	---	196	-44	9,8	5,1	89				
		T	---	---	---	---	13	46	10	4	120				

Tabla 1:*Direcciones paleomagnéticas medias y valores de rotación para los conglomerados de la Sierra de Sis y de La Pobla de Segur-Senterada a partir de las series magnetoestratigráficas y para la cuenca de Graus-Tremp y Ainsa a partir de datos de autores previos [(1) Bentham (1992) (2) Dinarés-Turell (1992) (3) Pascual et al. (1992)] (4) dirección de referencia para el Eoceno a partir de Taberner et al. (1999); (5) dirección de referencia para el Oligoceno a partir de Barberà (1999). n: numero de muestras consideradas para el cálculo de las medias;* N_{tot}*: número total de muestras en las secciones magnetoestratigráficas; %cl1: % de muestras de calidad 1 (n/N*100). En sombreado se resaltan las rotaciones significativas.*

REFERENCIAS

Barberà, X. (1999): *Magnetoestratigrafia de l'Oligocé del sector sud-oriental de la conca de l'Ebre: implicacions magnetocronològiques i seqüencials*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 247 p.

Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, Ll., Muñoz, J.A. y Almar, Y. (2003): A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 501-514.

Bentham, P.A. (1992): *The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the South-Central Pyrenean thrust system, Northern Spain.* Tesis doctoral, Univ. de California, 252 p.

Dinarés, J. (1992): *Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals.* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 461 p.

McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990): Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.

Pascual, J.O., Parés, J.M., Langereis, C.G. y Zijderveld, J.D.A. (1992): Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Ilerdian stratotype at Tremp, Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 74: 139-157.

Pueyo, E., Millán, H. y Pocoví, A. (2002): Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146: 191-208.

Taberner, C., Dinarés-Turell, J., Jiménez, J. y Docherty, C. (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 11(8): 1155-1174.

Fábrica magnética (ASM) en andesitas columnares. Ejemplo de un sill tardi-Carbonífero del Macizo de Albarracín (SE de la Cordillera Ibérica)

A. Gil, M. Lago y A. Pocoví

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C / Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.
agil@unizar.es, mlago@unizar.es, apocovi@unizar.es

ABSTRACT

This paper presents a magnetic study of andesitic columns from a later-Carboniferous sill located in the Albarracin Massif (SE Iberian Chain). Samples from the bottom (22 cores) and sides (9 cores) of some columns where collected in order to interpret the processes involved in their genesis. Measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility reveal the contribution of two different processes in the magnetic fabric adquisition: 1) primary magmatic flow and 2) thermal contraction. A subhorizontal magnetic foliation with a constant magnetic lineation is linked to the magmatic flow. Superimposed thermal contraction is identified from a gradual pattern of variation of the magnetic fabric from the border to the centre of the column. Consequently, the magnetic fabric from the centre of the column will just reflect the original magmatic fabric and the minor effect of the thermal contraction.

Key words: *columnar andesites, thermal contraction, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

Las diaclasas columnares (disyunción columnar) representan conjuntos de fracturas interconectadas, muy habituales tanto en lavas e intrusiones superficiales de composición basáltica como en coladas de composición intermedia y ácida o en "*tuffs*" muy cementados (Spry, 1962; Degraff *et al*., 1989).

Dos son los mecanismos invocados para explicar la formación del diaclasado columnar y poligonal en cuerpos ígneos: 1) Contracción térmica y 2) Convección térmica y química. De acuerdo con el primer modelo, las fracturas son el resultado de diferentes tasas de contracción durante el enfriamiento de la lava que se traducen en esfuerzos tensionales orientados perpendicularmente a los márgenes de las fracturas (Jaeger, 1961). Según este modelo las columnas son, básicamente, el resultado de un proceso físico. La segunda hipótesis supone el desarrollo de celdas convectivas largas y estrechas mediante un proceso de difusión térmica y química. Las corrientes convectivas se producen, regularmente espaciadas, dentro del fluido en cristalización (Budkewitsch y Robin, 1994).

Los escasos trabajos sobre la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en relación a los procesos relacionados con la génesis de disyunción columnar proponen la intervención de la contracción térmica como mecanismo fundamental para explicar la fábrica magnética que se encuentra en rocas afectadas por este proceso termocinemático (Ellwood y Fisk, 1977; Ellwood, 1979).

Con el objetivo de interpretar el proceso relacionado con la génesis de estructuras de disyunción columnar, en este trabajo presentamos los resultados del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) de varias muestras de columnas andesíticas que forman parte de un *sill* de edad tardi-carbonífera del Macizo de Albarracín.

El Macizo de Albarracín es un afloramiento de rocas paleozoicas localizado en la parte SE de la Cordillera (Fig. 1a). Está constituido por rocas sedimentarias y anquimetamórficas de edad ordovícica y silúrica afectadas por pliegues hercínicos de orientación NNO-SSE (Fig. 1b). Distintos tipos de rocas ígneas calcoalcalinas (*sills*, diques y coladas) de edad tardi-carbonífera a Pérmico inferior, afectan a la serie sedimentaria (Lago *et al*., 1996). La estructura columnar estudiada forma parte de un *sill* de composición andesítica con una potencia máxima de 100 m. Al igual que la serie sedimentaria, el *sill* se encuentra afectado por pliegues hercínicos de orientación NNO-SSE.

METODOLOGÍA

Las medidas de ASM de cada espécimen se realizaron con un susceptómetro KLY-3 (AGICO), con un campo magnético de baja intensidad (300Am^{-1}), basado en la medida de las susceptibilidades a lo largo de 15 direcciones

preestablecidas (Jelinek, 1981). La media aritmética de los datos de ASM de todos los especímenes se muestran en la tabla 1. La susceptibilidad magnética media de cada espécimen viene expresada por el parámetro

$Km = (Kmax+Kint+Kmin) / 3$

donde $Kmax$, $Kint$ y $Kmin$ representan las susceptibilidades máxima, intermedia y mínima del elipsoide de susceptibilidad magnética.

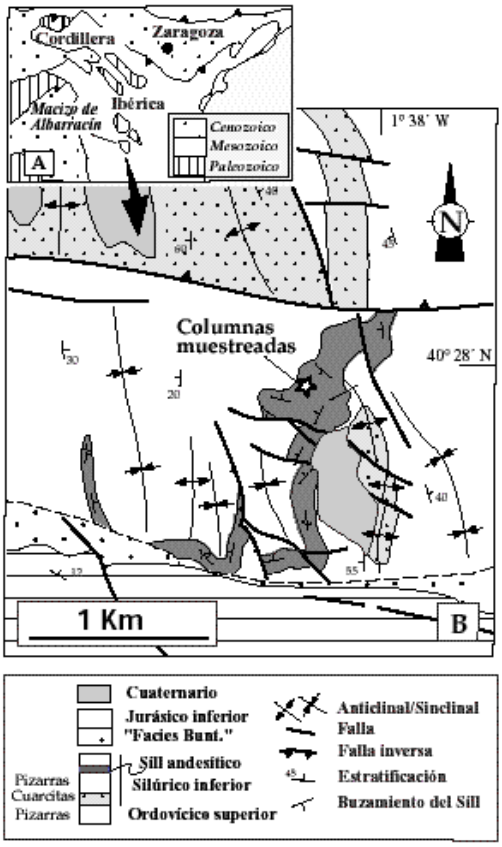

FIGURA 1: *Localización del Macizo de Albarracín en el marco de la Cordillera Ibérica (a) y situación de las columnas muestreadas (b).*

La forma de los elipsoides magnéticos se ha caracterizado mediante el parámetro (Jelinek, 1981):

$T_j = (2 \ln Kint - \ln Kmax - \ln Kmin)/(\ln Kmax - \ln Kmin)$

Por último, el grado de anisotropía magnética se ha cuantificado mediante el parámetro (Jelinek, 1981)

$P_j = \exp [2 ((\eta_1 - \eta_m)^2+(\eta_2 - \eta_m)^2+(\eta_3 - \eta_m)^2)]^{1/2}$

donde $\eta_1 = \ln Kmax$; $\eta_2 = \ln Kint$; $\eta_3 = \ln Kmin$ y $\eta_m = (\eta_1 x \eta_2 x \eta_3)^{1/3}$

La determinación de la mineralogía magnética se llevó a cabo mediante observaciones petrográficas. Varios análisis de la Magnetización Remanente Isoterma se han realizado para caracterizar la contribución de los minerales ferromagnéticos a la susceptibilidad total de las muestras analizadas.

La mayor parte de las muestras utilizadas en este estudio se extrajeron de la base de una columna andesítica de 0,60 m de anchura, con una orientación de su eje de 075, 65. Con el fin de detectar variaciones en la fábrica magnética dentro de la columna el muestreo se realizó de centro a borde obteniendo un total de 22 muestras (130 especimenes con un volumen estándar) (Fig. 2a). Además, otras 9 muestras (54 especímenes) se extrajeron en las caras de tres columnas con el fin de detectar posibles variaciones de la fábrica con la profundidad (Fig. 2b).

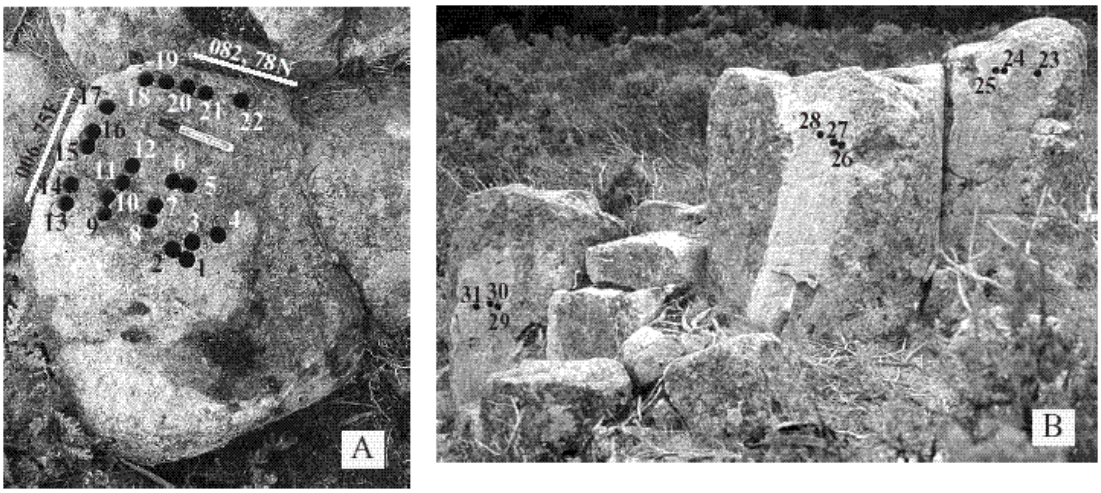

FIGURA 2: *Aspecto de campo de la base de una columna andesítica muestreada (a) y muestreo realizado en los lados de tres columnas andesíticas (b).*

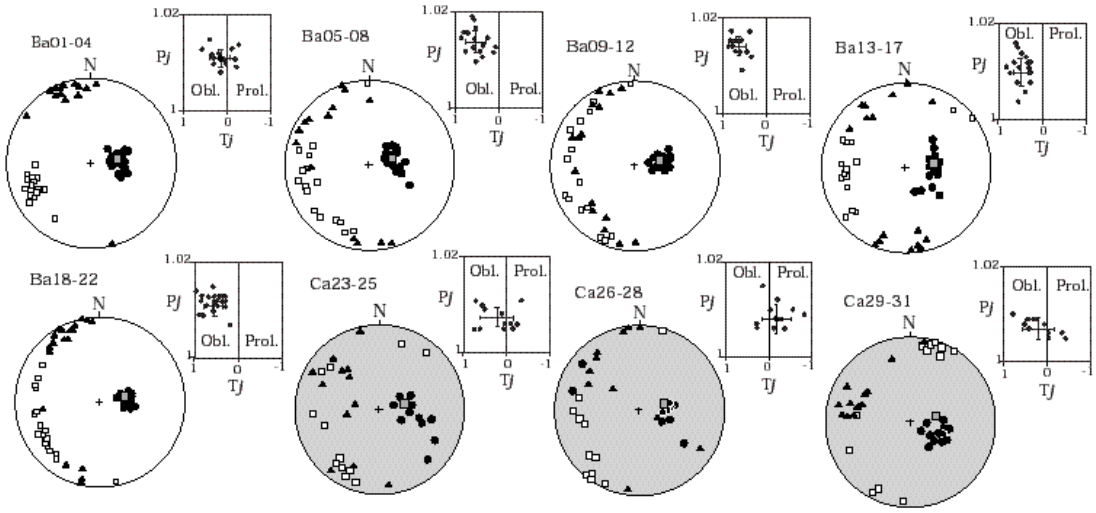

FIGURA 3: *Estereogramas y diagramas de anisotropía correspondientes a muestras de la base (fondo blanco) y lados (fondo gris) de las columnas. En los estereogramas; círculos, triángulos y cuadrados representan los ejes del elipsoide magnético de susceptibilidad mínima, intermedia y máxima, respectivamente. El cuadrado en gris muestra la orientación del eje de las columnas.*

RESULTADOS

La ASM de una roca es debida a minerales (fundamentalmente para y ferromagnéticos y. en menor grado, diamagnéticos) que presentan comportamientos distintos ante un campo magnético de baja intensidad. Esta es la razón por la cual resulta fundamental conocer las distintas fases minerales que contribuyen a la susceptibilidad de una roca. Observaciones petrográficas han permitido identificar la presencia de biotita y clorita secundaria como minerales paramagnéticos, y plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo como principales fases diamagnéticas. En cuanto a las fases ferromagnéticas, las curvas de saturación obtenidas para especímenes representativos indican la presencia mayoritaria de hematites respecto a magnetita. Por otro lado, los valores de *Km* obtenidos, con un valor promedio de 240 x 10^{-6} SI, y los bajos valores de P*j* (<1,1), indican un predominio de susceptibilidad paramagnética (Rochette, 1987).

El estudio de la fábrica magnética incluye tanto la caracterización de la forma como el análisis de la orientación de los elipsoides magnéticos de las distintas muestras correspondientes a la base y caras de la columna andesítica. Como muestran los diagramas de anisotropía de la figura 3, las muestras procedentes de la base presentan formas predominantemente oblatas (1>T*j*>0) con grados de anisotropía bajos (P*j*<1,02). El análisis detallado de los gráficos de anisotropía revela, sin embargo, una marcada tendencia de variación. Desde el centro columna (muestras Ba01-04) hacia el exterior (muestras Ba05 a 12) se observa una variación gradual de la forma media de los elipsoides (con formas más neutras, T*j* 0, en el centro) a formas oblatas uniaxiales (1>T*j*>0,5) en el exterior. Esta variación de la forma media va acompañada de un ligero incremento del grado de anisotropía. Desde el punto de vista direccional, las muestras centrales presentan una clara distribución triaxial de los ejes principales de susceptibilidad con una lineación magnética muy bien definida y los ejes *K*min agrupados en torno al eje de la columna. Hacia el exterior queda claramente definida una foliación magnética (000, 10 O), manteniéndose la posición de los ejes *K*min. Para las muestras localizadas en dos de los lados de la columna (Ba13-17 y Ba18 –22), la forma media de los elipsoides cae en el centro del campo oblato con valores de anisotropía intermedios. En ambos casos se mantiene la misma foliación magnética con un agrupamiento de los ejes *K*min. en torno al eje de la columna.

En las muestras extraídas en los lados de la columna no se observa ninguna tendencia en la variación de la forma de los elipsoides magnéticos. La forma media de los elipsoides es tanto predominantemente oblata (muestras Ca23-25 y Ca29-31) como prolata (muestras Ca26-28) (Fig. 3). Tampoco existen variaciones en el grado de anisotropía con valores de 1,007 y 1,008 (Tabla 1). Desde el punto de vista direccional, los ejes *K*min se agrupan en torno a la posición del eje de la columna y presentan una foliación magnética con la misma

orientación que en la base. Al igual que se observa en el centro de la columna (Ba01-04, figura 3), se define una lineación magnética en la dirección NNE-SSO.

	Muestras	*N*	*Km*	*Pj*	*Tj*
Base	Ba01 a Ba04	16	234	1,011	0,14
	Ba05 a Ba08	16	235	1,014	0,51
	Ba09 a Ba12	14	279	1,014	0,63
	Ba13 a Ba17	14	240	1,010	0,48
	Ba18 a Ba22	22	219	1,011	0,57
Caras	Ca23 a Ca25	12	254	1,007	0,23
	Ca26 a Ca28	11	230	1,008	-0,16
	Ca29 a Ca31	12	223	1,007	0,19

N= número de especímenes; *K*m= susceptibilidad media (x 10^{-6} S.I.). P*j*= grado de anisotropía; T*j*= simetría de forma.

Valores promedio (media aritmética) de los distintos parámetros magnéticos utilizados

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estudios relativos a la fábrica magnética de columnas basálticas indican, como característica común, la existencia de una orientación preferente de los ejes *K*min paralelamente al eje de las columnas y agrupados como consecuencia de la contracción térmica producida paralelamente a la columna (Ellwood y Fisk, 1977). Brown *et al.* (1964) demostraron que los ejes *K*int y *K*max se dispersan en el plano perpendicular al eje de las columnas deduciéndose, entonces, que la convección térmica, responsable de una orientación preferente de los minerales paralelamente a las paredes de la columna, no es un factor que intervenga en la formación de la columna. En cuanto a la forma de los elipsoides magnéticos, su variación, desde los márgenes de la columna hasta el centro, se ha relacionado con variaciones en la tasa de enfriamiento de la masa ígnea (Ellwood y Fisk, 1977).

Tal y como muestran los estereogramas de la figura 3, el rasgo común de todas las muestras es el agrupamiento de los ejes *K*min paralelamente al eje de la columna. Sin embargo, y en contraposición a lo que cabría esperar en un proceso de contracción radial (dispersión de *K*int y *K*max en el plano perpendicular al eje largo de la columna), el patrón direccional de los ejes no se mantiene constante, variando desde los márgenes de la columna (con predominio de elipsoides oblatos y ausencia de lineación magnética) hasta el centro (con elipsoides más prolatos y una clara lineación magnética). La presencia de una lineación magnética con una orientación constante en distintos puntos de la columna indica, por otro lado, que se trata de un rasgo de la fábrica independiente del proceso responsable de la formación de la columna. A partir de los datos presentados se desprende que la fábrica magnética de estas rocas contempla la intervención de más de un proceso petrogenético. Nuestra interpretación contempla un proceso primario, flujo magmático, y otro posterior de contracción térmica previa a la solidificación.

El primero explicaría la presencia de una foliación magnética subhorizontal y una lineación magnética paralela a la dirección del flujo. Por su parte, el proceso de contracción térmica es puesto de manifiesto por el patrón de variación de la forma de los elipsoides magnéticos en relación a la forma de la columna. Teniendo en cuenta que es en la zona central de la columna donde se preservan los rasgos originales de la fábrica (lineación magnética), el máximo efecto asociado a la contracción térmica puede apreciarse en los márgenes de la columna. De este modo podemos concluir que el esfuerzo asociado a la contracción térmica disminuye de un modo gradual desde los márgenes hacia el centro de la columna.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado con el Proyecto BTE2002-04168-CO3-OA.

REFERENCIAS

Brown, H.C., Khan, M.A. y Stacey, F.D. (1964): A search for flow structure in columnar basalt using magnetic anisotropy measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 57: 65-71.

Budkewitsch, P. y Robin, P.Y. (1994): Modelling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59: 219-239.

Degraff, J.M., Long, P.E. y Aydin, A. (1989): Use of joint-growth directions and rock textures to infer thermal regimes during solidification of basaltic lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38: 309-324.

Ellwood, B.B. (1979): Anisotropy of magnetic susceptibility variations in Iceland columnar basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 42:209-212.

Ellwood, B.B. y Fisk, M.R. (1977): Anisotropy of magnetic susceptibility variations in a single Icelandic columnar basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 35: 116-122.

Jaeger, J.C. (1961): The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *American Journal of Sciences*, 259: 721-734.

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

Lago, M., Gil Imaz, A., Pocoví, A., Arranz, E., Bastida, J., Auqué, L. y Lapuente, M.P. (1996): Rasgos geológicos del magmatismo autuniense en la Sierra de Albarracín (Cadena Ibérica occidental). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20: 139-157.

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

Spry, A. (1962): The origin of columnar joints, particularly in basalts flows. *Journal of the Geological Society, Austria*, 8: 191-216.

Nuevos datos palinoestratigráficos y paleomagnéticos de los afloramientos estefano-pérmicos del Grupo Buçaco en el sinclinal de Santa Cristina (Norte de Coimbra, Portugal)

C.R. Gomes[1], J.B. Diez[2], K. Mohamed[2], U. Villanueva[3], A.F. Soares[1] y D. Rey[2]

1 Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal - 3000-272 Coimbra, Portugal. romualdo@dct.uc.pt
2 Dpto. Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio. Universidad de Vigo. Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra), España. jbdiez@uvigo.es, kmohamed@uvigo.es, danirey@uvigo.es
3 Área de Paleontología, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. uxuevillanueva@yahoo.es

ABSTRACT

The palynological and palaeomagnetic data obtained from the Vale da Mó and Monçarros Formations are presented. The Palaeomagnetic results from the upper beds of the Monçarros Formation allowed the definition of a magnetic component (dec./inc. = 156,5°/14,4°; K=206,4, $_{95}$=8,6°) acquired during stephano-permian times sedimentation in a mostly reversed field at low southern latitude.

Key words: *Stephanian C, Autunian, Palinostratigraphy, Palaeomagnetism.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las unidades del "Grupo Buçaco" objeto de este estudio forman una franja de cerca de 30 km de longitud y 0,5 a 2 km de ancho, que se extienden sobre el flanco Oeste de la zona de cizalla Porto-Tomar-Ferreira del Alentejo (Chaminé *et al.*, 2003). Estructuralmente, forman dos sinclinales consecutivos (Fig. 1): Algeriz al norte y Santa Cristina al sur (Wagner *et al.*, 1983).

Las unidades estudiadas se superponen en discordancia sobre esquistos de edad Precámbrico y/o Paleozoico inferior y se sitúan también en discordancia por debajo de la discontinuidad erosiva que las separa de los depósitos del Grupo "Grés de Silves" (Triásico Superior-Hettangiense, Palain, 1976; Soares *et al*., 1985).

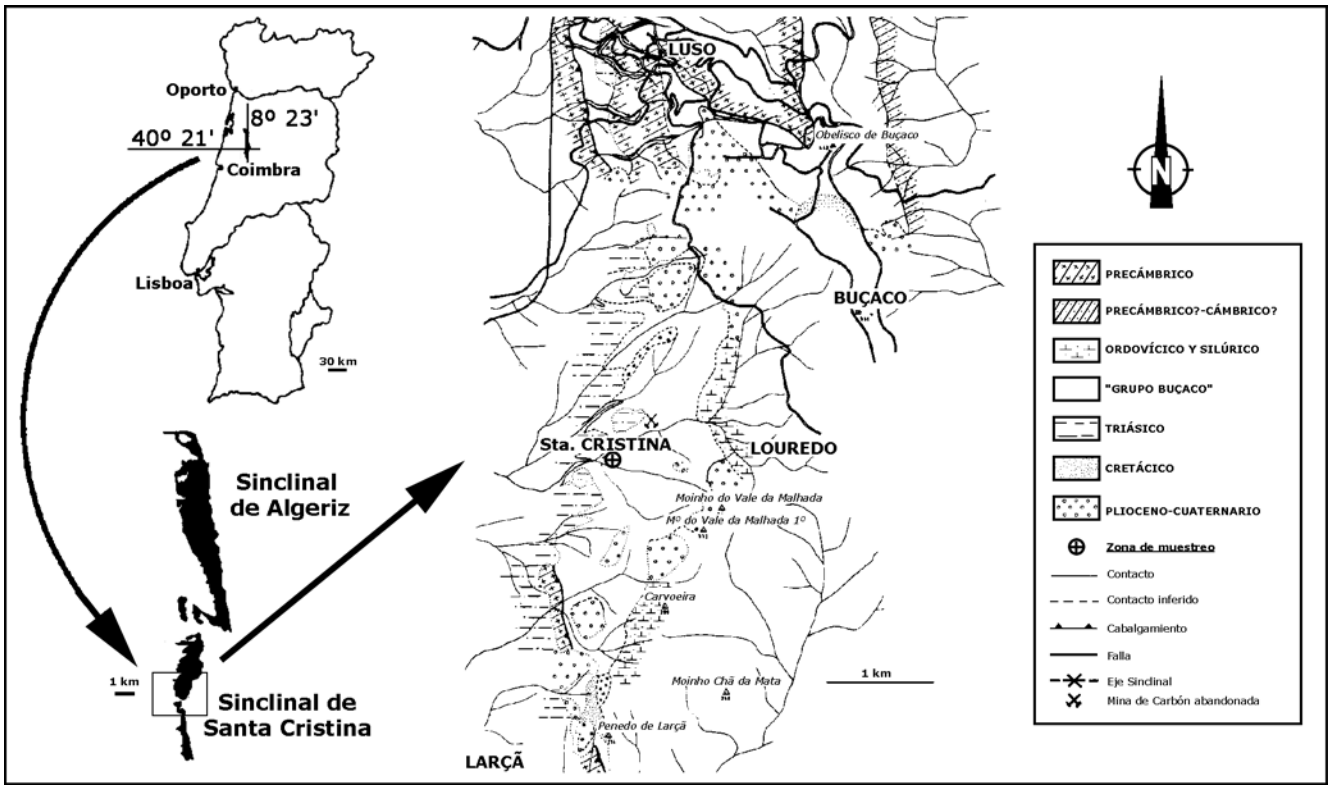

FIGURA 1: *Situación de los afloramientos estudiados (modificado de Wagner et al., 1983).*

Unidades estratigráficas		Espesor	Datación	
			Wagner *et al*. (1983)	En este articulo
"Grupo Grés de Silves" (Soares *et al*., 1985)			Triásico Superior	
"Grupo Buçaco" (Domingos *et al*., 1983; Wagner *et al*., 1983)	Fm Monçarros	>200m	Autuniense	
	Fm Vale da Mó	(40 m?)	– – – –	Limite Carbonífero /Pérmico
	Fm Algeriz	c. 200m	Estefaniense C	

FIGURA 2: *Descripción de la sucesión estratigráfica y dataciones relacionadas con los materiales estefano-pérmicos de los sinclinales de Algeriz y Santa Cristina.*

Estas formaciones quedan definidas en Domingos *et al*. (1983) y Wagner *et al.* (1983) de la siguiente manera (Fig. 2):

1 Formación Algeriz: unidad inferior esencialmente conglomerática, de color rojo y de aproximadamente 200 m de espesor.
2 Formación Vale da Mó: unidad intermedia, arenoso-lutítica roja y gris de aproximadamente 40 m de espesor en la que se registra la aparición de dos capas de carbón.
3 Formación Monçarros: unidad superior, con un espesor superior a 200 m, de color rojo, constituida por depósitos arenoso-lutíticos y conglomeráticos.

El objetivo principal de este trabajo es la obtención de datos palinológicos y paleomagnéticos que permitan una mejor datación de las formaciones estudiadas y obtener una serie de polos paleomagnéticos que contribuyan a refinar la Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA) para el Carbonífero y Pérmico.

METODOLOGÍA

En este contexto se realizaron una serie de muestreos palinológicos con la intención de datar los materiales de las formaciones Algeriz, Vale da Mó, Monçarros (Wagner *et al.,* 1983) y Areniscas de Silves en sus afloramientos del Norte del Tajo (Palain, 1976). Se prestó especial atención a la posibilidad de evaluar la extensión del hiato estratigráfico, significado por la discontinuidad estratigráfica sita entre ambas formaciones. Se prospectaron 15 niveles de la Fm Vale da Mó en el Sinclinal de Sta. Cristina, realizándose los protocolos analíticos clásicos sobre las muestras obtenidas.

El trabajo paleomagnético de campo se centró en el muestreo del corte correspondiente a la parte superior de la Fm de Monçarros. Se muestrearon 6 sitios, obteniéndose un total de 37 muestras paleomagnéticas orientadas de 2,54 cm de diámetro con una taladradora no magnética.

El trabajo paleomagnético de laboratorio consistió en la desimanación térmica escalonada de estas muestras. Se establecieron 16 pasos de desimanación entre los 100°C y los 720°C. Tras cada etapa de este proceso se midió la remanencia magnética en un magnetómetro de tipo spinner Para determinar la estabilidad mineralógica de las muestras durante el proceso se midió la susceptibilidad magnética tras cada etapa de calentamiento, no encontrándose alteraciones en la mineralogía magnética durante el proceso.

Los datos así obtenidos fueron sometidos a un análisis de la componente principal a fin de obtener la Componente de Imanación Característica (ChRM). Las componentes obtenidas tras aplicar la corrección tectónica, se utilizaron para el cálculo del polo geomagnético virtual.

RESULTADOS

De todos los niveles analizados en la búsqueda de conjuntos paleopalinológicos sólo dos han resultado positivos, los denominados Buçaco 9 y 13, que se sitúan sobre y debajo, respectivamente, de una capa de carbón (Fm Vale da Mó) que aflora al lado de la carretera.

Las asociaciones son extremadamente pobres y se encuentran muy mal conservadas lo que ha provocado la repetición de los análisis para obtener más y mejor material. La materia orgánica esta muy evolucionada, posiblemente este efecto se derive de que los materiales han debido estar afectados por cierto gradiente térmico.

Los conjuntos paleopalinológicos continúan siendo estudiados, ya que aunque están mal preservados y son muy escasos, en algunos casos es posible su clasificación. Por el momento se han identificado conjuntos palinológicos, caracterizados por *Potonieisporites novicus*, que nos indican que los materiales aflorantes corresponden al Estefaniense C (Carbonífero superior) o Autuniense (Pérmico Inferior), o lo que es lo mismo al transito Carbonífero-Pérmico.

Esta atribución temporal es coherente con los datos de macroflora de Wagner *et al.* (1983), que proponen que las floras presentes en los afloramientos "pérmicos" (Teixeira, 1942) del Sinclinal de Algeriz en realidad deben de atribuirse a la parte más alta Estefaniense C (o el límite

más inferior del Autuniense), ya que los niveles prospectados para el presente trabajo en el sinclinal de Sta. Cristina coinciden con las facies lacustres de la Fm Vale da Mó (Wagner *et al.*, 1983). Aún así cabe destacar la importancia del hallazgo que permite, por primera vez, basar la atribución estratigráfica de los materiales aflorantes en el Sinclinal de Sta. Cristina según criterios palinológicos.

Los diagramas de Zijderveld (Fig. 3) muestran la existencia de dos componentes de desimanación bien marcadas. La primera de ellas, CSCII (Fig. 3a), presenta una temperatura de desbloqueo cercana a 200°C. Su dirección, antes de la corrección tectónica, es similar a la del campo geomagnético actual y se considera por tanto una componente reciente.

La segunda componente, CSCI (Figs. 3b y 3c), se define para la mayoría de las muestras entre los 600° C y el origen. Las direcciones de esta componente para tres de los sitios estudiados presentan los siguientes valores después de la corrección tectónica, DEC = 156,5°, INC = 14,4°, k = 206,4, $_{95}$ = 8,6°. El polo geomagnético virtual correspondiente a estos valores se sitúa en 41,9° de latitud y 194,2° de longitud (Fig. 4). Estos sitios presentan inclinaciones relativamente bajas y positivas que pueden corresponderse a un campo de polaridad invertida registrado en el hemisferio sur, a una paleolatitud cercana a 7° S. Esto sitúa la placa ibérica al Sur del Ecuador en esta época.

Los restantes sitios presentan componentes con valores de inclinación muy próximos a la horizontal, tanto positivos como negativos. Cuatro de los especimenes permitirían definir una polaridad normal que, de ser significativa, se corresponderían a un subcron también normal. De ser así, el resto de las direcciones obtenidas para este grupo podrían estar asociadas a periodos de polaridad inversa, muy posiblemente durante el supercron del Kiaman.

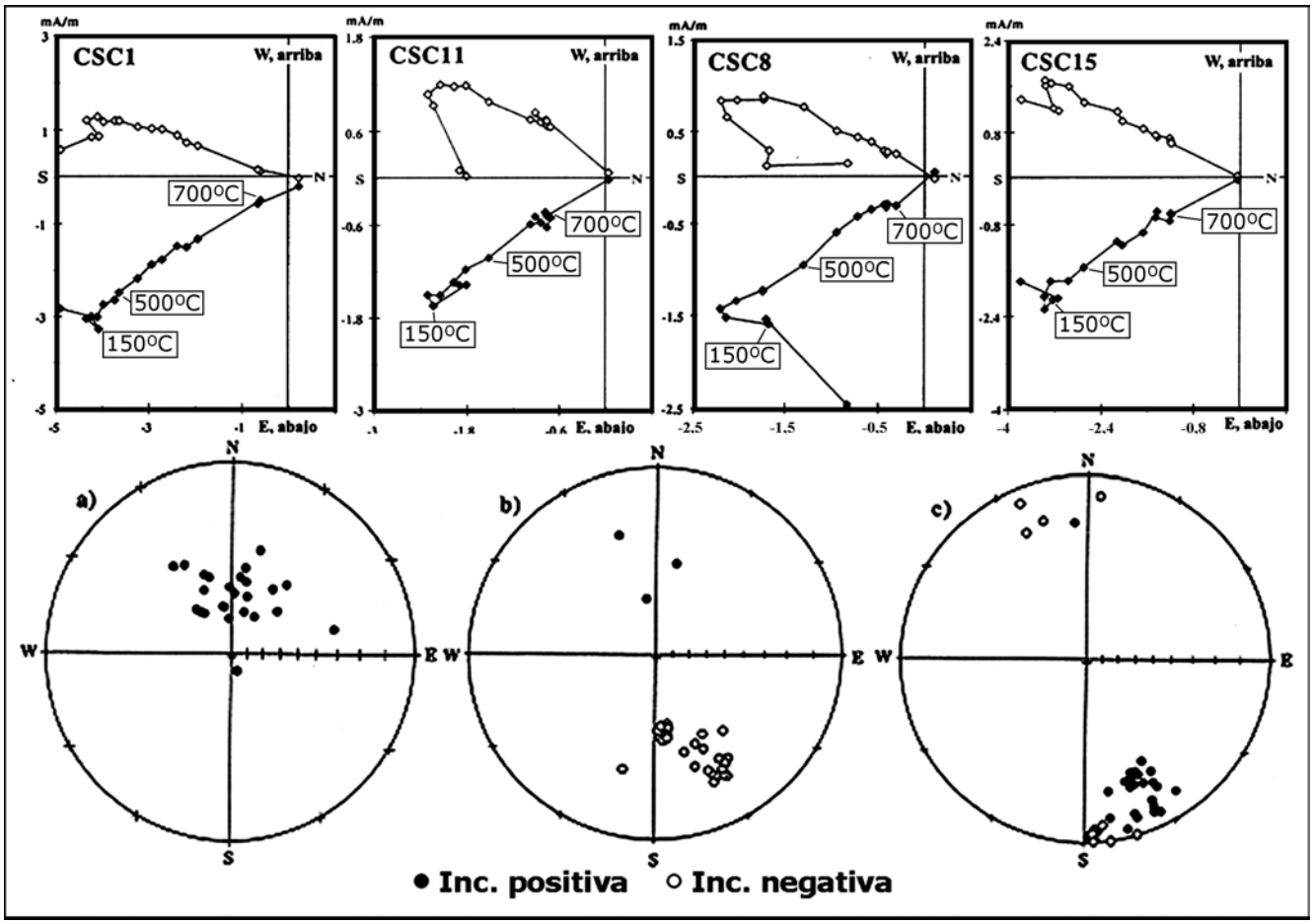

FIGURA 3: *Diagramas de Zijderveld mostrando la desimanación térmica de 4 muestras seleccionadas. a) Proyección estereográfica de la CSCII sin corrección tectónica, b) de la CSCI sin corrección tectónica, c) de la CSCI con corrección tectónica.*

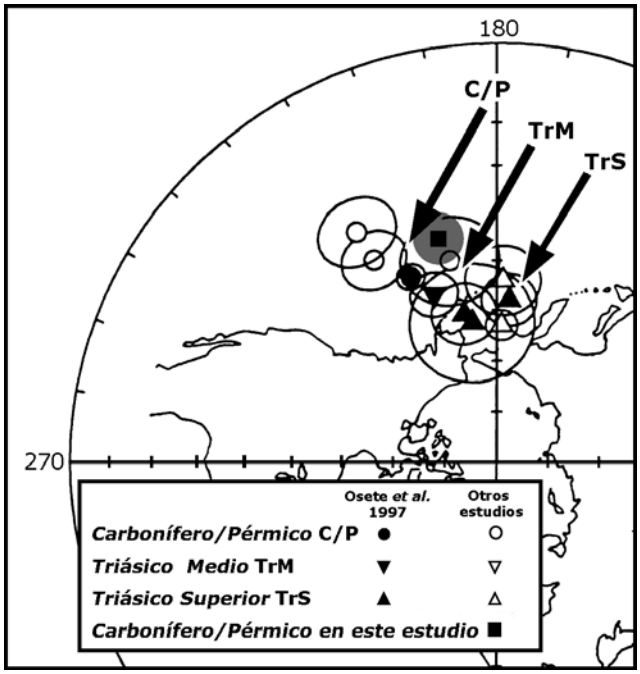

FIGURA 4: *Curva de deriva polar desde el Carbonífero hasta el Triásico obtenida por diversos autores. En gris se muestra el polo paleomagnético obtenido en este estudio.*

CONCLUSIONES

Los trabajos palinológicos apoyan las atribuciones realizadas con macroflora para materiales similares en el sinclinal de Algeriz y datan de manera fiable y precisa los niveles estudiados en el sinclinal de Sta. Cristina como el límite Estefano-Pérmico. Y permite afirmar que el hiato estratigráfico infratriásico abarca la casi totalidad del Pérmico (Autuniense basal), llegando hasta el Triásico Superior (Palain, 1976; Diez, 2000), el estudio palinológico de los materiales triásicos suprayacentes se encuentra en progreso. Las direcciones paleomagnéticas obtenidas son consistentes con la CDPA de Iberia de Osete *et al*. (1997). En concreto, presentan pequeñas diferencias angulares con los datos de Van Der Voo (1969), probablemente obtenidos en esta serie (DEC = 149,0°, INC = 11,0° N = 17, $_{95}$ =7°), y a los que estos autores atribuyen un rango temporal más amplio. Esta diferencia puede estar ocasionada por no tener en cuenta la posible existencia de una suave discordancia intracarbonífera, la dificultad en aislar las componentes de imanación originales desimanando por campos alternos y/o a una mayor dispersión de las muestras a lo largo de toda la sección El polo presentado en este trabajo, cuya edad se asigna con precisión al límite Carbonífero-Pérmico confirma la posición general de Iberia propuesta por Van der Voo (1993). El mejor control geocronológico y tectónico de los materiales y las ventajas de la desimación térmica en series de este tipo contribuye a refinar la CDPA de Iberia durante el Carbonífero y Pérmico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos BTE2002-00775, HP2001-38 del MCyT de España y Acção Luso-Espanhola E-6/02.

REFERENCIAS

Chaminé, H.I., Gama Pereira, L.C., Fonseca, P.E., Moço, L.P., Fernandes, J.P., Rocha, F.T., Flores, D., Pinto de Jesus, A., Gomes, C., Soares de Andrade, A.A. y Araújo, A. (2003): Tectonostratigraphy of Middle and Upper Paleozoic black shales from Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36: 649.

Diez, J.B. (2000): Geología y Paleobotánica de la Facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones bioestratigráficas en el Peritethys Occidental. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza/Univ. Pierre et Marie Curie-París-6, 424 p.

Domingos L.C.G., Freire, J.L.S., Silva, F.G., Gonçalves, F., Pereira, E. y Ribeiro, A. (1983): The structure of intramontane upper Carboniferous Basins in Portugal. En: *The Carboniferous of Portugal* (M.J.L. Sousa y J.T. Oliveira, Eds.), Mem. Serviços Geológicos de Portugal, 29: 187-194. Lisboa.

Osete, M.L., Rey, D., Villalaín, J.J. y Juarez, 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. Lisboa.

Soares, A.F., Marques, J.F. y Rocha, R.B. (1985): Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Mem. Not. Mus. Lab. Geológico Univ. Coimbra*, 100, 41-71, Coimbra.

Teixeira, C. (1942): Elementos para o estudo da flora fóssil do Autuniano do Buçaco. *Publi. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto,* 2ª Sér., 27: 1-32, Ests I-XII.

Van Der Voo, R. (1969): Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7: 5-56.

Van Der Voo, R. (1993): *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, 441 p.

Wagner, R.H., Lemos de Sousa, M.J. y Gomes da Silva, F. (1983): Stratigraphy and fossil flora of the Upper Stephanian C of Buçaco, North of Coimbra (Portugal). En: *Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula* (M.J. Lemos de Sousa, Ed.), Porto, 127-170.

A paleomagnetist's view on the global quaternary loess record.

Friedrich HELLER[1], Simo SPASSOV[1], Andreas SCHELLENBERGER[2]

[1]Institut für Geophysik, ETH Zürich, CH-8093 Zürich, Switzerland
[2]Geographisches Institut, Universität Bern, CH-3012 Bern, Switzerland

The global loess record has come into the focus of paleomagnetists when they recognized that magnetic properties of this dust material provide extremely useful information about age and environmental conditions under which loess deposits have been formed. Earlier magnetostratigraphic studies on the Chinese loess plateau gave evidence about the loess deposition history during the last 2.5 Ma. Chinese colleagues could demonstrate recently that aeolian sedimentation (red clay) started even earlier, some 7 Ma ago. The onset of Asian desertification and aeolian sedimentation may date back even into the early Miocene about 22 Ma ago. Meanwhile magnetostratigraphers have started investigating loess sections all over the globe. Most recently, continuous intramontane loess deposits in Argentina were shown to date back about 1.1 Ma, thus providing one of the longest Quaternary terrestrial paleoclimatic records reported from the southern hemisphere.

The magnetic recording mechanisms seem to be quite complicated. At least in the Chinese loess, geomagnetic field changes may not be recorded synchronously with sedimentation. Hence polarity reversal boundaries are delayed within the loess record and short polarity events may not be recorded at all. The displaced boundaries can be modelled using two-component detrital and pedogenic magnetic mineralogies.

Environmental change during loess deposition has influenced the magnetic sediment signature leading to enhancement or depletion connected to pedogenesis. Rock magnetic techniques have been developed to identify and quantify coexisting magnetic phases of pedogenic and detrital origin. Four different magnetic remanence carrying mineral populations (one pedogenic and three detrital) have been identified in Chinese loess. A linear source mixing model is able to quantify the remanence contributing carriers and allows interpretation in terms of aeolian loess deposition, weathering and paleosol formation. Their relative contributions are not necessarily connected to the apparent lithological loess/palaeosol changes.

Magnetoestratigrafía y magnetismo ambiental de las Facies de Tudela (Mioceno inferior) en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro)

J.C. Larrasoaña[1], M. Garcés[2], X. Murelaga[3] y E. Beamud[1]

1 Laboratori de Paleomagnetisme UB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", C/ Lluis Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. jcl1@soc.soton.ac.uk, betbeamud@ub.edu
2 Group of Geodynamics and Basin Analysis, University of Barcelona, Facultat de Geologia, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu
3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del Pais Vasco, Aptdo. 644, E-48080 Bilbao. gppmubej@lg.ehu.es

ABSTRACT

In this study we present the first magnetostratigraphic and environmental magnetic results from the lower unit of the Tudela Formation, the Tudela Facies. This unit is composed of lacustrine, palustrine and distal aluvial facies that represent the Miocene sedimentary filling of the central sector of the western Ebro basin. Our magnetostratigraphic results enable accurate dating of the Tudela Facies, whose lower and upper boundaries can be dated at 20.725 myr (base of chron C6An.2n) and 18 myr (chron C5Dr), respectively. Preliminar environmental magnetic data suggest, based on the presence of hematite formed during oxidation processes, that the lower part of the Tudela Facies was deposited under relatively more arid conditions. This interpretation is consistent with previous environmental data derived from mammal and ostracods faunas, obtained both in the study area and in other Iberian Miocene basins.

Key words: *magnetostratigraphy, environmental magnetism, Miocene, Ramblian, Ebro Basin.*

INTRODUCCIÓN

Las Bardenas Reales de Navarra se asientan sobre los materiales Miocenos de origen fluvial y lacustre de la Formación Tudela, que constituyen el relleno sedimentario acumulado en la parte centro-occidental de la cuenca del Ebro durante los últimos estadios de la formación de los Pirineos y la Cordillera Ibérica (Fig. 1). La Fm Tudela se divide en dos miembros principales (Faci *et al.*, 1997), de los cuales el inferior (Facies de Tudela) se apoya concordante sobre los yesos de la Fm Lerín y el superior (Calizas de Sancho Abarca) incluye los materiales más recientes conservados en el sector navarro de la cuenca terciaria del Ebro. Debido a la posición alejada de los márgenes de la cuenca y a la ya decreciente actividad tectónica en dichos márgenes durante el Mioceno, los materiales de la Fm Tudela han registrado las condiciones ambientales y climáticas que se dieron durante su depósito, tal y como lo atestiguan los estudios de las faunas de vertebrados terrestes y ostrácodos de Murelaga *et al.* (1997), Murelaga (2000) y Murelaga *et al.* (2002). Con el fin de poner en un contexto cronológico preciso toda la información estratigráfica y paleogeográfica registrada en los materiales de la Fm Tudela, se ha abordado la realización de un estudio magnetoestratigráfico de dicha formación. Además de dicho trabajo, se ha realizado un estudio preliminar de magnetismo ambiental encaminado a examinar los posibles cambios climáticos y ambientales registrados en las propiedades magnéticas de los materiales estudiados. En esta comunicación se presentan los resultados obtenidos del miembro inferior de la Fm Tudela (e.g., las Facies de Tudela), ya que es en dicho miembro donde se dispone de información bioestratigráfica y paleoambiental previa derivada de los estudios paleontológicos realizados por Murelaga *et al.* (1997), Murelaga (2000) y Murelaga *et al.* (2002).

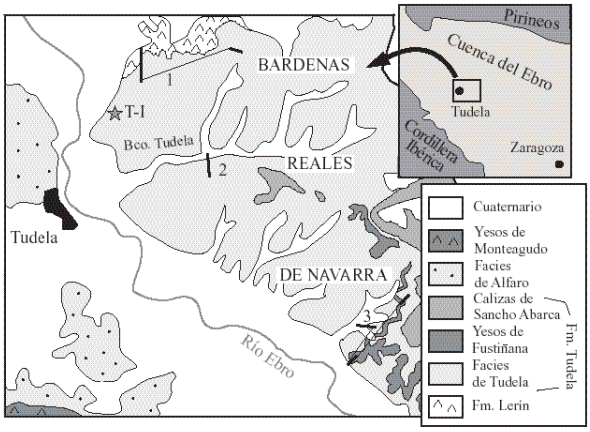

FIGURA 1: *Localización y cartografía geológica del área de estudio. Los números indican las secciones muestreadas: 1) Cabezo Marijuán compuesta; 2) Barranco Tudela; 3) Barranco del Fraile compuesta. El asterisco indica la posición del yacimiento de Tudela 1.*

MATERIAL Y MÉTODOS

Las Facies de Tudela están constituídas por lutitas de tonalidades rojizas, ocres, amarillentas y grisáceas entre las que se intercalan niveles de orden decimétrico y centimétrico de calizas, areniscas y yesos. Estos materiales se depositaron en la zona de transición situada entre los lagos que ocupaban el sector central de la cuenca del Ebro, que en ocasiones tenían carácter evaporítico, y las extensas llanuras aluviales distales que drenaban la Cordillera Ibérica y los Pirineos (Faci *et al.*,

1997). El estudio se ha centrado en 6 secciones magnetoestratigráficas que se agrupan en tres secciones compuestas e incluyen los materiales del techo de la Fm Lerín, todo el conjunto de las Facies de Tudela y la base de las Calizas de Sancho Abarca. El espaciado medio de cada estación de muestreo es de 2,5 m, lo cual se correspondería con una duración de 25-35 kyr teniendo en cuenta las tasas de sedimentación (7-15 cm/kyr) habituales en otros sectores de la cuenca del Ebro (Pérez-Rivarés *et al*., 2002). En la mayoría de las estaciones, el material muestreado ha sido suficiente como para llevar a cabo el análisis paleomagnético y el estudio preliminar de las propiedades magnéticas. El análisis paleomagnético ha consistido en la desmagnetización térmica progresiva, con pasos de entre 30˚C y 50˚C en los intervalos de definición de la magnetización característica, de unas 210 muestras. Los datos de magnetismo ambiental se han basado en la medida de la magnetización remanente isotérmica (IRM) aplicada a 0,3 T y 0,9 T, cuyo valor se ha normalizado por la masa de las muestras. La IRM@0,3T da una idea sobre las variaciones relativas en la concentración de minerales de baja coercitividad, mientras que la "*hard*" HIRM (=IRM@0,9T-IRM@0,3T) proporciona información sobre las variaciones relativas en la concentración de minerales de alta coercitividad.

Las series muestreadas incluyen dos de los yacimientos con faunas de vertebrados terrestres descritos recientemente (Murelaga, 2000), que se denominan Barranco de Tudela 3 (BT3) y Barranco del Fraile 2 (BF2). En base al contenido en micromamíferos, dichos yacimientos se asignan a la biozona local A, que constituye la mitad superior del Rambliense (Daams *et al*., 1987). Durante el muestreo paleomagnético de la sección del Cabezo Marijuán, se localizó un nuevo yacimiento de micromamíferos (CM) perteneciente a la biozona local Z. Este nuevo yacimiento se sitúa en la base de un paquete de calizas que se correlaciona lateralmente con el nivel calcáreo asociado al yacimiento Tudela-I, cuya localización se conocía sólo de manera aproximada al haber sido explotadas las calizas como cantera.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La mayoría de las muestras estudiadas, especialmente las lutitas de tonos ocres y amarillentos y algunas calizas, presentan una componente de baja temperatura que suele ser subparalela al campo actual. La temperatura de desbloqueo (< 200˚C) indica que reside en goetita, formada presumiblemente durante procesos de alteración subactuales. Las características de la componente de alta temperatura varían en función de la litología (Fig. 2). En muchas de las arcillas rojizas, dicha componente se desbloquea completamente por encima de 650˚C, lo que indica el predominio de la hematites (Fig. 2a). En el caso de las lutitas ocres y amarillentas y de alguna lutita rojiza, la componente característica se desbloquea completamente por debajo de 600˚C, lo que indica la contribución predominante de la magnetita. Las lutitas grises y las calizas muestran magnetizaciones iniciales más debiles que el resto de las lutitas, así como comportamientos algo más inestables. Destacan las caídas bruscas de la desmagnetización por debajo de 420˚C, lo que parece indicar la presencia de magnetita aunque no se puede descartar la contribución de sulfuros de hierro magnéticos en algunos niveles puntuales. La componente característica de la mayoría de las muestras presenta trayectorias rectilíneas que se dirigen al origen de coordenadas del diagrama de desmagnetización, y aparece con ambas polaridades independientemente del tipo de roca. Debido a que las series estudiadas se disponen en posición sub-horizontal, no se puede realizar una prueba del pliegue para determinar el origen de la magnetización característica. Sin embargo, la presencia de polaridades normales e inversas sugiere, junto con el valor medio de las inclinaciones, que la dicha componente representa una magnetización dipolar miocena adquirida en el momento de formación de las rocas.

Teniendo en cuenta las direcciones paleomagnéticas obtenidas, se puede construir una secuencia de cambios de polaridad para las tres secciones estudiada (Fig. 3). En la sección de Cabezo Marijuán se identifican tres intervalos de polaridad normal (N1, N2 y N3), siendo el basal muy corto, el intermedio de potencia moderada y el superior muy potente. Dichos intervalos aparecen separados por dos intervalos de polaridad inversa (R1 y R2). La sección de Barranco Tudela comienza con un intervalo de polaridad normal muy largo que, por correlación litológica con la sección de Cabezo Marijuán, se debe corresponder con el intervalo N3 descrito anteriormente. Por encima aparecen un intervalo de polaridad inversa y otro de polaridad normal, que se han denominado R3 y N4, respectivamente. La sección de Barranco del Fraile presenta un intervalo de polaridad normal intermedio que divide el resto de la sección en dos intervalos inversos de corta duración. La correlación litológica y fotogeológica de las series permite determinar que el intervalo normal de la sección del Barranco del Fraile debe corresponderse con el intervalo N4 de Barranco de Tudela, de manera que el intervalo inverso infrayacente se correlacionaría con el R3. El intervalo superior de polaridad inversa se ha denominado R4.

La presencia en las series estudiadas de yacimientos de las biozonas Z y A, junto al claro patrón de cambios de polaridad obtenido en las series estudiadas, permiten una correlación inequívoca con la ETPM (Cande y Kent, 1995). Así, el intervalo N3, que triplica en potencia al resto de intervalos, debe corresponderse con el cron C6n, que triplica en duración a cualquiera de los crones adyacentes. De esta manera, los intervalos N1, N2 y N3 deben corresponderse con los crones C6An.1n, C6An.2n y C5En, respectivamente, mientras que los intervalos R1 a R4 deben corresponderse con los crones C6An, C6r, C5Er y C5Dr. La correlación de la magnetoestratigrafía con la ETPM permite datar con precisión los límites de

las Facies de Tudela (Fig. 3). El límite entre las formaciones de Lerín y Tudela se localiza en la base del cron de polaridad normal C6An.2n y tiene, por tanto, una edad de 20.725 Ka. El límite entre las Facies de Tudela y las Calizas de Sancho Abarca se sitúa en el cron de polaridad inversa C5Dr y, en función de su posición estratigráfica respecto al último límite datado magnetoestratigráficamente (techo de C5En) y considerando una tasa de sedimentación similar a la de dicho cron, se le puede asignar una edad de 18,04 Ma.

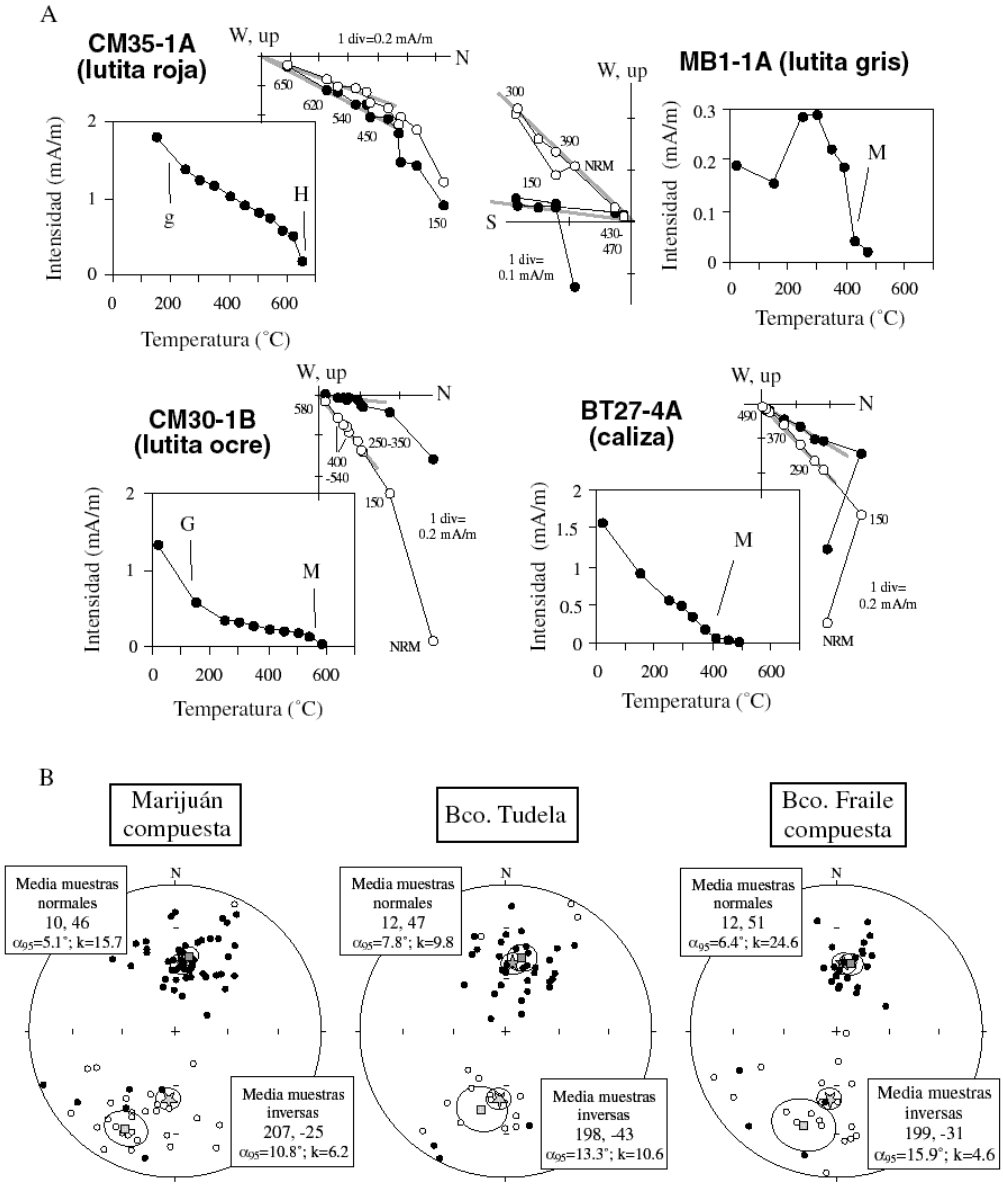

FIGURA 2: *A) Diagramas ortogonales de desmagnetización progresiva de muestras representativas de los cuatro tipos principales de litologías. Los puntos negros (blancos) representan proyecciones en el plano horizontal (vertical). Las líneas grises de trazo grueso señalan el ajuste de mínimos cuadrados utilizado para cada muestra con el fin de calcular la dirección de la componente característica. Los números indican la temperatura de los pasos de desmagnetización, en grados centígrados. Para cada muestra se ha mostrado la evolución de la MRN durante el tratamiento térmico. Las letras en mayúscula (minúscula) indican los minerales predominantes (subordinados) en cada muestra: M=magnetita; H=hematites; G=goetita. B) Proyección estereográfica de las direcciones de la componente característica, agrupadas por secciones. Los puntos negros (blancos) indican proyección en el hemisferio inferior (superior). Los cuadrados grises señalan la dirección media obtenida para cada polaridad y sección, que viene acompañada del su ángulo de confianza ($_{95}$) y su parámetro de precisión (k). La dirección Miocena de referencia (Dec=5° Inc=51°) está representada por la estrella y viene acompañada por su $_{95}$ (6°).*

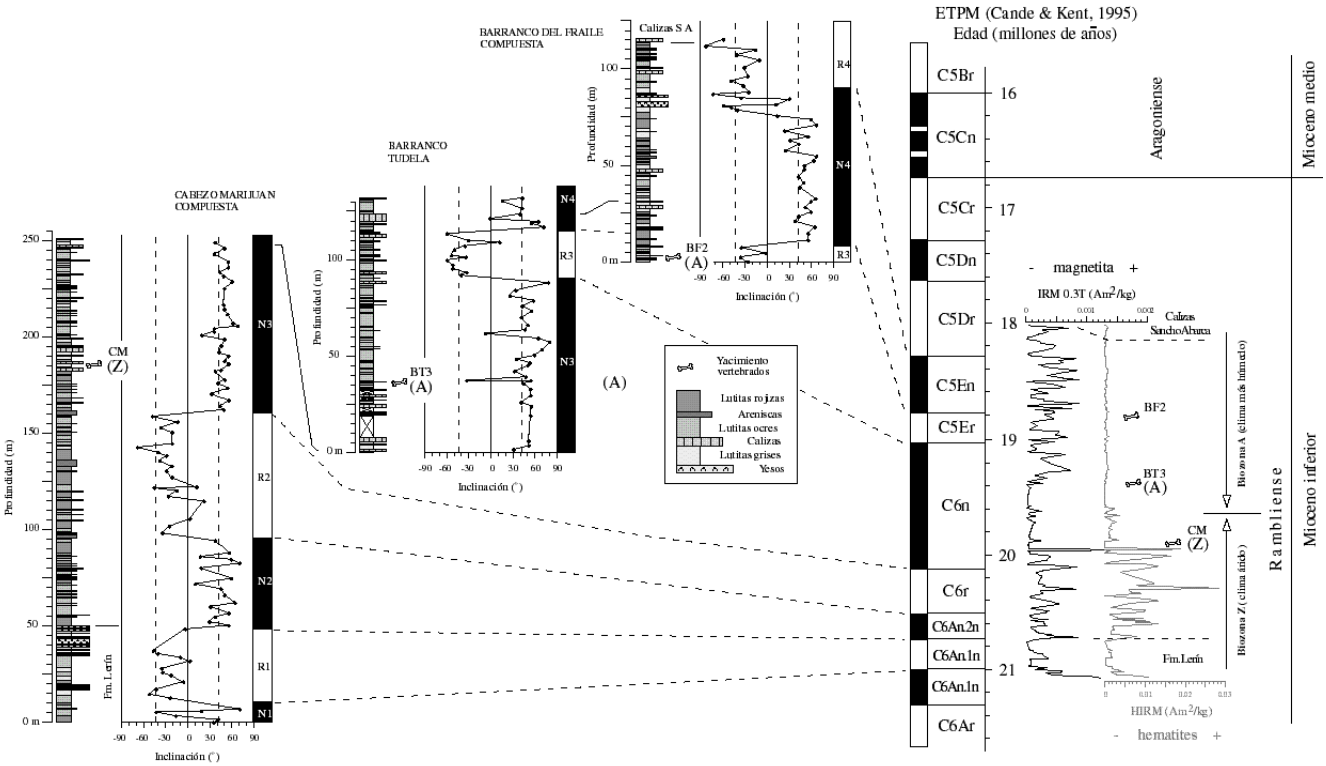

FIGURA 3: *Patrón de cambios de polaridad obtenidos para las Facies de Tudela y correlación propuesta con la ETPM. BT3, BF2 y CM señalan la posición estratigráfica de los yacimientos Barranco Tudela y Barranco del Fraile (Murelaga, 2000) y Cabezo Marijuán, respectivamente. Las líneas continuas señalan los niveles de correlación litológica entre las series y las líneas discontinuas indican la correlación de las magnetozonas con la ETPM. En la parte derecha de la figura se han representado la variación de la IRM@0,3T y de la HIRM en función de la edad. El perfil se ha completado siguiendo la sección compuesta y la conversión de profundidades a edad se ha realizado a partir del modelo de edad establecido por la magnetoestratigrafía. Las propiedades magnéticas se han comparado con las variaciones ambientales propuestas por Murelaga et al. (1997), Murelaga (2000) y Murelaga et al. (2002) en base a los datos paleontológicos obtenidos para las biozonas Z y A.*

En la figura 3 se muestran las variaciones de la IRM@0,3T y la HIRM en función de la edad. Se observa cómo los valores de IRM@0,3T consistentemente más bajos aparecen en los tramos netamente lacustres (parte intermedia de las Facies de Tudela y Fm Lerín), mientras que los valores más altos aparecen en las facies aluviales y fluviales (parte inferior y superior) de las Facies de Tudela. Esta clara correlación entre el tipo de facies, que refleja la energía del medio sedimentario, y el valor de IRM@0,3T, que en ausencia de otros minerales de baja coercitividad refleja variaciones en el contenido en magnetita, apunta hacia un origen detrítico de dicho mineral magnético. En cuanto a la HIRM, sus valores más altos aparecen asociados a los niveles lutíticos rojos en los que el mineral magnético predominante es la hematites. El hecho de que la HIRM no varíe en paralelo con la IRM@0,3T sugiere que el origen de la hematites no es detrítico. En este caso, y puesto que la hematites registra la magnetización Miocena, interpretamos que dicho mineral deriva de procesos de oxidación ocurridos en los sedimentos muy poco tiempo después de su depósito. Este dato tiene importantes implicaciones paleoambientales, ya que la formación y preservación de hematites en medios sedimentarios se ve favorecida en ambientes bien oxigenados y bajo condiciones climáticas áridas (Maher, 1986). De acuerdo con esta interpretación, consideramos que el brusco descenso en el contendo de hematites que se observa en la parte media de las Facies de Tudela marcaría el tránsito de un clima árido, predominante durante el depósito de la parte inferior de las Facies de Tudela, a un clima más húmedo, predominante durante el depósito de la parte superior de dichas facies. Esta interpretación coincide plenamente con la evolución paleoambiental y paleoclimática establecidad para el Rambliense en base a las faunas de vertebrados (Murelaga, 2000; Murelaga *et al*., 2002) y de ostrácodos (Murelaga *et al*., 1997) que aparecen en las Facies de Tudela. Así, en la parte basal del Rambliense (biozona Z, mitad inferior de las Facies de Tudela), las faunas indican un medio árido con pocas masas arbóreas mientras que en la parte superior del Rambliense (biozona A, mitad inferior de las Facies de Tudela) se constata la desaparición de las especies de clima seco y

hábitats abiertos y la aparición de especies de climas más húmedos asociadas a bosques. Esta variación climática es similar a la propuesta por otros autores para el Rambliense de otras cuencas continentales ibéricas (Van der Meulen y Daams, 1992), lo que sugiere que dicha variación climática operó, al menos, a una escala regional importante.

CONCLUSIONES

El estudio magnetoestratigráfico de la Facies de Tudela ha permitido establecer con precisión el límite entre las formaciones Lerín y Tudela, que queda datado en 20.725 ka (base del cron C6An.2n), y el límite entre las Facies de Tudela y las Calizas de Sancho Abarca, que queda datado en torno a 18 Ma (cron C5Dr). Por otra parte, el estudio preliminar de magnetismo de rocas ha permitido establecer las variaciones relativas en el contenido de hematites, cuya formación parece reflejar el predominio de condiciones climáticas áridas en la parte inferior de las Facies de Tudela. Estos datos son consistentes con la interpretación paleoclimática derivada de los estudios paleoambientales realizados tanto en la zona de estudio como en otras cuencas ibéricas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la ayuda prestada en el campo de Alejandro Urmeneta y Ruben Arcos (Comunidad de las Bardenas), así como la financiación por parte del Gobierno de Navarra (Ayuda para Perfeccionamiento de Doctores; J.C.L.), el Ministerio de Educación y Ciencia (BOS2000-1369 y BTE2003-07252) y la Universidad del País Vasco /EHU (9/upv00121.310-15303/2003).

REFERENCIAS

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

Daams, R., Freudenthal, M. y Werd van der, A. (1987) Ramblian: a new stage for continental deposits of Early Miocene age. *Geologie Mijnbow*, 65: 297-308.

Faci, E., Castiella, J., del Valle, J., García, A., Díaz, A., Salvany, J.M., Cabra, P., Ramírez del Pozo, J. y Meléndez, A. (1997): *Mapa geológico de Navarra 1:200.000*, Gobierno de Navarra, 142 p.

Maher, B.A. (1986): Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 76-92.

Murelaga, X. (2000): *Estudio de las faunas de vertebrados del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra y áreas colindantes (Cuenca del Ebro, Navarra).* Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 363p.

Murelaga, X., Caballero, F., Rodriguez-Lazaro, H., Astibia, H. y Pereda-Suberbiola, X. (1997): Análisis preliminar de los ostrácodos del Mioceno Inferior de las bardenas Reales (Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 22: 129-132.

Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., de Broin, F.L., Rage, J.C., Duffaud, S., Astibia, H. y Badiola, A. (2002): Amphibians and reptiles from the Early Miocene of the Bardenas Reales of Navarra (Ebro Basin, Iberian Peninsula). *Geobios*, 35: 347-365.

Pérez-Rivarés, J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G., (2002): Magnetocronología de la Sierra de Alcubierre. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 211-225.

Van Der Meulem, A.J. y Daams, R., (1992): Evolution of the Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long-term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 227-253.

Parámetros magnéticos de los suelos de la periferia de Coimbra (Portugal)

A. Lourenço[1], C.R. Gomes[1], D. Rey[2] y J. Pratas[1]

1 Centro de Geociências, Univ. de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal. ana.malho@esoterica.pt, romualdo@ci.uc.pt
2 Depto. de Xeociências Mariñas y Ordenación do Territorio, Univ. de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra), España. danirey@uvigo.es

ABSTRACT

The main goal of this study is to investigate the magnetic properties of topsoils in an area of about 16 Km^2 near Coimbra. Also, the possible linkages between contents on heavy metals and magnetic parameters were investigated. 104 surface samples were taken over a square grid with a cell size of 500 m, and at various distances from the main roads. Laboratory measurements of high- and low-field susceptibilities were performed using Bartington MS2 dual-frequency meter. Direct magnetic fields up to 3T were used to acquire isothermal remanent magnetization using MMPM9 magnetizer, measured with a Molspin Minispin magnetometer. A subset of these soil samples (N=39) were analyzed for Pb, Zn, Co, Cu, Cr and Ni by using atomic absorption spectroscopy (Perkin-Elmer 2380). Susceptibility values are in the range 6 to 325x10^{-5}SI and MRI_{1T} values in the range 0.25 to 18.174 A/m. High correlation coefficients between these two parameters were found (r=0.8). Higher values of both parameters were reported near roads and rivers. S-ratios (IRM_{-100mT}/SIRM and IRM_{-300mT}/SIRM) and IRM acquisition curves indicated the presence of ferrimagnetic minerals. Concentrations of Pb (=115mg/Kg), Ni (=48mg/Kg), Zn (=387 mg/Kg) and Cu (=78mg/Kg) were higher than the mean background values for the world soils; urban pollution and emission from vehicles seem to be the main reason for this values; for the agricultural soils, chemical products (e.g. fertilizers) are the responsible for the high concentrations in those elements. Positive correlation was found between Pb and IRM, and also between Cu and IRM (0.4 and 0.5 respectively).

***Key words**: environmental magnetism, pollution, soils, heavy metals.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Cada vez es más frecuente la utilización de métodos magnéticos en la detección y delimitación de áreas contaminadas, en la cuantificación de niveles de polución, o en la identificación de sus fuentes. En términos generales, el Magnetismo Ambiental es una disciplina relativamente reciente, que aplica técnicas propias del magnetismo de rocas, al análisis de situaciones en las que las condiciones ambientales condicionan el transporte, sedimentación y transformación de los minerales magnéticos. Las propiedades magnéticas de los minerales son indicadores sensibles (*proxies*) a los procesos ambientales, por lo que cada vez se utilizan de forma más diversa y extensa. Las áreas de aplicación incluyen el análisis de paleoclimas, paleoceanografía, arqueología y estudios de la contaminación antropogénica, entre otras. Las ventajas del magnetismo ambiental, frente a otros métodos analíticos, se basa fundamentalmente en su bajo costo, rapidez de las mediciones y su carácter no destructivo, lo que permite reutilizar las muestras en otros estudios (i.e. análisis químicos). La preparación de las muestras para su estudio magnético es relativamente sencillo. En el caso de la susceptibilidad magnética la medición es muy rápida (apenas unos segundos). La ventaja analítica más importante de ésta tiene que ver con su sensibilidad, siendo los límites de detección mucho menores que los métodos geoquímicos convencionales o la difracción de rayos X (Boer, 1999).

La medición de la susceptibilidad magnética de la capa superficial de los suelos ha sido utilizada con éxito para estimar el grado de contaminación en áreas de la periferia de centrales termoeléctricas, fundiciones y siderúrgicas (Kapicka *et al.*, 1999; Petrovsky *et al.*, 2000) e infraestructuras ferroviarias (e. g. Hoffman *et al.*, 1999). Estos estudios ponen de manifiesto que los valores de la susceptibilidad magnética de los suelos de las zonas contaminadas son mayores que los de los suelos no contaminados.

Los objetivos de este trabajo son: 1) la caracterización de las propiedades magnéticas de los suelos en un área de 16 km^2 en la periferia de la ciudad de Coimbra, localizada entre la estación de ferrocarril Coimbra B y Cidreira; 2) llevar a cabo un estudio de la variabilidad de los resultados, en función de su distribución espacial, y verificar la influencia de las fuentes de contaminación antrópica principales (i.e. tráfico rodado) y 3) comparar los parámetros magnéticos con la concentración de elementos químicos como el Pn, Zn, Co, Cr, Cu y Ni.

LOCALIZACIÓN Y ENCUADRE GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está localizada en el Concello de Coimbra, centro de Portugal (Fig. 1), ocupa cerca de 16 km^2, engloba una parte de la llanura aluvial de la margen derecha del Río Mondego, y está ocupada principalmente por explotaciones agrícolas. Se trata de una zona plana

con cotas de alrededor de 13 m, surcada por numerosos canales de drenaje y atravesada por la carretera EN-111, que conecta Coimbra con Figueira da Foz, por la autopista A1 y por otras carreteras y caminos secundarios. No existen núcleos industriales relevantes, a excepción de una fábrica de elementos de hormigón en la zona, que no produce quema de combustibles fósiles.

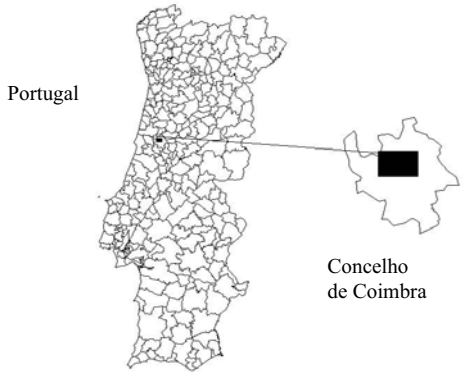

FIGURA 1: *Localización del área de estudio*.

En este contexto la carretera EN 111 es la principal fuente de contaminación. En hora punta (de 7:30 a 10:15 a.m.) se alcanza un tráfico de 4.500 vehículos.

La zona de estudio se localiza en los terrenos relativamente planos que forman parte de la llanura aluvial del Río Mondego, y que reciben en la toponimia local el nombre de "Campos do Bolão". Se encuadran en el Baixo Mondego, unidad que corresponde a parte de la cuenca que se extiende hacia el oeste de Portela en la zona en la que el río abandona el Macizo Hespérico y recibe al Ceira en su margen izquierda (Soares *et al*., 1985). La llanura de inundación está constituida por depósitos aluviales heterogéneos en los que predominan arenas y arcillas con materia orgánica asociada. Este depósito descansa sobre formaciones fundamentalmente arenosas del Cenomaniense.

MÉTODOS Y TÉCNICAS

El muestreo se realizó sobre una malla cuadrada de 500 x 500 m. Además se seleccionaron algunos puntos singulares (Fig. 2). Los muestreos se realizaron en los meses de Octubre de 2002, y de Febrero, Marzo, Abril, Mayo y Junio de 2003, siempre después de unos días de tiempo seco.

Se realizaron dos perfiles transversales a la carretera EN-111 y a la autopista A1 (en las proximidades a su intersecciones con la vía de comunicación paralela al río Mondego), con un espaciado de muestreo de 1 m. Se efectuaron otros grupos de perfiles similares a la entrada de Coimbra, donde el tráfico rodado se concentra a las horas punta.

Se estudiaron un total de 104 muestras, que fueron preparadas en el Laboratorio de Sedimentología del Dpto. de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Coimbra.

En cada punto de muestreo se recogió cerca de 1,5 Kg de material en una zona de 30 x 30 x 10 cm, muestreando principalmente el horizonte AB, retirándose previamente los fragmentos líticos de mayores dimensiones y la cubierta vegetal. Las muestras se introdujeron en bolsas de plástico de 22 x 42 cm, que se fecharon y etiquetaron *in situ.*

Las muestras se secaron en una estufa a 40ºC, separándose a continuación la fracción < de 2 mm, sobre la que se realizaron las mediciones magnéticas. Los análisis químicos se realizaron sobre la fracción < 180 m.

Las determinaciones magnéticas se efectuaron en el laboratorio de Paleomagnetismo del Dpto. de Xeociencias Mariñas de la Universidad de Vigo. La susceptibilidad magnética por unidad de volumen (k) se midió en un puente de susceptibilidad Bartington MS2 con un sensor MS2B a 0,47 y 4,7 KHz. La determinación de la magnetización remanente isotermal (IRM) se realizó en un MiniSpin, siendo impartida en un MMPM9 a campos de 1 T, -100 mT y -300 mT. Adicionalmente se realizó la adquisición de curvas completas de IRM para un conjunto de muestras seleccionados.

Los análisis químicos se realizaron en el Laboratorio de Tratamientos Mineros del Dept. de Ciencias da Terra da Universidade de Coimbra, con un espectrómetro de absorción atómica Perkin-Elmer 2380 con llama de Ar-acetileno para los elementos Cu, Cr, Co, Zn, Ni y Pb.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La susceptibilidad magnética por unidad de volumen (k) varia entre 6 y 325 x 10^{-5} SI. Los valores promedio para este parámetro son relativamente bajos,(k med = 29 x 10^{-5} SI). El valor máximo se registró junto a una línea de CP, en la estación ferroviaria Coimbra-B (k = 325 x 10^{-5} SI), mientras que el valor mínimo (k = 6 x 10^{-5} SI.) correspondió a una muestra situada en una zona agrícola, alejada de carreteras y canales de la red de drenaje. E1 valor más frecuente es 30 x 10^{-5} SI. Los valores de la susceptibilidad magnética presentan, como sería de esperar una correlación elevada con los valores de la IRM_{1T} (R de Spearman = 0,8). De forma más general, los valores más elevados de la susceptibilidad se registran junto a la las carreteras y los canales de las redes de drenaje (Fig. 2).

Junto a las carreteras, los valores están relacionados con el tráfico rodado, responsable de la emisión de varios tipos de partículas contaminantes, ya sean estas derivadas de la quema de combustible, del desgaste de las carrocerías o de la abrasión de las superficies de rodadura. Los valores de IRM_{1T}, y por tanto la concentración de material magnético, aumentan con la proximidad a las carreteras. Esto es consistente con los resultados obtenidos por Gomes *et al.* (2003), quienes han identificado el tráfico rodado como la causa principal de contaminación urbana en la Ciudad de Coimbra a partir de la distribución espacial en los valores de IRM_{1T} de hojas de árbol.

La otra zona en la que se registran valores elevados de susceptibilidad magnética es en las proximidades de los cursos de agua. Esto se interpreta como relacionado con un mayor aporte de material detrítico fino durante las etapas de inundación. Es posible que la concentración de emisarios de vertidos urbanos y residuales en estas zonas,

también contribuya de forma significativa a aumentar la señal.

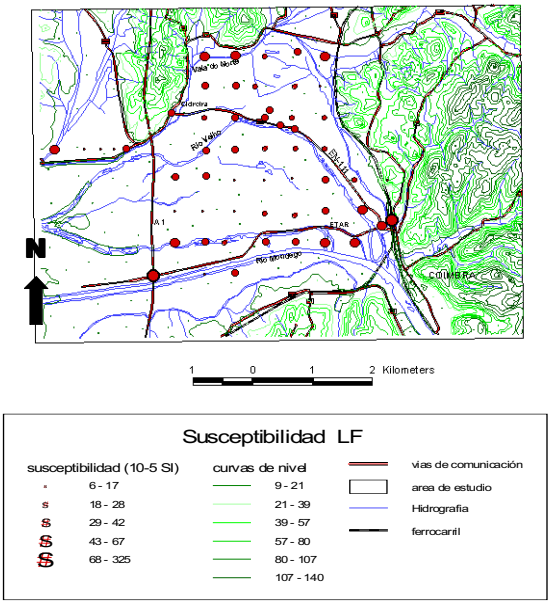

FIGURA 2: *Localización de los puntos de muestreo y valores de la susceptibilidad magnética en los horizontes superficiales del suelo (10^{-5} SI).*

La medición de la susceptibilidad magnética con la frecuencia (k_{fd}) medida a 0,47 del 4,7 KHz depende de pequeñas variaciones de tamaño en los granos magnéticos más pequeños (SP) presentes en la fracción fina del sedimento, y es por tanto un indicador granulométrico muy sensible. Los valores de k_{fd} se sitúan en el intervalo esperado entre 0 y 14%. El valor más frecuente es alrededor de 0% lo que implica una pequeña contribución (< 10%) de granos SP en las muestras (Dearing, 1999). En éstos la mineralogía magnética estaría dominada por granos ferromagnéticos de tipo SD y MD, que según Maher (1986) suelen tener un origen antrópico. Aproximadamente en el 9% las muestras valores de k_{fd}% se sitúan en el intervalo 10,0-14,0 indicando una contribución muy importante de partículas SP, lo que generalmente se atribuyen a minerales autigénicos formados como consecuencia de procesos pedogénicos inherentes al desarrollo de un suelo.

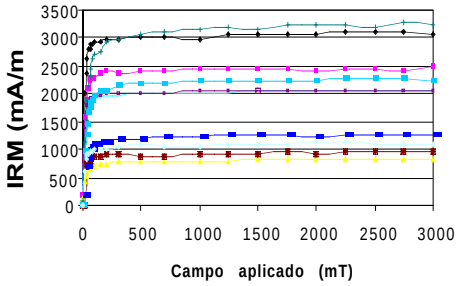

FIGURA 3: *Curvas de adquisición de la IRM para un grupo de muestras representativo.*

Las curvas de adquisición de IRM hasta 3T (Fig. 3), indican la presencia de estructuras ferrimagnéticas, magnetita y/o maghemita. El cálculo de los S-ratios a -100 mT y a -300 mT arrojan valores medios de -0,80 y -0,95 respectivamente, lo que confirma la presencia de ferrimagnéticos.

El análisis de los perfiles perpendiculares a la carretera EN-111 y autopista A1, verifican que los valores de susceptibilidad más elevados (Fig. 4) corresponden a los 10 cm superiores del suelo que orlan el asfalto. La distribución espacial de estos valores indica así mismo un potente influencia de la circulación de automóviles en las propiedades magnéticas de los suelos adyacentes, lo que es consistente con el trabajo de Hoffman *et al.* (1999).

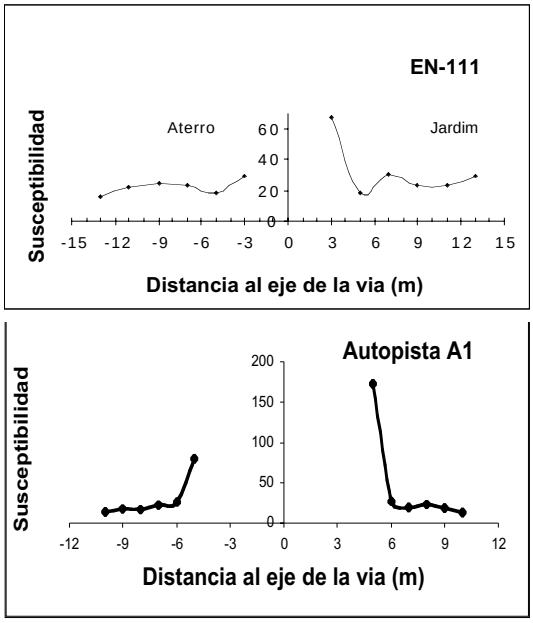

FIGURA 4: *Variación de la susceptibilidad magnética, a lo largo de un perfil transversal para la carretera EN-111 y para la autopista A1.*

El contenido en metales pesados como Cu, Cr, Co, Zn, Ni y Pb se determinó para un grupo de 39 muestras representativas. Estos análisis ponen de manifiesto que las concentraciones medias de Pb (115 mg/kg), Ni (48 mg/kg), Zn (387 mg/kg) y Cu (78 mg/kg) son elevadas si se comparan con los valores promedio mundiales o con los de los suelos agrícolas ingleses que generalmente se toman como referencia (Tabla 1).

Tabla 1
Cuadro resumen de las concentraciones de los elementos químicos analizado (mg/kg).

	Zn	Ni	Co	Cr	Cu	Pb
Máx:	699,4	60,6	31,6	60,8	136,8	183,0
Mín:	73,6	36,0	2,6	21,2	19,6	47,2
Media	386,5	48,3	17,1	41,0	78,2	115,1
Valores Ref.	70	20	10	80	25	17

Por último, se llevó a cabo una correlación entre las concentraciones de estos elementos y el IRM_{1T}. Los índices de correlación positiva más elevados corresponden al Pb y al Cu (r de Spearman=0,4 y 0,5 respectivamente, significativo al 0,01, Fig. 5).

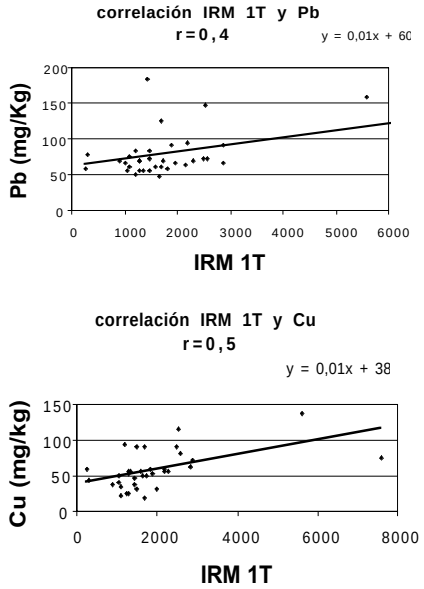

FIGURA 5: *Gráficos de correlación entre las concentraciones de Pb, Cu y IRM_{1T}.*

La influencia de otras fuentes de contaminación, o el hecho de que las redes de transporte constituyan una fuente de contaminación difusa, justifica la no correlación entre los demás metales pesados estudiados y la IRM_{1T}. Hannesch y Scholger (2002) hacen notar que la influencia de varias fuentes de contaminación en una zona de estudio, pueden reducir o alterar el grado de significancia de la correlación de la IRM_{1T} con metales individuales. Kapicka *et al.* (1999) sugieren que la variabilidad y presencia de niveles elevados de metales en el medio natural, esto es, la propia variabilidad intrínseca de concentración de fondo natural, puede ser también responsable de la mala correlación entre la susceptibilidad magnética y la concentración de metales pesados, que se observa en algunas zonas.

CONCLUSIONES

La variación espacial de la susceptibilidad muestra una distribución característica, con los valores más elevados en las proximidades de las redes viarias y de los cauces fluviales. Estos valores están asociados, en el caso de los suelos situados en las inmediaciones de las redes viarias, al depósito de partículas ferrimagnéticas (magnetitas/maghemitas), producidas por la circulación de automóviles. Los valores elevados localizados en los márgenes de los cauces fluviales, se atribuyen a partículas ferrimagnéticas de origen detrítico y/o antrópico, transportadas por cursos de agua. Estos últimos son frecuentemente lugar de descarga de emisarios urbanos e industriales. La presencia de mayores cantidades de materia orgánica en los márgenes de los cauces fluviales, puede favorecer la instalación de condiciones propicias para la formación de óxidos de hierro ferromagnéticos (Chaparro *et al*., 2002).

Los análisis químicos pusieron de manifiesto valores elevados de Pb, Zn, Ni, e Cu, cuando son comparados con valores de fondo promedio mundiales. En los suelos agrícolas, estos valores pueden estar relacionados con la utilización intensiva de herbicidas, fungicidas y fertilizantes; y al igual que en las redes viarias, pueden tener su origen en la circulación de tráfico rodado.

En la zona de estudio también se ha verificado el depósito de cenizas volantes procedentes de la industria cementera de Souselas, los filtros de cuyas chimeneas han sido mejorados recientemente. No obstante, la dirección predominante de los vientos (SE y NO) no parece ser muy favorable a este tipo de transporte. Por el contrario, la existencia en esta zona de un núcleo urbano muy antiguo puede justificar los elevados valores observados en algunos elementos, especialmente en relación con procesos de acumulación histórica.

Este estudio evidencia, una vez más, las ventajas de la utilización de las propiedades magnéticas en la delimitación de zonas en las que los efectos de la contaminación, y en concreto de la contaminación de automóviles son más evidentes. Se destaca el potencial que posee la rapidez, facilidad de uso y reducido coste de los métodos magnéticos en la medida en éstos pueden proporcionar la base para seleccionar las zonas de muestreo en las que concentrar los análisis químicos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el ámbito del Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

REFERENCIAS

Boer, C.B. (1999): Rock-Magnetic Studies on Hematite, Maghemite and Combustion-Metamorphic Rocks. *Geol. Ultra*., 177: 245p.

Chaparro, M.A.E., Gogorza, C.S.G., Lavat, A., Pazos, S. y Sinito, A.M. (2002): Preliminary results of magnetic characterisation of different soils in the Tandil region (Argentina) affected by pollution by a metallurgical factory. *Eur. J. Env. Eng. Geophys*., 7: 35-58.

Dearing, J. (1999): *Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System*. Chi Publishing, 52p.

Gomes, C.S.R., Rey, D. y Rocha, A.R. (2003): Propriedades magnéticas de folhas de árvores e níveis de poluição em Coimbra. En: *Magiber II*, Livro de Comunicações, Coimbra, Portugal.

Hanesch, M. y Scholger, R. (2002): Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements. *Environmental Geology*, 42: 857–870.

Hoffmann, V., Knab, M. y Appel, E. (1999): Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. *Journal of Geochemical Exploration*, 66: 313-326.

Kapicka, A., Petrovsky, E., Ustjak, S. y Macháyková, K. (1999): Proxy mapping of fly-ash pollution of soils

around a coal-burning power plant: a case study in the Czech Republic. *Journal of Geochemical Exploration*, 66: 291-297.

Maher, B. (1986): Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phyycs of the Earth and Planetary Interiors,* 42: 76-92.

Petrovsky, E., Kapicka, A., Jordanova, N., Knab, M. y Hoffmann, V. (2000): Low-field magnetic susceptibility: a proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems. *Environmental Geology*, 39: 312-318.

Soares, A.F., Marques, J.F. y Rocha, R.B. (1985): Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 100: 41-71.

Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de alta resolución de sedimentos Cuaternarios de la plataforma continental adyacente a las Rías Baixas de Galicia

K. Mohamed[1], D. Rey[1], B. Rubio[1] y F. Vilas[1]

1 Departamento de Xeociencias Marinas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo, 36200 Vigo. kmohamed@uvigo.es

ABSTRACT

The continental shelf off southern Galicia constitutes a complex sedimentary environment characterised by the seasonal influence of the coastal upwelling, the influence of the nearby, highly productive, Rías Baixas and the presence at the southernmost part of the Miño river. High-resolution magnetic characterisation has been carried out on vibrocore ZV-27, recovered in the continental shelf adjacent to the Ría de Vigo. Low-field magnetic susceptibility, IRM acquisition and ARM were measured on this core at 1 cm resolution. The results show higher values of all these parameters in the upper 50 cm, below this interval, values decrease rapidly with depth. Coercitivity dependent parameters have proved useful in determining the origin of the measured signal. Large differences in coercitivity spectra have been detected, suggesting a multimineralogical origin of the magnetic behaviour. Reductive dissolution of the magnetic minerals is considered as the driving engine of the processes leading to the change in the magnetic properties. This interpretation is supported by a relative coarsening of the soft magnetic minerals with depth, as a result of the faster dissolution of the finer grain sizes during diagenesis.

Key words: *continental shelf, environmental magnetism, early diagenesis, U-channel.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de las propiedades magnéticas como indicadores paleoclimáticos en sedimentos marinos es una disciplina ampliamente utilizada (Maher y Thompson, 1999). Este tipo de estudios se llevan habitualmente a cabo en ambientes alejados de fuentes terrígenas de sedimentos, tratando de obtener un registro representativo de los potenciales cambios climáticos expresados en los depósitos sedimentarios. Sin embargo, las mayores tasas de sedimentación de los ambientes costeros permiten obtener registros de más resolución temporal que los de ambientes marinos profundos.

Este tipo de ambientes presentan frecuentemente intensos fenómenos de diagénesis temprana debido a su elevado contenido en materia orgánica (M. O.). Aunque este tipo de procesos dificultan la identificación e interpretación de señales magnéticas relacionadas con fenómenos paleoclimáticos, su presencia puede explicarse en ocasiones como un fenómeno modulado climáticamente (Sahota *et al.*, 1995). Una aplicación de este acoplamiento sería la determinación del establecimiento de los fenómenos de afloramiento costero, así como de las variaciones en su intensidad. Estos procesos diagenéticos inducidos durante la descomposición de la M. O. son un factor a tener en cuenta, especialmente en medios de elevada producción biológica como la plataforma continental gallega.

El presente estudio se centra en la caracterización a alta resolución de las propiedades magnéticas del testigo de vibración ZV-27 (42º 8.67' N, 8º 55.73' O) obtenido en 2001 en la plataforma continental adyacente a la Ría de Vigo (Fig. 1), caracterizada por ser una plataforma de poca extensión (35 km en su parte más ancha) con un aporte sedimentario limitado, con los siguientes objetivos: 1) Evaluar el potencial de estos sedimentos para registrar variaciones paleoclimáticas/paleoceanográficas. 2) Identificar los procesos y minerales magnéticos relacionados con la evolución post-sedimentaria de estos materiales.

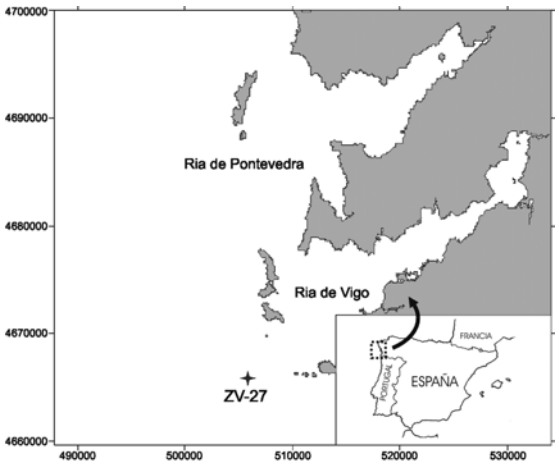

FIGURA 1: *Área de estudio y localización del testigo ZV-27.*

MATERIAL Y MÉTODOS

En el testigo se distinguen tres facies en función de sus características granulométricas (Fig. 2a). La zona superior, de 205 cm de espesor, está compuesta principalmente por arenas finas glauconíticas con un contenido medio en fangos del 27%. A continuación se encuentra una capa de 13 cm de espesor, de color gris oscuro, compuesta de sedimentos de tamaño arena a grava, con fragmentos bioclásticos aislados. Esta capa marcaría la transición entre la sedimentación marina, por encima, y la fluvial, en la base. El tramo basal está formado por gravas y arenas gruesas siliciclásticas de 170 cm. de espesor que se han interpretado como materiales de origen fluvial (Liquete *et al.,* 2003) y edad Pleistocena.

Se llevó a cabo un muestreo continuo, empleando para ello *U-channels* de 2 cm x 2 cm de sección y una longitud máxima de 1,5 m. Debido a la presencia de gravas de gran tamaño no se pudo muestrear todo el testigo, obteniéndose tres secciones con una longitud total de 325 cm. Estas muestras se emplearon para la medición de alta resolución (1 cm) de las propiedades magnéticas. La medida de estas propiedades se llevó a cabo en el Laboratorio de Magnetismo Ambiental del Southampton Oceanography Centre. La susceptibilidad magnética de bajo campo ( ) se midió con un sensor Bartington MS2C de 40 mm de diámetro interno. Se midió la remanencia magnética natural (NRM) y se desimanó escalonadamente por campos alternos decrecientes (AF) a fin de determinar la Componente de Imanación Característica (ChRM). Se emplearon para ello un total de 13 campos hasta un máximo de 1.000 mT. Tras la desimanación de la NRM se impartió una imanación anhisterética (ARM) generando un campo alterno de 100 mT con un campo de 0,05 mT sobreimpuesto y de dirección paralela al eje del *U-Channel* (DC). La ARM así generada fue posteriormente desimanada por AF en 7 etapas. Finalmente se obtuvieron curvas de adquisición de Imanación Remanente Isotérmica (IRM). Se emplearon 15 campos progresivamente más intensos hasta un máximo de 900 mT. Las medidas de remanencia magnética se llevaron a cabo en un magnetómetro criogénico superconductor 2G de tipo *long-core.* Para el cálculo de la relación ARM/IRM se han utilizado los valores de remanencia generados mediante la aplicación de un campo de 100 mT, AF para la ARM y DC para la IRM.

Con los datos de IRM se calcularon los siguientes índices: la Imanación Remanente Isotérmica Dura (HIRM), la Imanación Remanente Isotérmica Intermedia (MIRM) y los S-ratio obtenidos con un campo negativo de -100 mT (S-100) y -300 mT (S-300). Las expresiones utilizadas para estos cálculos fueron las siguientes (Bloemendal *et al.*, 1992):

a) S-100= $(1-(IRM_{-100mT}/IRM_{900mT}))/2$

b) S-300= $(1-(IRM_{-300mT}/IRM_{900mT}))/2$

c) %HIRM = $((IRM_{900mT} + IRM_{-300mT})/2)/IRM_{900m}$

d) %MIRM = $((IRM_{900mT} + IRM_{-100mT})/2 - HIRM)/IRM_{900mT}$

Estos parámetros permiten obtener información sobre el espectro de coercitividades de la muestra.

RESULTADOS

El perfil de variación de con la profundidad (Fig. 2b) muestra valores mayores en los 35 cm superficiales, distinguiéndose en este intervalo un máximo en torno a los 32 cm. El valor de la susceptibilidad decrece rápidamente con la profundidad hasta estabilizarse en valores próximos a 0 hasta 150 cm. Entre esta profundidad y 235 cm, la alcanza nuevamente valores significativamente mayores, aunque sin llegar en ningún momento a los valores obtenidos en la parte superior. Tanto la IRM como la ARM (Fig. 2c y d) muestran una variación con la profundidad similar a la de . Al eliminar la contribución no ferromagnética, el pico existente a 32 cm se manifiesta con más claridad. Como en el caso anterior, los valores en el resto del testigo son próximos a 0 salvo en el intervalo entre 180 y 240 cm, donde se registra un ligero incremento. Los parámetros independientes de la concentración, Hcr y S-ratio (Fig. 2e y f), muestran una variación relacionada significativamente con la de los perfiles anteriormente descritos. Los valores superficiales de Hcr son relativamente bajos. A partir de los 30 cm se incrementa hasta alcanzar magnitudes en torno a 90 mT, que se mantienen relativamente estables con la profundidad hasta los 160 cm. Desde aquí y hasta 270 cm su magnitud decrece rápidamente, alcanzando valores más bajos que los encontrados en la parte superficial (25 mT). A partir de esta profundidad se pueden apreciar hasta 4 picos de alta Hcr, cuya amplitud disminuye a medida que nos acercamos al final del testigo. El rango de variación en esta zona está entre 20 mT y 120 mT. El intervalo de alta coercitividad encontrado entre los 30 y los 160 cm se caracteriza por una elevada diferencia entre los valores de S-300 y S-100, alcanzando valores de hasta el 40%.

El perfil de variación de la relación ARM/IRM (Fig. 2i) muestra una tendencia similar a los anteriores hasta 180 cm. Desde aquí hasta la base del testigo su valor se incrementa mostrando una serie de picos relacionados con los cambios de coercitividad.

DISCUSIÓN

Los cambios observados en los parámetros magnéticos descritos pueden tener su origen en cambios de la concentración, del tamaño de grano

y/o de la mineralogía magnética dominante. Estas variaciones pueden deberse a alteraciones en el aporte de sedimentos, sean éstos de naturaleza detrítica, biogénica o antropogénica. Los procesos diagenéticos inducidos durante la descomposición de la materia orgánica son un factor a tener en

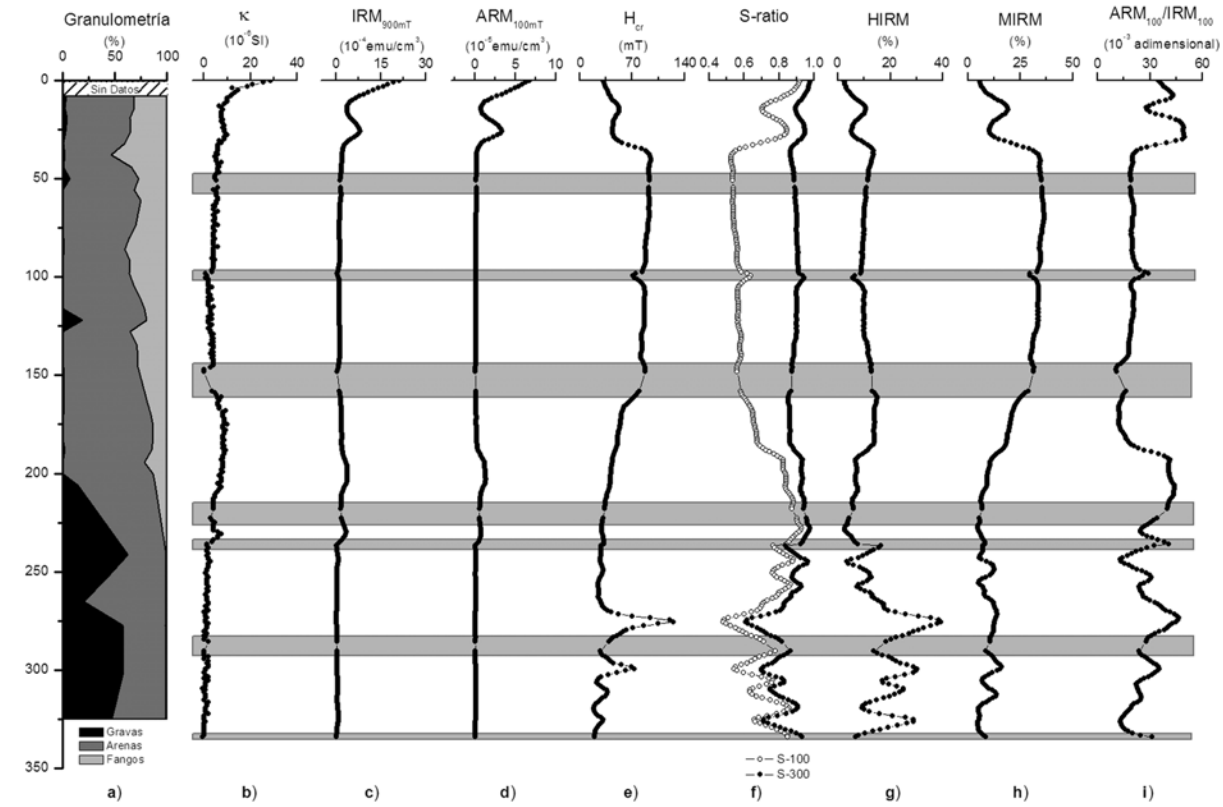

FIGURA 2: *Perfiles de variación con la profundidad de: a) porcentajes granulométricos, b) , c) IRM_{900mT}, d) ARM_{100mT}, e) Hcr, f) S-ratio, g) %HIRM, h) %MIRM, i) ARM_{100}/IRM_{100}. Las franjas grises representan las zonas del* U-channel *con datos afectados por el suavizado debido a su cercanía a los bordes o a huecos generados durante la manipulación.*

cuenta, en especial en medios de elevada producción biológica, como es la platafoma continental gallega. Mediante el empleo de relaciones interparamétricas es posible acotar con mayor exactitud el origen de las variaciones registradas (Walden *et al.*, 1999).

Los parámetros dependientes del espectro de coercitividades nos han permitido obtener un conocimiento más detallado de las variaciones observadas. El estudio de las curvas de adquisición de IRM pone de manifiesto un perfil típico de magnetita (Fig. 3, 1 cm) en los intervalos donde la susceptibilidad, la ARM y la IRM son altas. En el resto del testigo la adquisición es más gradual y parece alcanzarse la saturación (Fig. 3, 125 cm), excepto en las muestras más profundas, donde incluso llega a producirse un incremento en la remanencia en las últimas etapas de adquisición (Fig. 3, 300cm). Este hecho denota la existencia de más de una componente mineralógica que contribuye de forma significativa a la señal magnética observada. Estas muestras son representativas de los sedimentos de la base del perfil, compuestos por gravas siliciclásticas. Es probable que estas gravas contengan proporciones significativas de titanohematitas con bajo contenido en Ti y/o recubrimientos de hematites que serían responsables del incremento observado por encima de los 300 mT y de la no saturación a 900 mT, así como de los mayores valores observados en el perfil de HIRM hacia la base del testigo (Fig. 2g).

El resto de las muestras, con comportamiento intermedio entre estos dos extremos, presentan una componente importante de minerales de coercitividad media. Esta observación se ve apoyada por el incremento que se observa en la diferencia entre los S-ratio a -100 mT y a -300 mT. En el mismo intervalo en que se produce este incremento se observa un aumento en el valor de MIRM (Fig. 2h), poniendo de manifiesto que la remanencia está muy influenciada por una mineralogía magnética de coercitividades entre estos dos valores.

El ambiente de plataforma está caracterizado por la presencia estacional de afloramientos costeros. Durante el afloramiento se incrementa el aporte de M. O. al sedimento. Debido a la descomposición de esta M. O. las propiedades

magnéticas se ven alteradas como resultado de los procesos de diagenesis temprana (Mohamed *et al.*, 2001; Rubio *et al.,* 2001). En este tipo de sedimentos se forma pirita como producto final de los fenómenos diagenéticos asociados a la oxidación de esta M. O. (Canfield y Berner, 1987). Algunos de los sulfuros de Fe generados en etapas intermedias de este proceso son ferrimagnéticos de coercitividad media, como la pirrotina y la greigita, y podrían contribuir notablemente a la señal observada, aunque su existencia todavía necesita ser demostrada.

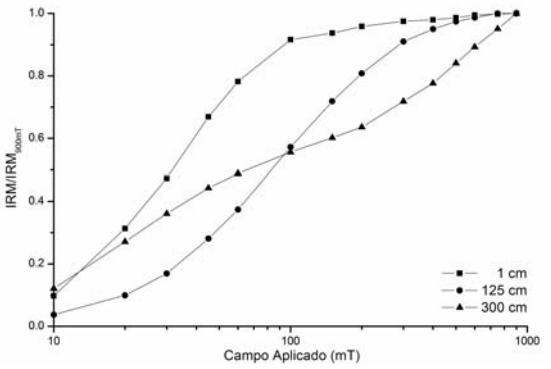

FIGURA 3: *Curvas de IRM representativas de los 3 tipos de comportamiento observados para 1 cm de profundidad (cuadrados), 125 cm (círculos), 300 cm (triángulos). El campo aplicado se representa a escala logarítmica.*

El hecho de que la remanencia observada tenga un origen multimineralógico dificulta la interpretación de los parámetros magnéticos habitualmente empleados como indicadores de tamaño de grano, como es el caso de la relación ARM/IRM. Este índice se ha obtenido empleando campos de 100 mT. Es de esperar que la magnetita sea la principal portadora de esta remanencia, al menos en el intervalo de arenas finas de origen marino de la parte superior del testigo. En base a esta consideración, la relación observada entre la disminución de este parámetro y la registrada en los perfiles de , ARM e IRM se puede interpretar como un cambio de origen diagenético. Los minerales de menor tamaño se disuelven más rápidamente, dando lugar a un incremento relativo de la granulometría magnética (menores valores de ARM/IRM). Esta interpretación apoyaría la hipótesis previa que contempla la existencia de sulfuros ferrimagnéticos de coercitividad media y origen diagenético.

CONCLUSIONES

La íntima relación existente entre las variaciones de los parámetros dependientes de la concentración (, IRM, ARM) y los independientes de la misma (Hcr, S-ratio, ARM/IRM, etc) descartan la hipótesis de que los cambios observados se deban exclusivamente a cambios de concentración de los minerales magnéticos. Los parámetros de remanencia han permitido determinar un origen multimineralógico de la señal observada. Los minerales de baja coercitividad, con perfil de adquisición de IRM típico de magnetita dominan la señal en los intervalos donde , ARM e IRM son altos, (primeros 40 cm de sedimento). En el resto del intervalo arenoso de la parte superior del testigo, los procesos diagenéticos inducen un cambio mineralógico, evidenciado por un aumento de la coercitividad, a la vez que un aumento relativo del tamaño de grano debido a la disolución más rápida de los minerales de baja coercitividad y menor tamaño. El paquete de gravas siliciclásticas de la base presenta coercitividades muy altas, con perfiles típicos de minerales con antiferromagnetismo inclinado. Dada la naturaleza del sedimento es probable que se deba a titanohematites de bajo contenido en Ti y/o a recubrimientos de hematites.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer su apoyo durante la estancia de K. Mohamed en el Southampton Oceanography Centre al Prof. Andrew Roberts y al Dr. Juan C. Larrasoaña. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos REN2003-02822 MAR, REN2003-03233 MAR, VEM2003-20093-C03-03 del MCYT y el PGDIT03RMA30101PR de la Xunta de Galicia. Contribución Nº 316 del grupo XM2.

REFERENCIAS

Canfield, D.C. y Berner, R.A. (1987): Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 645-660.

Liquete, C., González-Álvarez, R., Diz, P. y Francés, G. (2003): The onset of marine sedimentation on galician continental shelf and Holocene environmental evolution. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 13672.

Maher, B.A. y Thompson, R. (Eds.) (1999): *Quaternary climates, environments and magnetism.* Cambridge University Press, Cambridge, 390 p.

Mohamed, K., Rey, D., Rubio, B., y Vilas, F. (2001): Origen de las variaciones magnéticas en sedimentos de la Ría de Pontevedra (NO de España). *Geotemas,* 3(1): 215-218.

Rubio, B., Pye, K., Rae, J. y Rey, D. (2001): Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ría de Pontevedra, NW Spain. *Sedimentology*, 48 (6): 1277-1296.

Sahota, J.T.S., Robinson, S.G. y Oldfield, F. (1995): Magnetic measurements used to identify paleoxidation fronts in deep-sea sediments from

the Madeira Abyssal Plain. *Geophysical Research Letters,* 22: 1961-1964

Walden, J., Oldfield, F. y Smith, J. (1999): *Environmental magnetism: a practical guide.* Technical Guide No. 6. Quaternary Research Association, London, 243 p.

Remagnetización del Triásico de la Zona Axial pirenaica (lámina de Bielsa, Huesca)

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

1 Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. boliva@unizar.es
2 Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, 38 rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse, France.

ABSTRACT

The Bielsa thrust sheet is part of the southernmost area of the Axial Zone of the central Pyrenees. 17 sites have been drilled within the Buntsandstein facies in the hangingwall of the thrust sheet. The red beds were folded during the Pyrenean orogeny. These folds show a trend between N80E and N120E, northward and southward vergences, axial–plane cleavage, wavelengths of =1.5 km and maximum amplitudes of about 1 km. The paleomagnetic analysis gives two significative components; the secondary one is post-tectonic and always inverse, carried by hematite, with a mean value of: Dm= 186, Im= -39, $_{95}$= 5 and k= 47; the characteristic component has been calculated in seven sites only, with Dm= 355, Im=06, $_{95}$= 13 and k= 18. Since no metamorphic event has been reported after the deformation of these rocks, we consider that the origin of this regional remagnetization is the result either of a thermoviscous overprint, a chemical overprint, or mechanical reorientation of older grains during the Pyrenean orogeny.

Key words: *remagnetization, hematite, Bielsa, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Numerosos estudios paleomagnéticos en la Península Ibérica han puesto de manifiesto la presencia de remagnetizaciones acaecidas en diferentes momentos de la historia geológica y bajo diferentes circunstancias. Existe un gran grupo de remagnetizaciones asociado a metamorfismo térmico ("*remagnetización termoviscosa*") en la Cadena Ibérica (Moreau *et al.*, 1992, Juárez *et al.*, 1998, Villalaín *et al.*, 2003) y en las Cordilleras Béticas (Villalaín *et al.*, 1996) afectando a hematites, magnetita o a ambos minerales; en el Cretácico Inferior durante la etapa de *rifting* al tiempo que se produce la rotación de Iberia y en el Neógeno en las Béticas (Villalaín *et al.*, 1996). En el trabajo de Villalaín *et al.* (1996) y en el de Juárez *et al*. (1998) no se descarta la influencia de fluidos hidrotermales y que sea por tanto, una remagnetización química (RQ).

El otro gran grupo es el de las remagnetizaciones químicas, así encontramos las "*diagenéticas*": magnetita neoformada en el intervalo Barremiense-Aptiense en rocas del Cretácico Inferior, debido a la alta subsidencia previa al Albiense en la Zona Surpirenaica Central (Dinarès-Turell y García-Senz, 2000).

Dentro del grupo de la remagnetización química se incluyen las "*asociadas a cabalgamientos*": Weil y Van der Voo (2002) encuentran una RQ asociada a los fluidos de los movimientos tardihercínicos en los Pirineos Cántabros. En el Pirineo ístmico occidental Larrasoaña *et al.* (2003), a partir de sus datos y de los de autores anteriores encuentra una componente que se agrupa al 60% del despliegue de las capas y que este evento posiblemente se asocia a fluidos orogénicos, aunque no descarta un posible origen termoviscoso asociado al metamorfismo pirenaico (en el Cretácico Inferior).

Finalmente se encuentran remagnetizaciones de tipo químico relacionadas con "*meteorización*" asociada a la exhumación debida a láminas cabalgantes: Keller y Gehring (1992) relacionan la neoformación de hematites y goethita a dos periodos de meteorización; la primera en el Eoceno terminal-Oligoceno y la segunda en el Pleistoceno.

En esta comunicación se presentan los resultados paleomagnéticos que confirman la presencia de una remagnetización, siendo hematites el mineral portador, en los materiales triásicos del segmento central de la Zona Axial pirenaica. Se discute su origen y edad.

MARCO GEOLÓGICO

La lámina de Bielsa forma parte de las láminas vergentes hacia el sur en la Zona Axial en los Pirineos centrales (Fig. 1). Consiste en un basamento paleozoico (granitoides y corneanas en la zona de Bielsa y migmatitas en La Larri) recubierto por las rocas de cobertera posthercínicas (Triásico en facies rojas y carbonatos del Cretácico Superior). El Triásico muestreado consiste en lutitas y areniscas rojas situadas discordantemente sobre el basamento. Estos depósitos fluviales, que alcanzan los 300 m de espesor, están plegados, mostrando los pliegues una dirección ONO-ESE, amplitudes de 1 km y longitud de onda de 1,5 km (Fig. 1), además de esquistosidad de plano axial (Casas *et al.*, 2003).

MUESTREO Y RESULTADOS DEL ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO

Se han perforado 17 estaciones (14 en el área de Bielsa y 3 en los llanos de La Larri), con 15 testigos en cada una, de los que se han analizado 10 especímenes por estación. La desmagnetización térmica de los

especímenes ha puesto de manifiesto la presencia de tres componentes (Fig. 2). La componente de menor temperatura (A) se interpreta como viscosa.

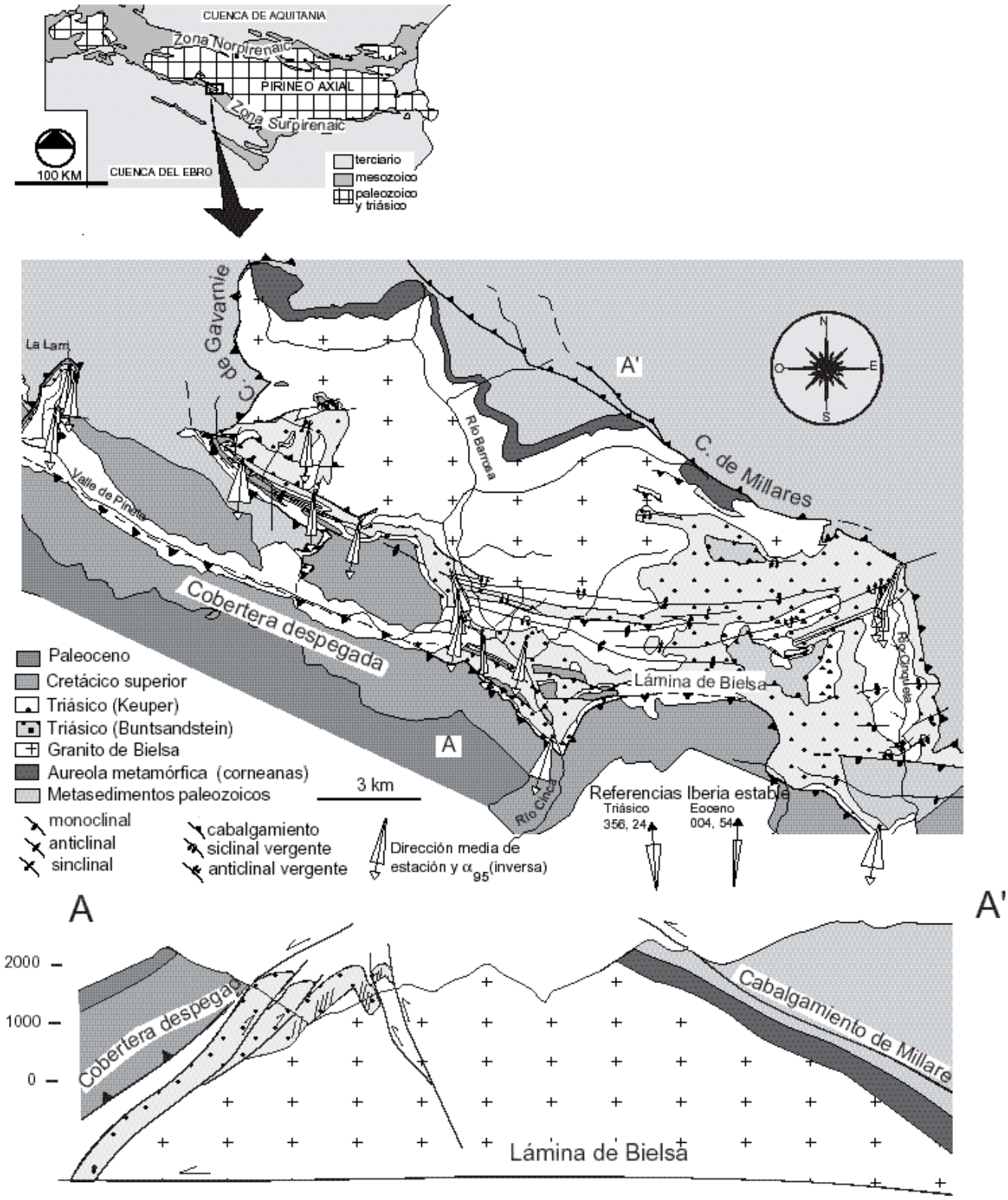

FIGURA 1: *Situación de las estaciones sobre la base geológica de Casas et al. (2003). Corte geológico representativo de la zona del granito de Bielsa según Casas et al. (2003).*

La componente de temperatura intermedia (B), tiene una temperatura de desbloqueo mínimo que oscila entre 200 y 400º C y una temperatura de desbloqueo máximo que oscila entre 620 y 670ºC. Se trata de una componente inversa muy bien definida con 5-9 pasos de desmagnetización. La componente de alta temperatura (C) se ha podido definir en 7 estaciones con gran dificultad, y baja calidad, debido a la alta viscosidad de muchas muestras por encima de los 550-660ºC. Los análisis de las curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (MRI) y *back field* indican la presencia de minerales "duros": la Hcr es alta, entre 500 y 1.100 mT (Fig. 2). Las curvas de desmagnetización térmica del espécimen saturado en 3 ejes indican en algunos casos la posible presencia de goethita (caída a 150ºC), y magnetita en pequeñas cantidades (caída a 550ºC en el eje de saturación máximo, intermedio y mínimo). En todos ellos la magnetización remanente se hace cero a 680ºC. Estos resultados confirman que la hematites es el mineral portador de la magnetización.

El test del pliegue indica que el agrupamiento mayor de la componente B se da con las muestras *in situ*, mientras que el agrupamiento de C es mayor cuando la estratificación es restituida a la horizontal (Fig. 3).

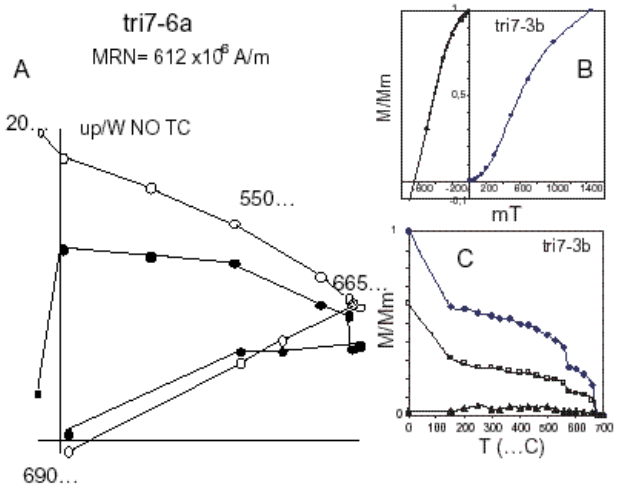

FIGURA 2: *A) Diagrama ortogonal de un espécimen. B) curva de adquisición de magnetización remanente isotérmica (a la derecha) y* back field *(a la izquierda). C) Curvas de desmagnetización térmica de los tres ejes saturados con diferente campo, según Lowrie (1990), rombos: eje saturado a 1,45 T ("duro"); cuadrados: eje saturado a 0,4 T; triángulos: eje saturado a 0,12 T ("blando").*

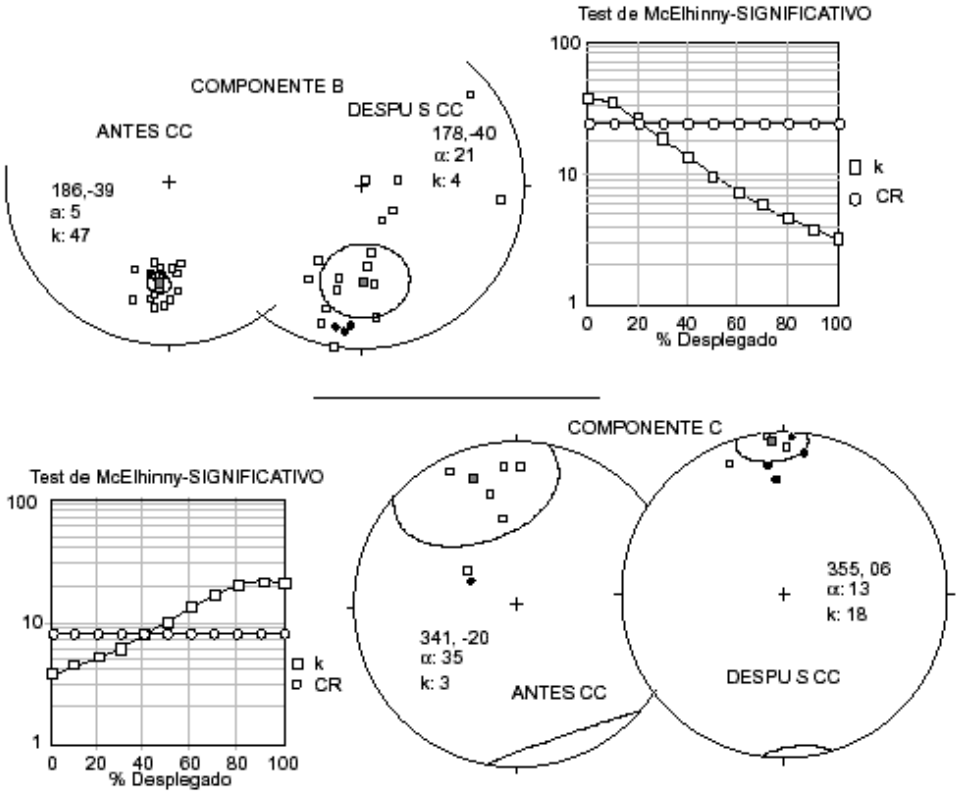

FIGURA 3: *Test del pliegue para las componente B y C con la representación estereográfica de las estaciones. CC: Corrección de capa. k: parámetro estadístico. CR: valor crítico por encima del cual el valor de k es significativo al 95% del nivel de confianza. En la proyección estereográfica equiareal, cuadrados blancos: proyección en el hemisferio superior, círculos*

negros: proyección en el inferior, cuadrados grises: promedio fisheriano para el que se calcula: declinación, inclinación, y K.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La deformación en esta parte del Pirineo está asociada a los cabalgamientos de Gavarnie y Bielsa entre el Cuisiense y Rupeliense (unos 30 Ma). Gracias al análisis isotópico y geoquímico de las inclusiones fluidas muestreadas en grietas y venas desarrolladas durante la deformación pirenaica, McCaig *et al.* (2000) han podido concretar que en las partes internas de la cadena (área de La Larri) al empezar la compresión pirenaica se produce una sobrepresión de los fluidos con la consiguiente expulsión de salmueras (originadas en el Triásico Superior) a lo largo de las zonas de fractura y cabalgamientos, con una temperatura de entre 200 y 250ºC. A esa temperatura y durante ese tiempo podemos descartar una remagnetización termoviscosa, pues esta remagnetización quedaría borrada en el laboratorio a unos 550ºC, y no a 620-670ºC, como se ha encontrado. Lo mismo sucede si consideramos un aumento de la temperatura en el Cretácico Inferior asociado al régimen extensional que dura entre 5-15 Ma (Larrasoaña *et al.*, 2003), para una profundidad de 8 km (McCaig *et al.*, 2000) y un gradiente geotérmico normal de 30ºC/km, la temperatura no superaría los 250ºC, además esta remagnetización se agruparía mejor antes del plegamiento y no después y no hay evidencias de metamorfismo en la parte central.

Sin embargo, no se puede descartar la neoformación de minerales ferromagnéticos a partir de esos fluidos expulsados durante la compresión (en las minas de Parzán, en el área estudiada, se forman hematites y magnetita además de goethita).

En este marco tampoco se puede descartar la reorientación de minerales preexistentes al producirse esquistosidad (la esquistosidad va acompañada de pérdida de volumen de roca y agrupación de minerales insolubles - los ferromagnéticos lo son).

A partir de lo expuesto concluimos que el proceso de remagnetización está relacionado con la deformación terciaria y que ha de ser un evento rápido, pues las inversiones en el terciario como máximo, duran 4 millones de años.

AGRADECIMIENTOS

A las personas que han colaborado en la extracción de las muestras: Ruth Soto y Luis Cutanda. A Robert Scholger por su hospitalidad y apoyo científico en el laboratorio de Gams (Austria). A la financiación de la D.G.A., al Programa Europa de la C.A.I y al proyecto DGES: BTE 2002-04168-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T. y Pueyo, E. (2003): Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16: 99-117.

Dinarès-Turell, J. y García-Senz, J. (2000): Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B8): 19405-19418.

Keller, P. y Gehring, A. U. (1992): Different weathering stages indicated by the magnetization of limestones; an example from the Southeast Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 111 (1): 49-57.

Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L. y Meléndez, G. (1998): Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 729-743.

Larrasoaña, J.C., Pares J.M., del Valle, J. y Millán H. (2003): Triassic paleomagnetism from the western Pyrenees revisited; implications for the Iberian-Eurasia Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, 362 (1-4): 161-182.

McCaig, A.M., Tritlla, J. y Banks, D.A. (2000): Fluid mixing and recicling during Pyrenean thrusting: Evidence from fluid inclusion halogen ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (19): 3395-3412.

Moreau, M.G., Canérot, J. y Malod, J.A. (1992): Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Cain (Spain) suggestions for Barremian remagnteization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163(4): 393-402.

Villalaín, J.J., Fernández-González, G., Casas, A.M. y Gil-Imaz, A. (2003): Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics*, 377: 101-117.

Villalaín, J.J., Osete, M. L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller, F. (1996): The Neogene remagnetization in the western Betics; a brief comment on the reliability of palaeomagnetic directions. En: *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean region* (A. Morris y D.H. Tarling, Eds.), Geological Society Special Publications 105: 33-41.

Weil, A.B. y Van der Voo, R. (2002): Insights into the mechanism for orogen-related carbonate remagetization from growth of authigenic Fe-oxide: A scanning electron microscopy and rock magnetic study of Devonian carbonates from northern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 107. B4: 10.1029/2001JB0002000, 2002.

Señal magnética en suelos actuales de la Provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima

M.J. Orgeira[1,2], F.X. Pereyra[2], C. Vásquez[1,2], E. Castañeda [1,2] y R. Compagnucci[1,2]

1 Consejo Nacional de Investigaciones Científicas CONICET, Argentina.
2 Dpto. de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. orgeira@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

This contribution tries to determine the influence of climate in the magnetic signal assuming that it is a first order factor in soil formation. Also, it aims to assess the degree of variability of the magnetic signal at different geomorphological positions. The magnetic signal is opposite in both areas. Two important facts must be taken into account. The generation of SP particles seems to be higher in one of the areas. And the loss of detrital magnetite could be higher in the less drained soils, in agreement with the hypothesis of loss of detrital magnetite by reductive process. As a simplified interpretation, it is possible to suggest the differential soil humidity in the studied soils could explain the different generation of SP particles on them. On the other hand, when it is possible to see the magnitude of the loss of detrital magnetite, the degree of drainage seems to be the variable that manages the process of reduction loss.

***Key words**: environmental magnetism, soils, paleoclimate.*

INTRODUCCIÓN

Estudios de magnetismo de rocas han sido aplicados en numerosas sucesiones de loess y paleosuelos en diversas localidades alrededor del mundo incluida América del Sur (Orgeira *et al*., 1998 y 2003, entre otros) para analizar las variaciones paleoclimáticas acaecidas en el Cenozoico tardío. En contraste, se consagraron pocas publicaciones para el estudio de suelos actuales (Dearing *et al*., 1996; Maher, 1998; Jordanova y Jordanova, 1999). Es evidente que para una clara interpretación de la señal paleoclimática registrada en los paleosuelos, el establecimiento de la relación de esta señal en suelos actuales y su relación con el clima es de suma relevancia.

En esta contribución se presentan resultados del estudio de suelos actuales de dos localidades de la llanura Chacopampeana (Provincia de Buenos Aires, Argentina). Es de destacar que estos suelos están desarrollados sobre *loess*, el cual es material parental en los paleosuelos cenozoicos tardíos aflorantes en el área. El objetivo primordial de este trabajo es determinar la influencia del clima (asumido como variable de primer orden en la formación del suelo) en la señal magnética. Asimismo, se intenta analizar cual es la variabilidad de esta señal de acuerdo a los diferentes grados de drenaje del suelo.

Los suelos estudiados se localizan en la llanura loéssica. Los suelos bien drenados (el R3 y SZ) se localizan en los sectores relativamente más elevados (*watersheds*) entretanto, los suelos pobremente drenados (el R2 y AP) se localizan en las áreas deprimidas. En los cuatro suelos el material parental es un sedimento eólico limo-arcillo-arenoso de color rojizo-amarillento, típico *loess* del área. El mismo, de edad pleistocena, es identificado formalmente como Formación de Buenos Aires. Es de destacar que el material estudiado no presenta ningún tipo de señal de actividad antrópica. Las dos localidades estudiadas están situadas respectivamente al sur (Verónica, R3 y R2, 35°17.5´S-57°38.8´O) y norte (Zárate, Sz y Ap, 34°10´S-59°3´O) de Ciudad de Buenos Aires (Fig. 1).

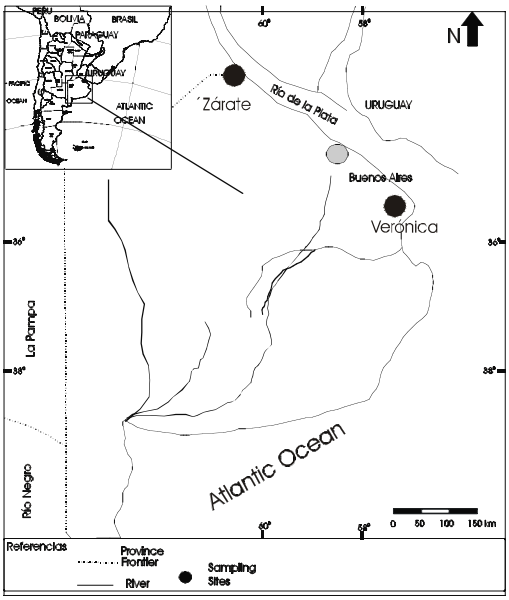

FIGURA 1: *Mapa de Ubicación de las localidades estudiadas.*

RESULTADOS MAGNÉTICOS

La medición de los parámetros del histeresis se realizó con un magnetómetro (VSM) MicroMag Princeton. Las medidas a temperatura ambiente de susceptibilidad se llevaron a cabo con un susceptibilímetro Bartington a dos frecuencias (470 y 4700 Hz).

Los valores de los parámetros magnéticos obtenidos en función de las profundidades están representados en la figura 2. La susceptibilidad magnética así como la magnetizaciones de saturación son parámetros magnéticos extensivos (dependen de la cantidad de material magnético presente) así como de la naturaleza y tamaño de partícula; los parámetros de coercitividad son intensivos, o sea que dependen del tipo de material y el tamaño de partícula. Adicionalmente en algunas muestras representativas se hicieron dos juegos de experimentos a bajas temperaturas para analizar los cambios en la susceptibilidad y en la magnetización. Ellos se usaron como indicadores de concentración de partículas superparamagnéticas (SP) y tamaño de grano multidominio (MD) y pseudodominio simple (PSD). Para tales experiencias se utilizaron un susceptómetro Lake Shore y un magnetómetro MPMS.

Los resultados obtenidos analizados sobre la base de la metodología propuesta por Hunt *et al.* (1995) indican que las muestras obtenidas de Zárate poseen una alta concentración de partículas SP y no se evidencian diferencias dramáticas entre el suelo bien drenado (SZ) y el mal drenado (AP) en esta localidad. Por su parte en Verónica se observa una menor concentración de SP, en particular en el suelo mejor drenado de esta localidad (Fig. 2).

ANÁLISIS CLIMÁTICO DE LOS SITIOS ESTUDIADOS

El análisis climático se efectuó sobre el registro meteorológico de las estaciones de Punta Indio (35°22, 57° 17' O, 28m) y San Pedro (33° 41, 59° 41' O, 22m), ambas próximas a las zonas de estudio. Ambas áreas corresponden a un clima subtropical húmedo (*Cfa: Humid Subtropical)*.

El análisis efectuado permite realizar las siguientes observaciones :

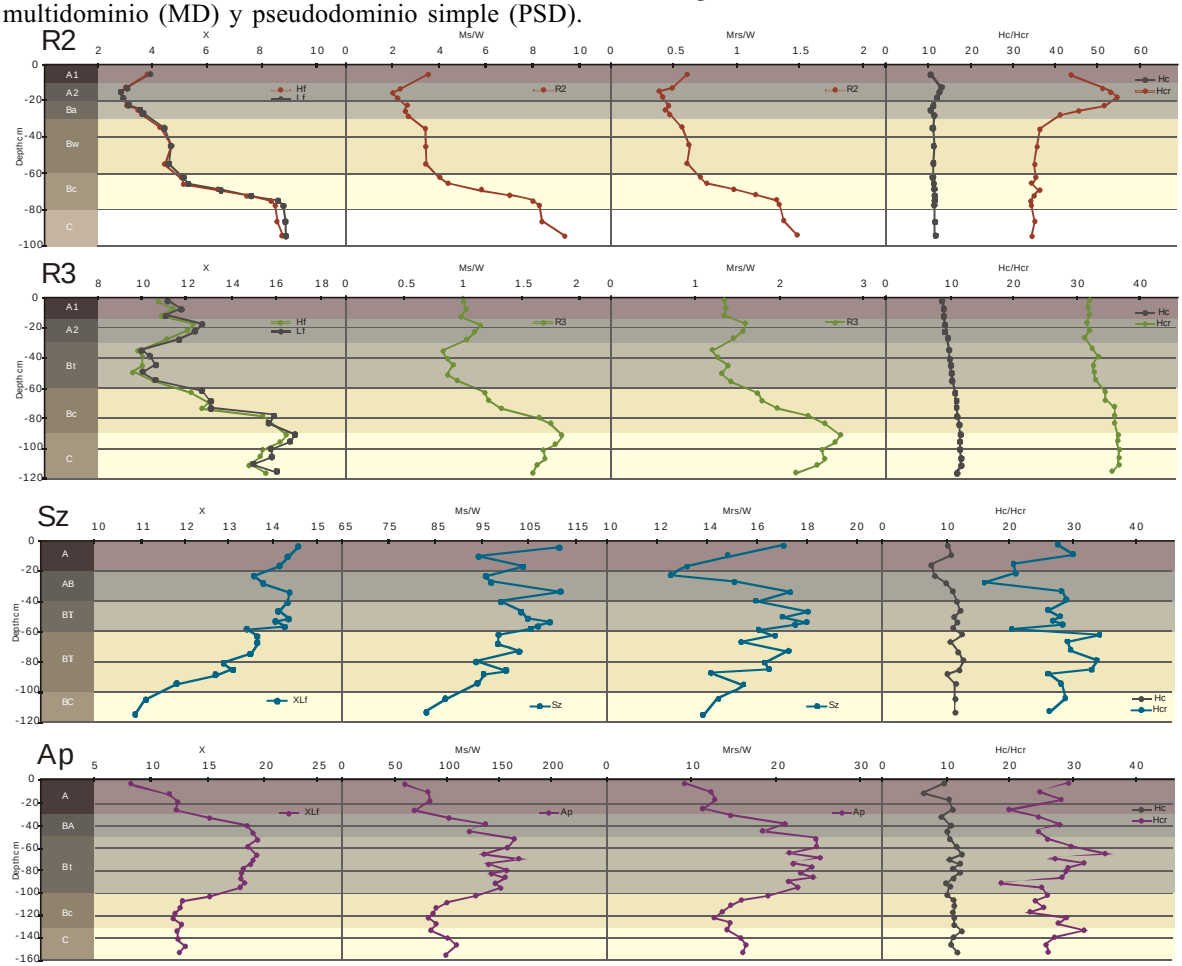

FIGURA 2: *Parámetros magnéticos de los sedimentos estudiados, pertenecientes a suelos actuales de la llanura Chacopampeana.*

-Ambas localidades tienen niveles altos (precipitación excede el potencial de evapotranspiración, ETP) durante casi todo el año. Sin embargo, durante el verano la relación se invierte. Punta Indio tiene niveles bajos (ETP excede la precipitación) durante diciembre, enero y febrero; en tanto en San Pedro esto ocurre solo en diciembre y enero. Esto implica que el área de Zárate (vecina a San Pedro) mantiene por más tiempo una mayor humedad relativa en sus suelos que Verónica (vecina a Punta Indio).
-El análisis de la dirección y velocidad media de los vientos de ambas áreas refuerza la observación de que este agente favorece la retención de mayor humedad en el área de Zárate.

DISCUSIÓN

La hipótesis sobre los procesos pedogenéticos que afectan la señal magnética en suelos y paleosuelos aquí usada es la propuesta por Orgeira *et al.* (2003). En forma sucinta puede decirse que el proceso comienza por una pérdida de material ferromagnético por reducción durante los períodos de mayores precipitaciones. A partir de allí puede producirse, en el período de menor precipitación, neoformación mineralógica por oxidación y pérdida de agua de minerales de alta coercitividad y/ó magnetita SP. El mineral que se forme dependerá de la velocidad de la reacción, y los Ph y Eh imperantes en el medio. Asimismo, se han tomado en consideración las posibles reacciones geoquímicas actuantes en este tipo de ambientes, utilizando los análisis químicos y de análisis de arcillas por rayos X disponibles de estos mismos suelos.

Los parámetros magnéticos determinados (Hc y Hcr) indican que el mineral magnético dominante en la señal es magnetita y/ó titanomagnetita (conforme a parámetros sugeridos para este mineral por Dankers, 1978; Roberts *et al*., 1995, entre otros). Según los datos registrados, en Verónica hay una cantidad despreciable de partículas de SP. Ello se deduce de los cálculos efectuados sobre la base de las diferencias existentes entre la susceptibilidad magnética medida a diferentes frecuencias a temperaturas inferiores a los 50K en cada uno de los especímenes, siguiendo la metodología propuesta, entre otros, por Worm (1998) y Worm y Jackson (1999).

Así, el proceso dominante en la generación de la señal magnética pedogenética en estos suelos sería la pérdida por reducción de la magnetita detrítica en ellos contenida, más una oxidación parcial posterior en el techo de la sección (particularmente en R2). En el caso de los suelos de Zárate los parámetros magnéticos del suelo menos drenado (AP) parecen indicar un efecto de la concentración de las partículas magnéticas detríticas en los horizontes iluviales (máximos valores en BA y Bt). Para el suelo bien drenado el aumento de estos parámetros parece estar asociado exclusivamente a la generación de partículas de SP. Por otro lado, la condición de drenado diferente parece no ser tan relevante, posiblemente debido a que es un área llana con pendientes topográficas pequeñas. La señal magnética es opuesta en ambas áreas (ver figura 2). Para la comprensión de ello deben tenerse en cuenta dos hechos importantes: 1) la generación de partículas de SP es más alta en Zárate y 2) la pérdida de magnetita detrítica es más alta en los suelos menos drenados (R2, Verónica). Esto está de acuerdo con la hipótesis de pérdida de magnetita detrítica por procesos reductivos (*reductive loss*).

Luego, los datos climatológicos sugieren, en una interpretación simplificada, que es posible pensar que la humedad en los suelos estudiados podría explicar la diferente capacidad de generación de partículas de SP en ellos (superior a Zárate). Por otro lado, cuando es posible ver la magnitud de la pérdida de magnetita detrítica por reducción (en Verónica, pues la generación posterior de SP es despreciable), el grado de drenado parece ser la variable que controla el proceso de pérdida de la reducción.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (PIP 636/98), a la Universidad de Buenos Aires, y al IRM de la University of Minnesota por el uso de sus instalaciones. El IRM está financiado por la Keck Foundation, the National Science Foundation y la University of Minnesota (USA). Un especial agradecimiento para el Prof. S. Banerjee, el Dr M. Jackson y el Dr P. Solheid de esa institución

REFERENCES

Dankers, P.H.M. (1978): *Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain size*. PhD. Thesis. Rijksuniversitieit te Utrecht, Netherlands, 143 p.

Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H. y Lovenland, P.J. (1996): Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International,* 127: 728-734.

Hunt, P. C., Banerjee, S.K., Han, J., Solheid, P.A., Oches, E., Sun, W. y Liu, T. (1995): Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-palaeosol sequences of the western Loess Plateau

of China. *Geophysical Journal International,* 123: 232.

Jordanova, D. y Jordanova N. (1999): Magnetic characteristic of different soil types from Bulgaria. *Studia Geophysica et Geodaetica.* 43: 303-318.

Maher, B. (1998): Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*. 137: 25-54.

Orgeira, M.J**.,** Walther, A.M., Tófalo, R., Vásquez, C.A., Berquó, T., Favier Dubois, C. y Bhonel, H. (2003): Environmental magnetism in paleosoils developed in fluvial and loessic holocene sediments from Chacopampean Plain (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*,16: 259-274.

Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez, C.A., Di Tommaso I., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang, Hu y Vilas, J.F.A. (1998): Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6): 561-570.

Roberts, A.P., Cui, Y., Yulong, Y. y Verosub, K.L. (1995): Wasp-waisted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal Geophysical Research*, 100 (B9), 17909-17924.

Worm, H. (1998): On the superparamagnetic stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International*, 133: 201-206.

Worm, H. y Jackson, M. (1999). The super-paramagnetism of Yucca Mountain Tuff. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B11): 25,415 – 25,425.

Mesa Redonda: "Curva de deriva polar aparente de la Placa Ibérica para los últimos 300 millones de años."

Maria Luisa Osete

Dpto. Geofísica y Meteorología, F. de CC. Físicas, U. Complutense de Madrid, Avda.Complutense, s/n, 28040 Madrid, mlosete@fis.ucm.es

Comisión de Paleomagnetismo de la Sociedad Geológica de España (Grupo MAGIBER)

ABSTRACT

The Apparent Polar Wander path (APWp) of Iberia is still poorly defined. This is mainly because of the presence of important overprints, the scarcity of paleomagnetic studies carried out on un-deformed areas, and accurate age determination of some rock units. These problems are discussed by represents of the Iberian paleomagnetic community. Creation of an Iberian Paleomagnetic database will be proposed and new coordinated actions will be discussed. In addition, comparisons between kinematics models for Iberia based on palaeomagnetic and ocean floor magnetic anomalies will be debated.

Key words:. *Palaeomagnetism, APWp of Iberia, Iberian Plate kinematics.*

INTRODUCCIÓN

El paleomagnetismo es una de las técnicas más concluyentes para determinar la evolución cinemática de las placas. En los últimos 40 años se han llevado a cabo numerosos estudios paleomagnéticos en la Placa Ibérica (por ejemplo, Van der Voo, 1967; Van der Voo and Zijderveld, 1971, Schott y Peres, 1987, Galdeano et al., 1989, Moreau et al., 1992, Parés y Dinarès, 1994, Juárez et al., 1996, Osete et al, 1997). Pero, a pesar del esfuerzo realizado, la Curva de Deriva Polar Aparente (Aparent Polar Wander Path, APWp) de Iberia aún se encuentra pobremente definida.

Los primeros estudios paleomagnéticos realizados en la Placa Ibérica se realizaron en las décadas de los 50 y 60 pero estos estudios no aportaron información destacable sobre la evolución de la Placa Ibérica porque las unidades investigadas estaban reimanadas. El primer estudio paleomagnético sistemático llevado a cabo en Iberia fue el realizado por Van der Voo en 1969. Este estudio cubrió un amplio espacio de tiempo (desde el Ordovícico hasta el Eoceno) y aportó la primera evidencia paleomagnética de la rotación antihoraria (de alrededor de 35º) que experimentó la Placa Ibérica con respecto a la Euroasiática. A Partir de este estudio han sido numerosas las investigaciones realizadas en la placa Ibérica para definir con mayor precisión la evolución de Iberia respecto a las placas euroasiática, africana y americana, pero, diferentes problemas han contribuido a dificultar estos estudios. Las principales causas por las que la Curva de Deriva de los Polos de Iberia no se encuentra bien definida son las siguientes:

1) Definición de "Iberia estable". Las deformaciones tectónicas locales pueden producir rotaciones paleomagnéticas locales.
2) Presencia de importantes reimanaciones. Este fenómeno es mucho más frecuente que lo que se había considerado hace algunos años. Si las magnetizaciones secundarias no son interpretadas correctamente se producen inconsistencias en la trayectoria de la Curva de Deriva Polar Aparente de Iberia..
3) Imprecisión en las dataciones. Este problema introduce también incoherencias en la trayectoria de la curva, pues datos correspondientes a una edad son atribuidos a otra.
4) Escasez de estudios paleomagnéticos realizados en zonas no deformadas de Iberia.

En cuanto a los problemas que presentan los materiales que afloran en Iberia destacar que: a) Las rocas paleozoicas pre-Carboníferas están pobremente caracterizadas. b) Las facies rojas del Pérmico y del Triásico están habitualmente discordantes por encima de las unidades paleozoicas de zócalo. c) El Triásico superior, aflora dominantemente en facies germánicas (Keuper) en la Península Ibérica y funciona como nivel de despegue en la mayoría de las zonas deformadas, lo que marca un límite neto en el número y calidad de los datos posteriores. Este último factor origina importantes problemas para describir, desde un punto de vista puramente paleomagnético, la evolución geodinámica reciente de la placa durante el episodio de convergencia entre Europa y África.

Por último, recientes estudios (Palencia, A., 2004) han puesto de manifiesto algunas inconsistencias entre los datos paleomagnéticos y los polos de rotación de Euler derivados a partir del estudio de las anomalías magnéticas oceánicas. Por lo que los

datos fundamentales en los que se apoyan ambos tipos de metodologías deben ser reevaluados.

OBJETIVOS DE LA MESA REDONDA

1) Revisión del conjunto de datos publicados con especial referencia a los criterios de calidad definidos por Van der Voo (1993).

2) Evaluación crítica de los datos existentes con especial referencia a:

A) Posibles remagnetizaciones.
B) Posibles rotaciones de bloques/cabalgamientos

3) Establecimiento de una base de datos paleomagnéticos de Iberia.

4) Definición de las líneas de investigación prioritarias, coordinación y aproximación metodológica de los estudios paleomagnéticos futuros. Evaluación de posibles actuaciones coordinadas en el seno de la Comisión de Paleomagnetismo y del grupo MAGIBER

5) Discusión: evolución de Iberia a partir de datos paleomagnéticos/polos de Euler obtenidos a partir del estudio de las anomalías magnéticas oceánicas.

Estos importantes problemas serán discutidos en la mesa redonda que contará con una representación de todos los grupos españoles que trabajan en paleomagnetismo.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Moderadora y Coordinadora:

Maria Luisa Osete
Departamento de Física de la Tierra.
Universidad Complutense de Madrid.

Componentes :

Daniel Rey
Facultad de Ciencias del Mar
Universidad de Vigo

Juan José Villalaín
Departamento de Física Aplicada
Universidad de Burgos

Miguel Garcés
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Universidat de Barcelona

Emilio Pueyo
Lab. Mécanismes de Transfert en Geologie
Université Paul-Sabatier (Toulouse)
Geodinámica Interna – Geología Estructural
Universidad de Zaragoza

Alicia Palencia
Departamento de Física de la Tierra
Universidad Complutense de Madrid

REFERENCIAS

Galdeano, A., M.G. Moreau, J.P. Pozzi, P.Y. Berthou and J.A. Malod. (1989). New Palaeomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. Earth and Planetary Sciences Letters, 92,95-106.

Juárez, M.T., M.L. Osete, R. Vegas, , C.G. Languereis and G. Meléndez. (1994). Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain). In: Morris, a and D.H. Tarling (eds.). Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geological Society Special Publication, 105, 83-90.

Moreau, M.G., J. Canerot and J.A. Malod. (1992). paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain). Suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. Bulletin de la Societé géologique de la France , 163, 4, 393-402.

Osete, M.L., D. Rey, J.J. Villalaín and M.T. Juárez. (1997). The late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. Geologie in Mijnbow, 76, 105-119.

Palencia, A. (2004). Estudio Paleomagnético de rocas de edad Jurásica de la Península Ibérica y el Sur de Marruecos. Tesis doctoral. Universidad Complutense, 275 pp.

Parés, J.M. and J. Dinarès. (1994). Iberian Triassic paleomagnetism revised: Intraplate block rotations versus polar wandering. Geophyscal Research Letters, 21, 2155-2158.

Schott, J.J., and Peres. (1987). Paleomagnetism of Lower Cretaceous red beds from northern Spain:evidence for multistage acquisitionb of magnetization. Tectonophysics, 139, 239-253.

Van der Voo, R. (1969). Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 7, 1, 5-56.

Van der Voo, R. (1993). Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge University Press., Cambridge, 411 pp.

Estudio paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia

A. Palencia[1], M.L. Osete[1], M. Maceira[1], J.J. Villalaín[2] y R. Vegas[3]

1 Dpto. de Geofísica, Facultad de C. Físicas, U. C. M., 28040 Madrid, España. ali@fis.ucm.es, mlosete@fis.ucm.es
2 Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, España. villa@ubu.es
3 Dpto. Geodinámica, Facultad de CC. Geológicas, U. Complutense, 28040 Madrid, España. ruidera@geo.uc.es

ABSTRACT

A paleomagnetic investigation of 39 sites (591 samples) across the 530 km of the Messejana-Plasencia dike has been carried out. Rock magnetic experiments indicate PSD low Ti titanomagnetite and magnetite as the minerals carrying the NRM. The samples where mostly demagnetised by thermal demagnetisation. Most sites exhibit a characteristic remanent component of normal polarity with the exception of two sites, where samples with reversed polarities have been observed. The paleomagnetic pole derived from the sites is well defined, with values of Plat=70.5, Plong=238.0, K= 47.8 and A_{95}=3.5. Paleomagnetic data indicates: (i) the dike had a brief emplacement time, (ii) the age of intrusion can be constrained between 180-200 Ma, (iii) the high grouping of the VGPs directions suggest no important tectonic perturbations of the whole structure of the dike since its intrusion to the present.

***Key words**: paleomagnetism, Messejana-Plasencia, dike, Iberian Plate, Jurassic.*

INTRODUCCIÓN

El dique de Messejana-Plasencia es un dique de naturaleza toleítica que se extiende una distancia de unos 530 km, desde el Sur de Portugal hasta el borde norte del Sistema Central Español donde desaparece bajo la cobertera cenozoica de la Cuenca del Duero. Está relacionado, junto con los diques aflorantes en el Oeste de Marruecos y en el Este de los Apalaches, con la actividad ígnea que se produjo en las zonas continentales que bordearon el Atlántico Central y asociado a la separación de Africa y Norteamérica.

Los estudios geocronológicos de K-Ar realizados en la dique dan edades comprendidas entre 134 Ma y 209 Ma, y los autores interpretan que la dispersión en edades obtenida refleja las sucesivas intrusiones magmáticas del dique en su emplazamiento, que tuvo lugar entre los 160 Ma y 200 Ma (Schott *et al.*, 1981). Estudios geocronológicos $^{40}Ar/^{39}Ar$ indican que la edad de intrusión del dique es de (203±2) Ma y por tanto parece que el dique se intruyó en un breve periodo de tiempo Dunn *et al.* (1998).

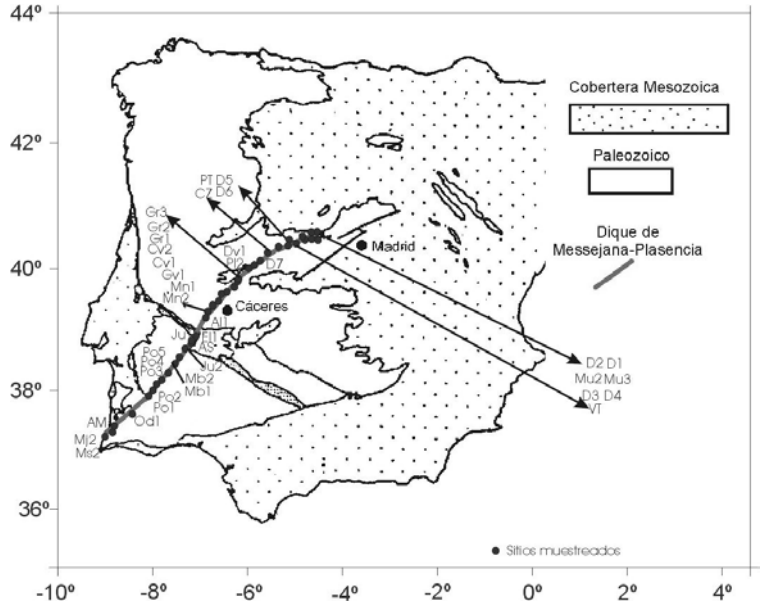

FIGURA 1: *Mapa geológico del entorno del dique de Messejana-Plasencia con la situación de los sitios paleomagnéticos analizados.*

Existen dos estudios paleomagnéticos en el dique realizados por Schott *et al.* (1981) y Perrin *et al.* (1991). Ambos trabajos encontraron de forma exclusiva polaridad normal. Este hecho está en aparente contradicción con un emplazamiento polifásico del dique, puesto que en el periodo de tiempo considerado existe una alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre (c.m.t.). La ausencia de polaridades invertidas, y la proximidad entre la dirección obtenida por Shott *et al*. (1981) con otras direcciones cretácicas, llevaron a Juárez *et al.* (1996) a dudar sobre el origen primario o secundario de la imanación de las muestras del dique. Con el objetivo de esclarecer el origen de la imanación del dique de Messejana-Plasencia se ha realizado un estudiado paleomagnético en 39 sitios (591 especímenes) repartidos uniformemente a lo largo de toda la estructura del dique (Fig. 1).

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Se realizaron experimentos de desimanación de la NRM mediante tratamiento térmico (mayoritariamente) y por AF, medidas de la susceptibilidad magnética a cada paso de incremento de la temperatura, experimentos de adquisición gradual de IRM, desimanación en tres ejes de la IRM y ciclos de histéresis.

Los experimentos de magnetismo de rocas indican que: (i) los minerales portadores de la remanencia alcanzan la saturación en campos inferiores a 0.3T, y su temperatura de desbloqueo máxima es de 575ºC-600ºC; (ii) los ciclos de histéresis de las muestras son simétricos y cerrados, sin que se observe contribución de minerales paramagnéticos; (iii) la tendencia de los parámetros de histéresis observada presenta un buen ajuste a la teórica de la magnetita y de las titanomagnetitas (TM) de bajo contenido en titanio, indicando la presencia de distintos tamaños de granos en la zona de pseudo-monodominio (PSD), debido a los distintos tiempos de enfriamiento que han experimentado las muestras del dique, dependiendo probablemente de su distancia más o menos cercana a los bordes del dique. Por tanto, los experimentos de magnetismo de rocas realizados en las muestras del dique de Messejana-Plasencia confirman una concentración significativa de minerales magnéticos (fases de titanomagnetita con muy bajo contenido en titanio y magnetita) idónea para el registro del campo geomagnético.

Las direcciones de la NRM inicial tienen polaridad normal en todos los sitios con excepción de dos afloramientos (JU1 y JU2) que presentaron muestras, tanto de polaridad normal como invertida. Las muestras de polaridad invertida se consideraron independientes en el tratamiento posterior de los datos.

La mayoría de las muestras se desimanaron térmicamente, con un número mínimo de 9 pasos de desimanación, ya que este tratamiento es más eficaz para aislar la magnetización remanente característica (ChRM) que la desimanación por AF. Las muestras presentan una o dos componentes magnéticas además de una viscosa inicial.

La componente de baja temperatura de desbloqueo se aísla entre 200ºC y 400-450ºC y presenta generalmente una dirección próxima al c.m.t. actual, excepto en un sitio (MB2) donde se ha encontrado que esta componente presenta polaridad invertida.

La componente de mayor temperatura de desbloqueo ha sido considerada la ChRM de las muestras del dique y se aísla entre los 200ºC y los 600ºC en las muestras con una única componente magnética, y entre 450ºC-500ºC y 600ºC en las muestras con dos componentes magnéticas. La ChRM de las muestras del dique tiene en la mayoría de los sitios un $_{95\%}$ menor de 10º: en 36 sitios es de polaridad normal; en 2 sitios (JU1i y JU2i) tiene polaridad invertida (Fig. 2); y en un sitio (AS, eliminado de cálculos posteriores) la ChRM presenta una gran dispersión debido a la presencia de muestras con polaridades intermedias que podría indicar que estas muestras están registrando direcciones intermedias de una posible transición de polaridad del campo magnético terrestre. Hay que resaltar el hecho de encontrar componentes magnéticas con polaridad invertida en muestras de distintos afloramientos del dique, lo que indica que existen al menos dos intrusiones separadas en el tiempo por al menos 10.000 años. Estos sitios JU1i, JU2i, MB2 y AS se encuentran separados como máximo por 50 km, por lo que la reactivación del dique se encuentra en una zona muy localizada.

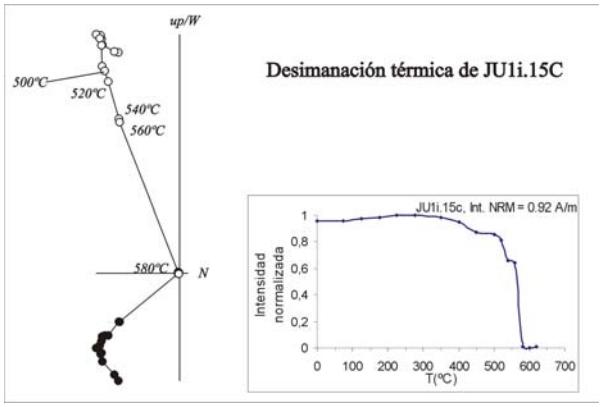

FIGURA 2: *Diagrama de Zijderveld correspondiente a una muestra de polaridad invertida desimanada térmicamente. Intensidad de la magnetización normalizada frente a la temperatura.*

Las direcciones de la CHRM pasan el test de inversión de McFadden y McElhinny (1990) con resultado positivo e indeterminado, lo cual indica que no se puede descartar una dirección media

común entre las poblaciones de polaridad normal e invertida, y que la ChRM está bien aislada.

Para obtener un polo geomagnético virtual para el dique, realizamos el cálculo de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs) para cada uno de los sitios estudiados, y se les aplica el criterio de "fisheraneidad" de McFadden (1980). El polo resultante es Plong= 238,0, Plat= 70,5, k = 47,8 y A_{95}= 3,5º.

El polo obtenido en este estudio es coincidente con el previamente calculado por Shott *et al.* (1981) para esta estructura de valores (Plong= 236,2, Plat= 70,9, k = 36,1 y A_{95}= 7,3º).

Analizando la figura 3 se puede observar que el polo calculado en este estudio es parecido a los de edad Toarciense y Cretácica y que difiere de los polos de edad Oxfordiense (calculados a partir de estudios de calizas en el Sistema Ibérico).

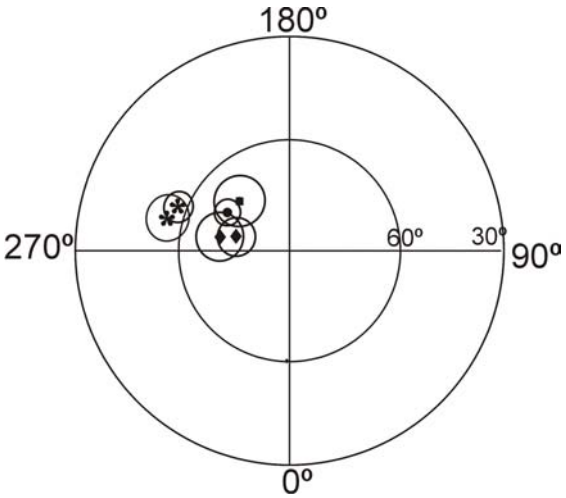

FIGURA 3: *Polos Jurásicos de la Placa Ibérica y sus correspondientes A_{95}. círculo: este estudio; rombos: Polos Toarcienses (Osete et al., 2000); estrellas: Polos Oxfordienses (Juárez et al., 1996 y Steiner et al., 1985); cuadrado: reimanación cretácica (Juárez et al., 1996)*

CONCLUSIONES

(i) No hay evidencias de que el dique de Messejana-Plasencia presente una reimanación Cretácica.

(ii) Podemos acotar la edad de intrusión del dique entre 180 y 200 Ma. Si la edad de intrusión es cercana a 200 Ma, entonces la Placa Ibérica no sufrió importantes variaciones en latitud desde entonces hasta el Toarciense.

(iii) El dique, en su mayoría, intruyó en un breve periodo de tiempo (menos de 1 Ma) que es el mayor periodo de un cron de polaridad normal en el Jurásico Inferior.

(iv) Se han encontrado afloramientos del dique (localizados en la misma zona) que han registrado épocas de polaridad invertida del campo magnético terrestre. Por tanto, estas intrusiones están separadas en el tiempo por al menos 10.000 años del evento intrusivo característico del dique.

(v) Del agrupamiento de las direcciones del dique se deduce que no existe una tectónica importante que perturbe la estructura.

(vi) El polo calculado en este estudio es representativo de la Placa Ibérica para el Jurásico Inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: PB98-08341 (DGICYT) y BTE2002-00854 (DGICYT).

REFERENCIAS

Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998): A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 1110-1115.

Juárez, M.T., Osete, M.L., Vegas, R., Langereis, C.G. y Meléndez, G. (1996): Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain): Tectonic implications. En: *Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region* (A. Morris y D.H. Tarling, Eds), Geological Society, London, 83-96.

McFadden, P.L. (1980): Determination of the angle in a Fisher distribution which will be exceeded with a given probability. *Geophysical Journal Royal Astronomy Society*, 60: 391-396.

McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990): Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.

Osete, M.L., Osete, C., Gialanela, P.R. y Villalaín, J.J. (2000): Paleolatitudes de la Placa Ibérica durante el Jurásico. En: *II Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Resúmenes.

Perrin, M., Prevot, M. y Mankinen, E.A. (1991): Low intensity of the Geomagnetic Field in Early Jurassic Time. *Journal of Geophysical Research*, 96 (9): 14197-14210.

Schott, J.J., Montigny, R. y Thuizat, R. (1981): Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 457-470.

Steiner, M.B., Ogg, J.G., Melendez, G. y Sequeiros, L. (1985): Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 151-166

Registros magnetoestratigráficos de alta resolución: evidencia del subcron C5Dr.1n en el Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro

F.J. Pérez-Rivarés[1] y M. Garcés[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. perezriv@posta.unizar.es

2 Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuencas, Facultad de Geología, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu

ABSTRACT

A high-resolution magnetostratigraphic study in the Miocene sediments of the Ebro Basin provides further support for the existence of subchron C5Dr.1n. This normal polarity short event was first recognised in the North Pacific magnetic anomaly stack, but was relegated to cryptochron status in the most recent Geomagnetic Polarity Time Scales. Based on previous magnetostratigraphic studies, a detailed sampling focused on a stratigraphic interval where presence of a short normal polarity event within C5Dr was suspected in the Lanaja Section (Ebro Basin) has been accomplished. Samples were collected every 10 cm along an interval of 5 meters and paleomagnetic analysis revealed the existence of a true normal polarity magnetozone of about 50 Ka of duration at an approximate age of 17.8 Ma. The same event has been recently recorded in sediments of the ODP Site 1090 in the Southern Atlantic thus providing robust evidence that it corresponds to a true geomagnetic subchron.

***Key words**: Criptochron, subchron, magnetostratigraphy, Miocene, Spain.*

INTRODUCCIÓN

La Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) está basada en el análisis del registro de las anomalías magnéticas de fondo oceánico, confeccionado a partir de los perfiles obtenidos en diversas cuencas del globo (Cande y Kent, 1992a). En este registro, además de las anomalías más importantes que dan lugar a la definición de los crones, se registran otros eventos de corta duración (< 30 Ka) denominados *tiny wiggles*. Dada su corta duración, la modelización de las *tiny wiggles* como verdaderas inversiones de polaridad resulta ambigua a partir de los perfiles de anomalía magnética oceánica. Estos eventos han sido atribuidos a fluctuaciones en la intensidad (Cande y Kent, 1992b, Gee *et a l.*,1996) o a intervalos de polaridad magnética de corta duración (Blaquely, 1974; Roberts y Lewin-Harris, 2000). Cande y Kent (1992a) denominan a las *tiny wiggles* criptocrones. La validación de los eventos geomagnéticos de corta duración pasa por su reconocimiento en perfiles magnetoestratigráficos, donde la resolución temporal es suficiente para el reconocimiento tanto de excursiones geomagnéticas como de inversiones de polaridad. Los registros magnetoestratigráficos de alta resolución son relativamente frecuentes en el Plioceno-Pleistoceno, sobre todo gracias al estudio de sondeos de testigo continuo de cuencas actuales oceánicas o lacustres. Para tiempos anteriores al Plioceno, los registros magnetoestratigráficos de alta resolución son mucho más escasos, en particular los basados en sucesiones estratigráficas en áreas continentales.

Merrill y Mcfadden (1994) denominan excursiones a eventos donde el polo geomagnético virtual (PGV) se desvía entre 40 y 90º y excursiones inversas cuando la desviación del PGV es superior a 90º. Estos autores destacan la importancia de que tanto las excursiones como los subcrones sean reconocidos en múltiples registros y una amplia distribución geográfica; de esta manera se garantiza la globalidad del evento y queda confirmada su validez. Existen otros criterios para que un criptocron pueda ser considerado una inversión magnética real. Cande y Kent (1992a) requieren que el criptocron posea dos inversiones y Gubbins (1999) marca una duración mínima de 10 Ka. Además, una inversión real sufre una caída de la intensidad durante las transiciones de polaridad, pero durante la duración del evento la intensidad se recupera, mientras que en el caso de excursiones la intensidad sufre una caída a lo largo de toda su duración (Roberts y Lewin-Harris, 2000).

En el registro magnetoestratigráfico de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro, figura 1) se han encontrado varios intervalos de corta duración (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002) que no pueden ser asignados a ningún cron o subcron de la ETPS. En algunos casos, la intensidad de la magnetización es muy alta, la caída de la curva de desmagnetización de la muestra es muy recta y su dirección no se corresponde con la esperada para un campo geomagnético dipolar centrado. En estos casos

la causa más probable para estas magnetizaciones está en impactos de rayos. Otros eventos se encuentran vinculados a tramos litológicos concretos y muy bien definidos que sugieren un origen diagenético. Sin embargo, éste no es el caso de un intervalo normal registrado en la sección de Lanaja, dentro del cron inverso C5Dr (alrededor del metro 57 de la sección, figura 2). Para caracterizar este intervalo magnético y determinar su origen se ha realizado un análisis detallado a lo largo de un intervalo estratigráfico de 5 metros.

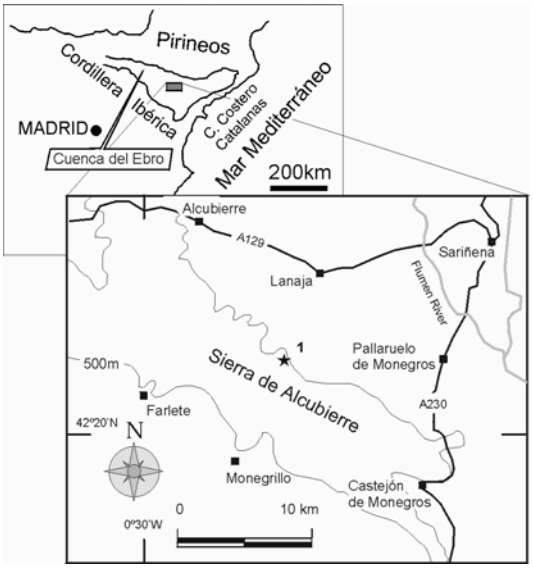

FIGURA 1: *Situación geográfica del área de estudio. 1- Sección de Lanaja.*

CONTEXTO GEOLÓGICO

En el sector central de la Cuenca del Ebro afloran materiales miocenos depositados en sistemas lacustres de carácter endorreico y en abanicos aluviales procedentes de los márgenes ibérico y pirenaico. En el área estudiada (Fig. 1) los depósitos lacustres incluyen facies centrales (margas, yesos y calizas ±dolomías laminadas) y marginales (calizas bioclásticas masivas y bioturbadas), relacionadas con depósitos aluviales (lutitas y areniscas) que corresponden a los sectores más distales de abanicos de procedencia pirenaica.

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

En la sección de Lanaja el estudio magnetoestratigráfico original se realizó con un intervalo de muestreo de un metro aproximadamente; para el tramo que se estudia en este trabajo se ha realizado un muestreo con un intervalo medio de 10 cm sobre un paquete heterogéneo de aproximadamente 5 m de potencia.

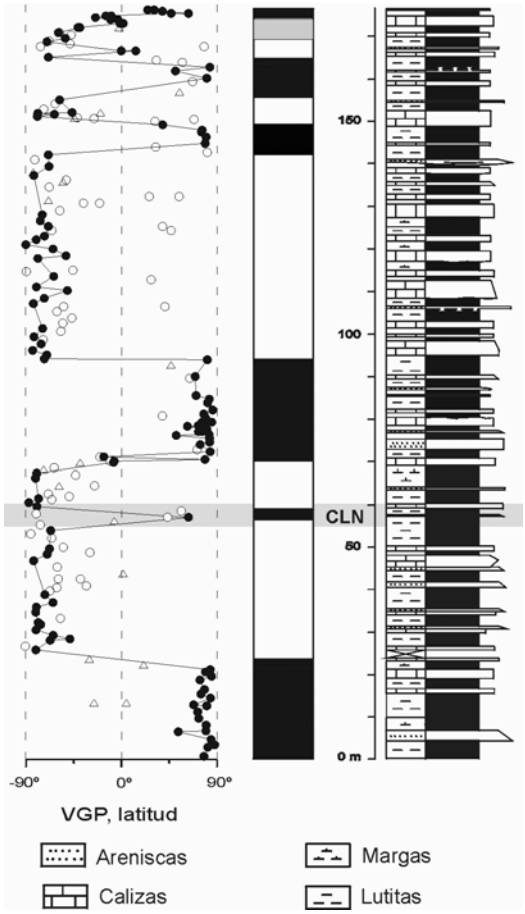

FIGURA 2: *Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de Lanaja. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, círculos blancos y triángulos representan direcciones de fiabilidad inferior. La banda gris indica el intervalo remuestreado para este trabajo.*

La magnetización remanente natural (MRN) se ha medido en un magnetómetro superconductor de triple eje y se ha analizado utilizando técnicas estándar de desmagnetización térmica progresiva. Las componentes paleomagnéticas se han aislado tras rutinas de 12 a 18 pasos de desmagnetización. Se han alcanzado temperaturas de hasta 680º en algunos casos. Los diagramas de Zijderveld revelan la presencia de tres componentes en la mayor parte de las muestras (Fig. 3). Una componente de orientación aleatoria desaparece al calentar las muestras en torno a 100ºC. Una segunda componente, que presenta la orientación del campo geomagnético actual, queda eliminada al alcanzar 300º o 350ºC. En la mayoría de las

muestras, la magnetización característica presenta temperaturas máximas de desbloqueo entre 550º y 680ºC dependiendo de la litología. Sin embargo, algunas muestras presentan una cuarta componente. En estos casos, la remanencia característica posee dos componentes; la primera queda eliminada en torno a los 500ºC y la segunda entre 660º y 680ºC.

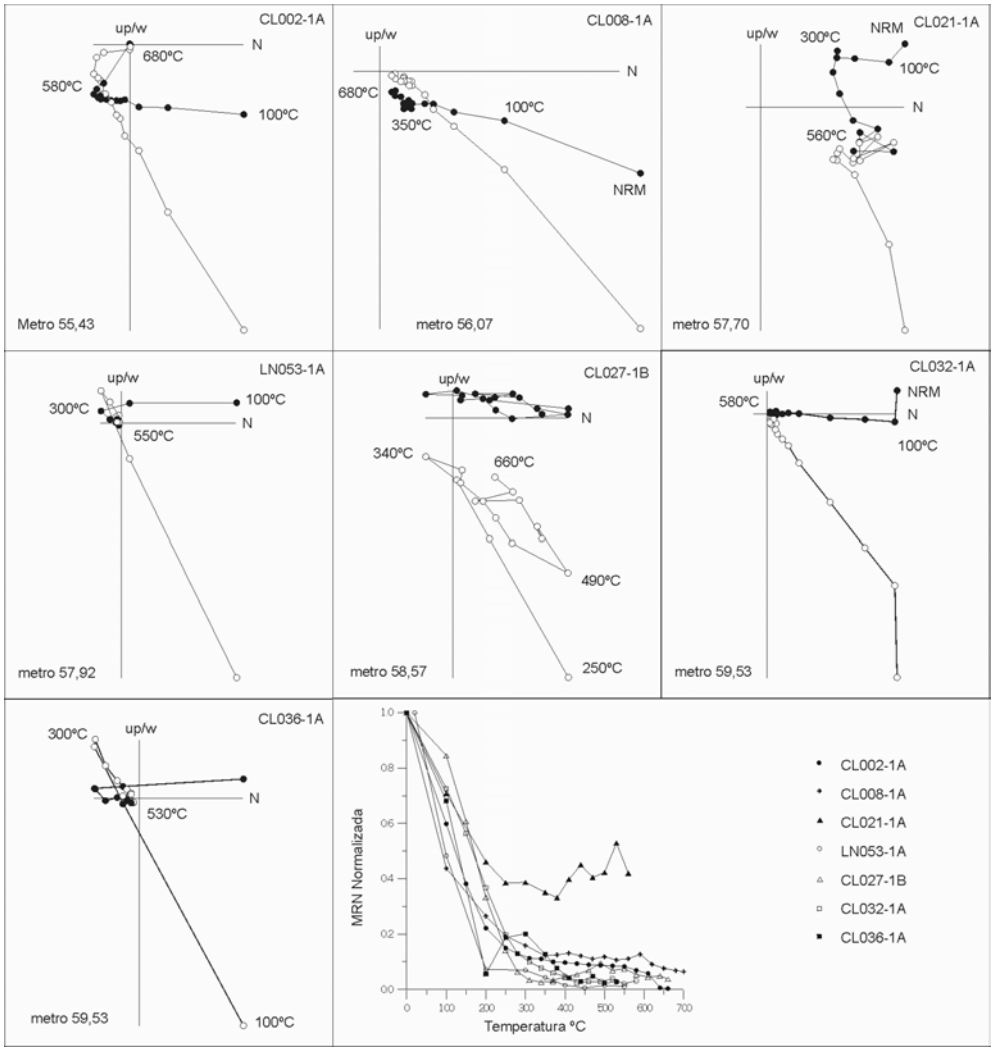

FIGURA 3: *Diagramas de desmagnetización térmica del intervalo CLN. Los círculos negros (blancos) indican la proyección en un plano horizontal (vertical) de la muestra en cada paso de temperatura.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El intervalo de corta duración de polaridad normal de la sección de Lanaja (CLN) queda registrado en un tramo heterogéneo de alrededor de 4 m de potencia de lutitas grises y marrones, calizas grises y arenas grises (Fig. 4). CLN posee una duración estimada de alrededor de 50 Ka (conforme a la tasa de sedimentación calculada para el cron C5Dr, que es 6,81 cm/Ka), por lo que cumple los mínimos de duración expuestos por Gubbins (1999). La heterogeneidad litológica no permite apreciaciones sobre la paleointensidad del intervalo y sus inversiones. El registro paleomagnético permite reconocer un intervalo con polaridad normal que posee una pareja de inversiones. La transición entre polaridad inversa y normal tiene lugar en un intervalo de 15 cm; sin embargo, la transición de polaridad normal a inversa se produce a lo largo de 60 cm de una forma irregular, con saltos en la trayectoria del PGV. Este comportamiento irregular puede ser espurio y no corresponder a la transición de polaridad, sino a procesos de reimanación producidos en la etapa de diagénesis temprana. En la parte superior del criptocron se ha registrado una remanencia característica de doble componente en algunas de las muestras (ver muestras cl021 y cl027 en al figura 3). Estas muestras presentan una componente normal de alta temperatura a la que

se le impone otra inversa de menor temperatura. La polaridad inversa de la muestra ln053 podría responder a una reimanación inversa que se sobreimpuso a una magnetización primaria normal previa. De la misma manera, esta reimanación podría haber afectado al tramo calizo (cuya mayor porosidad pudo facilitar los procesos diagenéticos) que registró la transición de polaridad normal a inversa enmascarando la trayectoria del PGV.

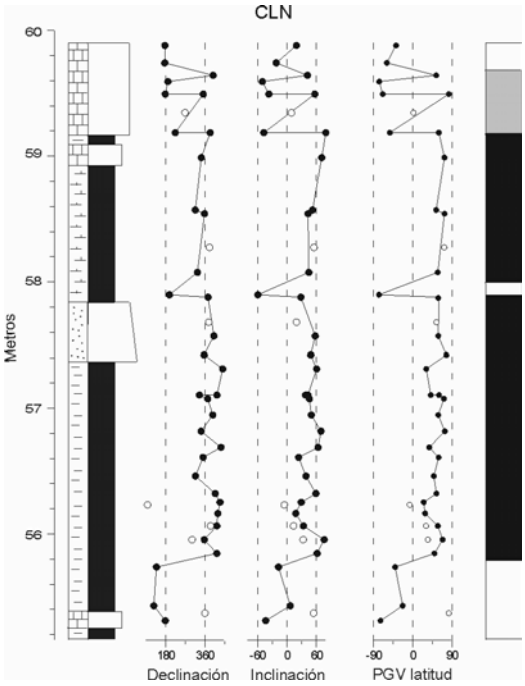

FIGURA 4: *Magnetoestratigrafía y litología del intervalo CLN. Círculos negros: direcciones de alta fiabilidad; círculos blancos: direcciones de fiabilidad inferior. Los intervalos grises indican zonas de polaridad incierta.*

El subcron C5Dr.1n ha sido recientemente reconocido en el registro magnetoestratigráfico del sondeo 1090 del ODP (*Ocean Drilling Program*) recogido en el área subantartica del Atlántico Sur (Channell *et al.*, 2003). Este subcron había sido ya recogido en la Escala de Tiempo Geomagnética para el Mioceno de Blakely (1974), si bien en las ETPG más recientes había sido relegado a la categoría de criptocron (Cande y Kent, 1992a; 1995). El reconocimiento de C5Dr.1n en distintos registros magnetoestratigraficos apoya su retorno a la categoría de subcron de la ETPG. El intervalo CLN es correlacionable con este subcron, por lo que podemos concluir el subcron C5Dr.1n está representado en la sucesión continental del sector central de la Cuenca del Ebro.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto PB97-0882-C03 de la DGES. Muestras medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de Barcelona (UB-CSIC). Contribución del Grupo de Análisis de cuencas sedimentarias del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Blakely, W.B. (1974): Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene. *Journal of Geophysical Research*, 79: 2979-2985.

Cande, S. y Kent, D. (1992a): A new geomagnetic polarity time-scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97: 13917-13951.

Cande, S. y Kent, D. (1992b): Ultrahigh resolution marine magnetic anomaly profiles: a record of continuous paleointensity variations?. *Journal of Geophysical Research*, 97: 15075-15083.

Cande, S. y Kent, D. (1995): Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.

Channell, J.E.T., Galeotti, S., Martin, E.E., Billups, K., Scher, H. y Stoner J.S. (2003): Eocene to Miocene Magnetostratigraphy, Biostratigraphy and Chemostratigraphy at ODP Site 1090 (sub-Antarctic South Atlantic). *Geological Society of America Bulletin*, 115 (5): 607-623.

Gee, J., Schneider, D.A. y Kent, D.V. (1996): Marine magnetic anomalies as recorders of geomagnetic intensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 327-335.

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

Merrill, R.T. y McFadden, P.L. (1994): Geomagnetic field stability: reversal events and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 57-69.

Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 210-225.

Roberts, A.P. y Lewin-Harris, J.C (2000): Marine magnetic anomalies: evidence that "tiny wiggles" represent short-period geomagnetic polarity intervals. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 375-388.

Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense

Ó. Pueyo[1], Á. González[1], J. Ipas[1], J. Manuel[1,4], J. Á. Orgaz[1], Á. Rodés[2], F. Teixido[3], A. Gil[1] y H. Millán[1]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. opueyo@unizar.es
2 Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona.
3 Instituto Jaume Almera (CSIC), Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona.
4 Universidade Agostinho Neto, Av. 4 de Fevereiro 7, 815 Luanda (Angola).

ABSTRACT

A pyrenean section has been studied in order to search for a relationship between magnetic fabric (AMS) and deformation. The section, which is normal to the main ESE-WNW macrostructures, comprises materials from Devonian to Eocene (seven stations, with a total of 52 cores). It has been observed that in the internal zone of the chain the K1 AMS axis is parallel to the tectonic transport direction, and is transversal to the major structures. In the external zone, however, it is parallel to the major structures. These results indicate that the magnetic lineation may be due to shearing during thrusting in the internal zone, and to flexural folding in the external one. This work stresses the utility of AMS in structural analysis.

***Key words**: AMS, Central Pyrenees, deformation, magnetic fabric.*

INTRODUCCIÓN

La fábrica magnética derivada del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) es un reflejo de la orientación preferente de granos (anisotropía de forma) o redes cristalinas (anisotropía cristalina) de minerales fundamentalmente ferro y paramagnéticos. La susceptibilidad magnética (k) puede describirse como un tensor simétrico de segundo orden que relaciona la magnetización inducida (M) en un espécimen de volumen estándar y el campo aplicado (H) de baja intensidad (0,1 mT); M= kH. Geométricamente la susceptibilidad puede expresarse como un elipsoide cuyos tres ejes ($K1$, $K2$ y $K3$) representan las direcciones de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima respectivamente. Para elipsoides oblatos $K1$ $K2$ > $K3$ y para elipsoides prolatos $K1$> $K2$ $K3$.

Una de las aplicaciones más extendidas de la técnica de la ASM es la comparación de la fábrica magnética con la tectofábrica como base para determinar la influencia de distintos mecanismos de deformación. En el caso de los minerales paramagnéticos, omnipresentes en distintos tipos de rocas detríticas, tales como minerales de la arcilla o micas, la anisotropía de forma de los cristales se relaciona de un modo directo con los factores extrínsecos responsables de su configuración espacial en la roca. De este modo, al igual que el análisis estructural, la ASM puede ser empleada para analizar distintos aspectos relacionados con la historia deformacional sufrida por la roca (Avervuch *et al.,* 1992; Parés *et al.,* 1999).

En el presente trabajo se estudia la fábrica magnética de rocas, a lo largo de un corte N-S en el sector central del Pirineo, involucradas en distintos dominios estructurales con el fin de analizar el patrón de deformación.

La zona objeto de estudio se sitúa en el valle del río Aragón (Pirineo de Huesca), entre las localidades de Jaca y Candanchú, abarcando Zona Axial, Sierras Interiores y Cuenca de Jaca (véase Muñoz *et al*., 1983). Los materiales se encuentran afectados por una serie de cabalgamientos y pliegues vergentes al sur, entre los cuales se incluye el de Gavarnie, en cuyo bloque superior se localizan las estaciones muestreadas (Fig. 1). En este sector la orientación preferente de las macroestructuras es N110E y la dirección de transporte tectónico es hacia el SSO (Teixell, 1992). Además de las estructuras cabalgantes y pliegues asociados, desde el punto de vista de la deformación interna, las unidades del bloque superior se encuentran afectadas por esquistosidad de plano axial asociada a los primeros estadios de emplazamiento de las láminas cabalgantes (Muñoz *et al*., 1983; Teixell, 1992). El frente meridional de esta esquistosidad se sitúa en el tramo margoso del *flysch* eoceno (Choukroune y Seguret, 1973; Labaume *et al.,* 1985), entre las estaciones 5 y 6 del presente trabajo (Fig. 2a). Esta esquistosidad se encuentra afectada por pliegues de orientación ESE-ONO que la deforman coaxialmente.

METODOLOGÍA

Un total de 52 muestras (131 especímenes) distribuidas en siete estaciones, se extrajeron con ayuda de una perforadora portátil refrigerada por

agua. Las medidas de la ASM se han determinado con un susceptómetro KLY-03 (AGICO), con un campo magnético de baja intensidad (300 Am^{-1}), basado en la medida de las susceptibilidades a lo largo de 15 direcciones preestablecidas (Jelinek, 1981). La media aritmética para cada estación de los distintos parámetros de ASM se muestran en la tabla 1.

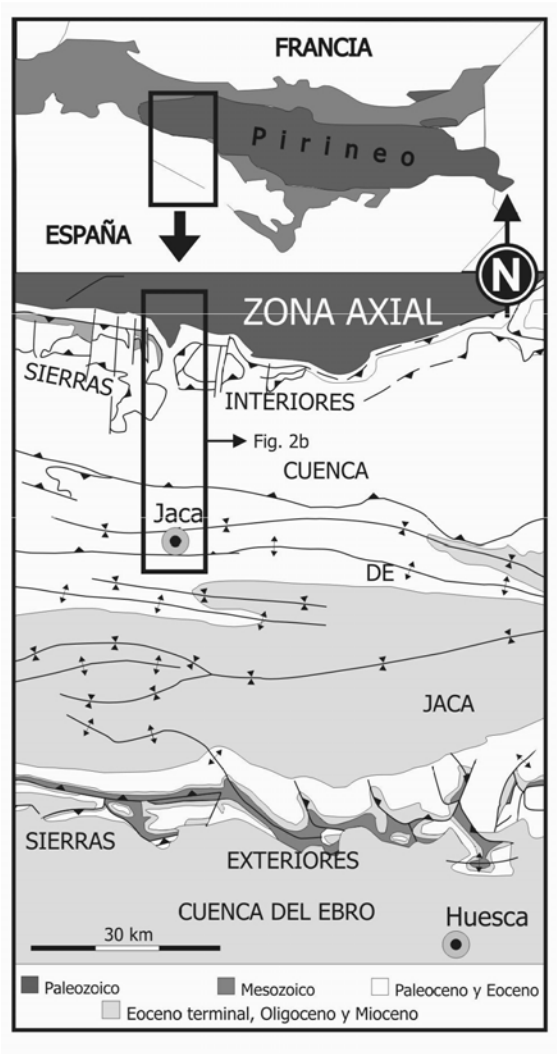

FIGURA 1: *Mapa geológico del Pirineo central y localización del área estudiada.*

La susceptibilidad magnética media de cada espécimen viene expresada por el parámetro Km = (K1 + K2 + K3)/3, donde K1, K2 y K3 representan los ejes de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima del elipsoide de susceptibilidad magnética. La forma de los elipsoides magnéticos se ha caracterizado mediante el parámetro Tj = (2ln K2 – ln K1 - ln K3)/ (ln K1-ln K3) (Jelineck 1981; Hrouda, 1982). Por último, el grado de anisotropía magnética se ha cuantificado mediante el parámetro Pj = exp $[2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2)]^{1/2}$ donde a_1=ln (K1 / Kb), etc. y Kb = Km (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982).

Las muestras analizadas están representadas por areniscas rojas de edad pérmica (estación CA01), calizas grises devónicas (CA02), margas y calizas cretácicas (CA03 y CA04), calizas paleocenas, (CA05) y margas eocenas (CA06 y CA07). La ubicación de las diferentes estaciones es la mostrada en la figura 2.

RESULTADOS

El análisis direccional de la fábrica magnética se ha realizado mediante la proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad (Fig. 2a). Para caracterizar la forma de los elipsoides magnéticos se han utilizado los gráficos de anisotropía de cada estación en los que se relacionan la forma (Tj) y el grado de anisotropía (Pj) de los elipsoides magnéticos (Fig. 2a).

La estación CA01, correspondiente a una arenisca de la serie roja del Pérmico se caracteriza por mostrar una foliación magnética (dispersión de los ejes K1 y K2 y relativa buena concentración de K3) paralela a la traza media de la esquistosidad medida en el campo. La forma de los elipsoides es predominantemente oblata. La estación CA02 ha sido muestreada en un anticlinal de escala decamétrica afectando a calizas devónicas. Los elipsoides magnéticos, con formas más triaxiales (0,5≥Tj≥-0,5), muestran un patrón direccional coaxial respecto a los elementos estructurales. Como muestra el estereograma de esta estación (Fig. 2a), los ejes K2 se agrupan en torno al eje del pliegue y los otros dos están dispersados en el plano perpendicular. Las estaciones CA03 y CA04 fueron muestreadas en margas y calizas del Campaniense y calizas detríticas del Maastrichtiense respectivamente. En ambos casos queda bien definida una lineación magnética (agrupamiento de K1) con rumbo hacia el SO (Fig. 2a), apreciándose una gran variación en la forma de los elipsoides magnéticos con formas tanto oblatas como prolatas (Fig. 2a). En las dos estaciones la lineación magnética queda contenida (CA04) o se sitúa muy próxima a la estratificación (CA03). La estación CA05 se localiza en materiales carbonatados paleocenos. Al igual que en los casos anteriores la lineación magnética, de orientación NE-SO, queda contenida en la estratificación subhorizontal con los ejes K2 y K3 dispersados en un plano oblicuo a la esquistosidad media medida en el campo. La forma de los elipsoides magnéticos, netamente prolata, es compatible con el patrón direccional.

Las dos últimas estaciones (CA06 y CA07) se localizan fuera del dominio de la esquistosidad. La primera corresponde a una megacapa de una secuencia turbidítica eocena (megacapa del Roncal o nº 5) y la segunda a niveles margosos eocenos de la cuenca de Jaca. Como se observa en los estereogramas de la figura 2a, en ambos casos la lineación magnética presenta una orientación ESE-OSO paralela al rumbo de las capas y a los ejes de las principales macroestructuras. La forma de los elipsoides es predominantemente oblata (Fig. 2a).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Del análisis direccional y de la forma de los elipsoides magnéticos, se desprende que todas las rocas estudiadas presentan una fábrica magnética de origen tectónico. En algunos casos (CA01, CA02, CA06, CA07) la correlación entre la fábrica magnética y los elementos estructurales es directa: foliación magnética paralela a la esquistosidad y elipsoides oblatos (CA01), ejes *K*2 paralelos al eje de los pliegues, ejes *K*1 compatibles con la dirección de amplificación de la estructura y elipsoides triaxiales (CA02) o lineación magnética paralela al eje de los principales pliegues cartográficos (CA06 y CA07).

El resto de las estaciones (CA03, CA04 y CA05) no muestran, sin embargo, un grado de coaxialidad evidente entre la orientación media de los elipsoides magnéticos y los elementos estructurales. En todos los casos la lineación magnética no aparece contenida en la esquistosidad y, sin embargo, muestra una orientación constante sobre la estratificación. El paralelismo entre la orientación de la lineación magnética y la dirección de transporte tectónico (hacia el SSO) deducido de la vergencia general de las macroestructuras a lo largo del corte estudiado (Teixell, 1992), sugiere el origen tectónico de esta fábrica magnética.

Considerando el origen tectónico de estas fábricas, es posible establecer algunas consideraciones cinemáticas y de cronología relativa de procesos deformacionales. En primer lugar la influencia de los mecanismos de deformación, a distintas escalas, en el desarrollo de la fábrica magnética: fábrica asociada a la esquistosidad (CA01), fábrica asociada a plegamiento (CA02, CA06 y CA07) o fábrica asociada a cizalla (CA03, CA04, CA05). Parece, por otro lado, que la fábrica magnética en algunos casos (estaciones CA03, CA04 y CA05) no refleja el primer episodio deformacional (el asociado al desarrollo de esquistosidad). Teniendo en cuenta el marco macroestructural, la fábrica magnética en estos puntos es compatible con la dirección de cizalla paralela al transporte tectónico regional, proceso tectónico que postdata a la etapa esquistosa.

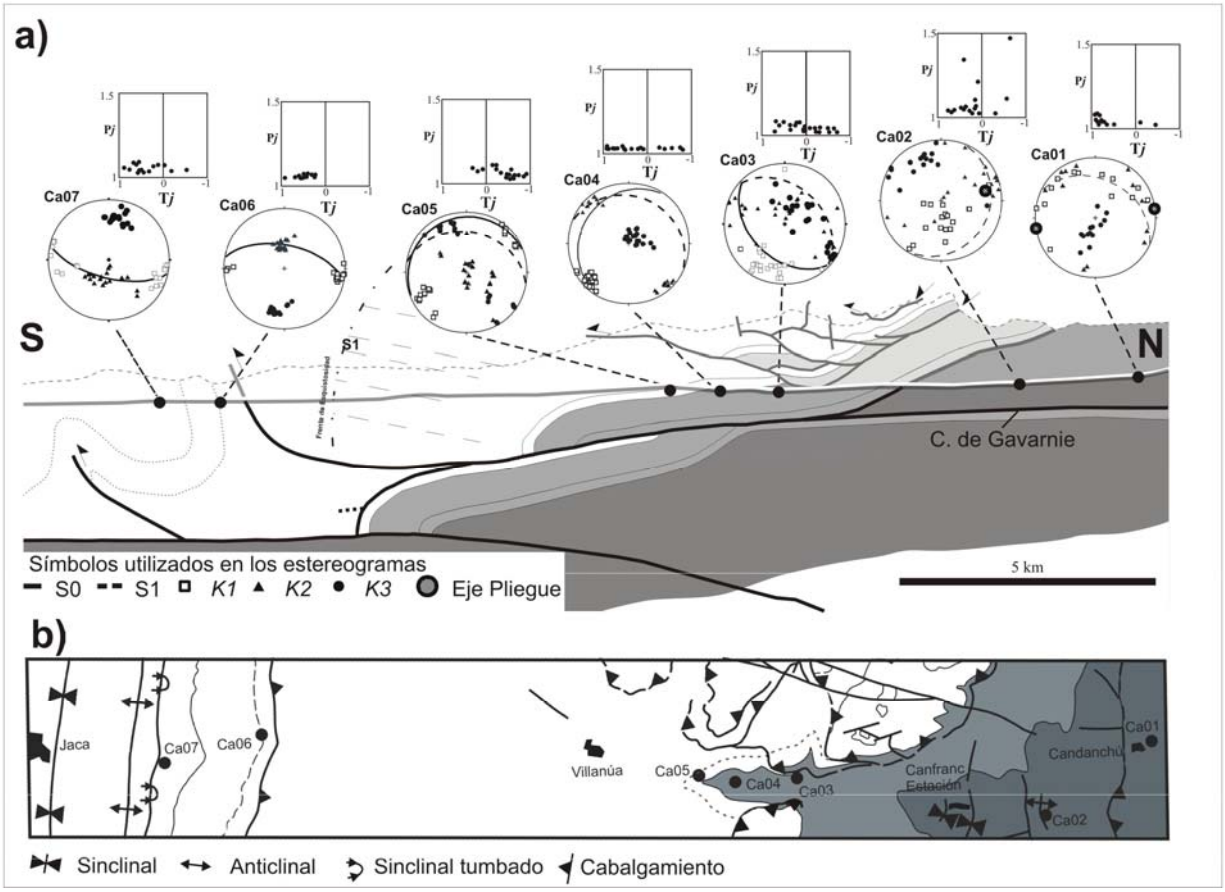

FIGURA 2: *a) Corte geológico del sector estudiado (basado en Teixell y García-Sansegundo, 1995). La línea gris representa la topografía de la transversal del río Aragón. Proyección estereográfica de los datos de susceptibilidad magnética, estratificación y esquistosidad (datos de campo) y gráficos de anisotropía para las distintas estaciones. b) Cartografía geológica del sector de estudio (basado en Teixell, 1992)*

Muestras	*N*	*Km*	*Pj*	*Tj*
Ca01	13	130	1.048	0.670
Ca02	16	60	1.091	0.130
Ca03	22	219	1.027	0.001
Ca04	17	222	1.033	0.260
Ca05	19	243	1.065	-0.477
Ca06	16	65	1.048	0.531
Ca07	19	167	1.062	0.417

N= número de especíménes; *K*m= susceptibilidad media (x 10^{-6}). P*j*= grado de anisotropía; T*j*= simetría de forma.

Tabla 1: *Valores promedio (media aritmética) para cada estación de los distintos parámetros magnéticos utilizados*

Aunque serían necesarios un mayor número de datos para constreñir los efectos de diferentes eventos deformativos, la técnica de la ASM se revela entonces como una herramienta de gran utilidad a la hora de detectar efectos tardíos de la historia deformacional de rocas multideformadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo cumple objetivos del curso "La Fábrica Magnética y la Geología Estructural" del programa de Doctorado "Geología" del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Los autores agradecen los consejos, aportaciones y comentarios del Dr. Andrés Pocoví Juan y la constructiva revisión de la Dra. Teresa Román Berdiel.

REFERENCIAS

Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D. y Kissel, C. (1992): Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France) *Journal of Structural Geology,* 14: 461-474

Choukroune, P. y Seguret, M. (1973): *Carte structurale des Pyrénées.* Université des Sciences en Techniques du Languedoc / Elf.-ERAP. Boussens.

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

Jelinek, K. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics,* 79: 63-78

Labaume, P., Seguret, M. y Seyve, C., (1985) Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics,* 4: 661-685

Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C. y Fontboté, J.M. (1983): Orógenos alpinos: El Pirineo. En. *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos.* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Vol 2: 161-168.

Pares, J.M., Van der Plujim, B. A. y Dinarés-Turell, J. (1999): Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, Northern Spain). *Tectonophysics,* 307: 1-14

Teixell, A. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica.* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 252 p.

Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1995): Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 8: 215-228

Correlación estratigráfica, bioestratigráfica y magnetoestratigráfica de la cubeta pliocena de Villarroya (La Rioja, N de España)

E.L. Pueyo[1,2], A. Muñoz[3], C. Laplana[3,4], J.M. Parés[5]

1 Lab. Paleomagnetismo, ICT "Jaume Almera" CSIC, Barcelona, Spain. unaim@unizar.es
2 Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
3 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain. armunoz@unizar.es
4 Museo Arqueológico Regional, P/ Bernardas s/n, 28801 Alcalá de Henares, Madrid, Spain. claplana@unizar.es
5 Department of Geological Sciences, Univ. of Michigan, 1006 C. C. Little Building, Ann Arbor, MI 48109, USA. jmpares@umich.edu

ABSTRACT

The Villarroya basin represents an exceptional example to calibrate Western European Pliocene faunas. This is due to 1) the length of the outcropping stratigraphic pile (about 100 m) allowing the acquisition of an independent magnetostratigraphic dating. 2) the presence of rich and well-preserved macromammal remains. 3) The occurrence of several micromammal enriched levels. The internal correlation among different data within the basin is carefully evaluated in this work. The physical tracking of two conglomerate levels allows unambiguously fixing the stratigraphic correlation between Vil-1 and Vil-2 profiles (600 m away each other). The new biostratigraphic implications based on micromammal remains (three different levels along the filling) fit with previous interpretations. Internal consistency, based on statistically robust local magnetozones (including the classical fossil locality normal zone), between both magnetostratigraphic sequences does not offer any doubt.

***Key words**: correlation, Stratigraphy, Biostratigraphy, Magnetostratigraphy, Villarroya Pliocene basin.*

INTRODUCCIÓN

La cubeta de Villarroya contiene uno de los yacimientos clásicos de mamíferos del Plioceno peninsular, tanto por la abundancia de los restos como por el número de especies representadas, entre las que se encuentran los últimos caballos del género *Hipparion*. La datación absoluta del yacimiento de Villarroya supondría, por tanto, el establecimiento de un referente importante para calibrar otras agrupaciones faunísticas. Las ventajas de Villarroya frente a otros yacimientos de edad similar son: 1) Está incluido en una serie estratigráfica de más de 100 m de potencia, lo cual permite la obtención de perfiles magnetoestratigráficos de longitud. La observación de secuencias largas de magnetozonas confiere independencia a las calibración magnetoestratigráfica. 2) Existen varios niveles enriquecidos en restos de micromamíferos (Muñoz, 1992), grupo de gran interés en las correlaciones bioestratigráficas y en la biocronología de medios continentales. El estudio exhaustivo de estos restos permite por consiguiente el establecimiento de una calibración bioestratigráfica independiente. Por tanto, la cubeta de Villarroya puede convertirse en un referente importante al contener información macro y micropaleontológica datada de forma absoluta por métodos paleomagnéticos.

Sin embargo, la publicación de los datos magnetoestratigráficos preliminares (Pueyo *et al.*, 1996) no ha estado exenta de discusión. Alberdi y Azanza (1997) discutieron la edad propuesta (Reunión) para los restos de *Hipparion* al comparar Villarroya con otros yacimientos de edad similar, concluyendo que debería encontrarse por debajo del límite Gauss/Matuyama (entre las magnetozonas de Mammoth y Kaena). Además Agustí y Oms (2000) realizaron una calibración estratigráfica alternativa entre los dos perfiles estudiados (Vil-1 y Vil-2) para justificar la edad del único resto micropaleontológico descrito (Crusafont, 1960; Thaler, 1966; Michaux, 1971) en base a la calibración de faunas datadas en la cuenca de Guadix-Baza. En este trabajo se describe de forma detallada la correlación interna de los datos adquiridos en la cubeta de Villarroya; columnas estratigráficas, nuevos niveles paleontológicos y la secuencia de magnetozonas.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cubeta pliocena de Villarroya ocupa una extensión de 12 km^2 y está localizada al noreste de la Sierra de Cameros (La Rioja, norte de España) a una latitud de 42° 8' N y longitud of 2° 4' O (Fig. 1). La cuenca es un semigraben complejo limitado al suroeste y oeste por fallas normales. Los materiales que rellenan la cuenca corresponden a depósitos de abanicos aluviales y de lagos carbonatados. La colmatación de la cuenca tuvo lugar a partir de la progradación de sistemas aluviales sobre un sistema lacustre. Desde un punto de vista estratigráfico se han diferenciado dos unidades genéticas (Unidades Tectosedimentarias, UTSs) integradas por facies aluviales y lacustres (Muñoz, 1992). La unidad inferior, de unos 30 m de espesor, se inicia por encima de una discordancia angular sobre calizas del Cretácico Inferior. En la base está integrada por depósitos correspondientes a abanicos aluviales recubiertos por lutitas, margas y calizas de origen lacustre, integrando en conjunto una evolución granodecreciente. La segunda unidad, de unos 70 m de potencia, se inicia sobre una ruptura sedimentaria que viene dada por un cambio en la evolución secuencial que pasa de granodecreciente a granocreciente, consecuencia de un cambio climático hacia condiciones más áridas y de una disminución de la subsidencia tectónica de la cuenca. Está integrada por lutitas y areniscas sedimentadas en ambientes

palustres que pasan hacia techo a areniscas y conglomerados relacionados con sistemas aluviales de procedencia occidental y septentrional.

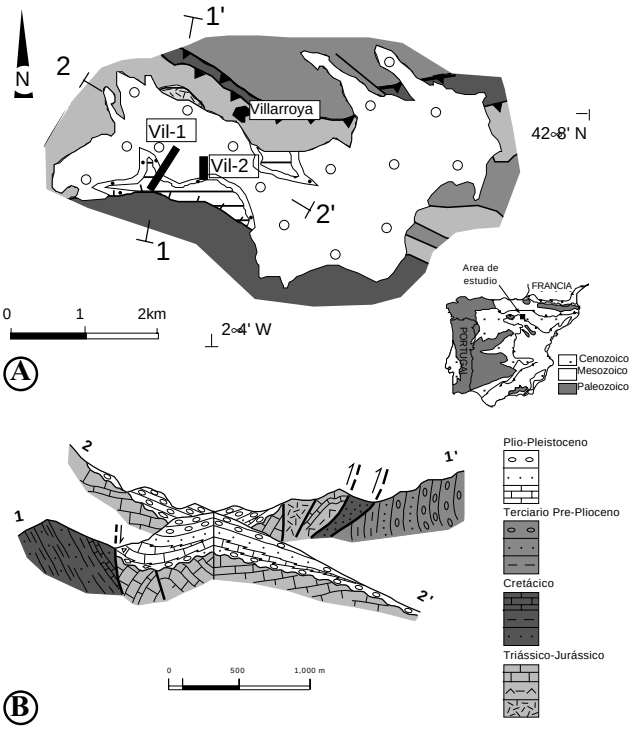

FIGURA 1: *A) Mapa geológico simplificado y posición de los perfiles magnetoestratigráficos estudiados (Vil-1 y Vil-2). B) Panales sintéticos de correlación de facies (Muñoz 1992).*

CONTEXTO PALEONTOLÓGICO

Los muestreos realizados en los últimos años en la cubeta de Villarroya han permitido identificar tres niveles con micromamíferos, dos de ellos en el perfil Vil-1 y otro en el perfil Vil-2. A techo del tramo fosilífero correspondiente al yacimiento clásico de macromamíferos, en el perfil Vil-2, se encuentra el nivel VI-2. Se trata de un paquete de margas gris-amarillentas de entre 20-30 cm de potencia que ha proporcionado una asociación de roedores diversificada, en la que predominan dos especies de *Mimomys*, *M. praepliocaenicus* y *M. stranzendorfensis*, y que contiene además *Castillomys* cf. *rivas*, *Apodemus* cf. *dominans* y *Micromys* sp. En el perfil Vil-1 se han reconocido dos niveles con micromamíferos. El primero, denominado VI-0, se encuentra cerca de la base del relleno de la cuenca, en un nivel de margas blanquecinas pobremente estratificadas, y ha proporcionado un único primer molar inferior de *Mimomys* sp. El segundo, VI-1, se sitúa unos 20 m por encima en la serie estratigráfica en un nivel de arcillas grises a negras, y su muestreo ha dado como resultado una asociación de roedores compuesta por *Mimomys* aff. *medasensis* (probable antecesor de la especie *M. medasensis*), *M. polonicus-praepliocaenicus*, *Stephanomys* sp., *Castillomys* sp. y *Apodemus* cf. *dominans*.

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Los dos perfiles (Vil-1 y Vil-2) muestreados para los estudios magnetoestratigráficos se encuentran separados a una distancia aproximada de 600 m y debido a la incertidumbre de su posición estratigráfica (Agustí y Oms, 2000) se ha realizado una correlación física de ambos basada en fotografía aérea, cartografía detallada y trabajo sobre el terreno. Mediante la utilización de un dispositivo GPS equipado con altímetro de precisión hemos establecido una correlación litológica siguiendo dos niveles conglomeráticos localizados (metro 22 del perfil Vil-2) sobre un potente conjunto lutítico y arenoso. Estos conglomerados constituyen una unidad morfológica que puede seguirse físicamente, sin apenas interrupciones, hasta el metro 47 del perfil Vil-1 (Fig. 2). Esta correlación muestra que no existe una deformación o basculamiento importante que afecte a la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca y que los planos de estratificación aparecen prácticamente horizontales (N060ºE-01ºSE) .

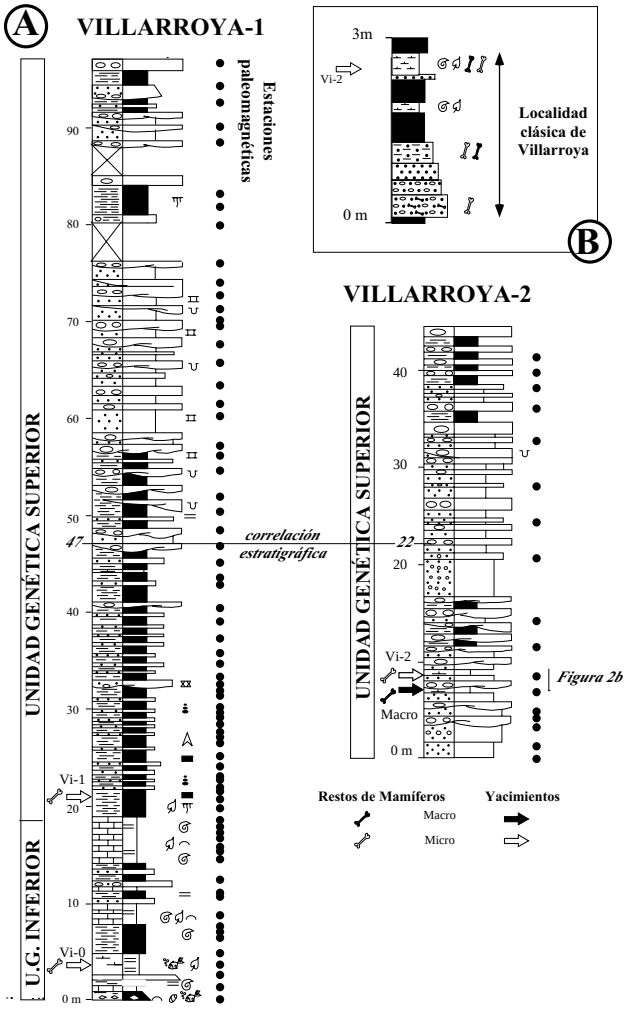

FIGURA 2: *A) Columnas estratigráficas (Vil-1 y Vil-2) con la posición de las estaciones de muestreo paleomagnético. B) Columna detallada del yacimiento de clásico de Villarroya.*

CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA

El yacimiento estratigráficamente más bajo en la cuenca, VI-0, presenta dificultades a la hora de precisar su edad debido a la escasez de material del único taxón identificado, una especie de *Mimomys* de tamaño medio con un estadio evolutivo más avanzado que el correspondiente a *M. hassiacus* y *M. hajnackensis*. Por ello, tentativamente este nivel es asignado a la zona MN16b sin mayor precisión. El yacimiento VI-1, estratigráficamente por encima del anterior, contiene un taxón de importancia biocronológica, *M. polonicus-praepliocaenicus* que, de acuerdo con Tesakov *et al*. (2001), se situaría en la parte más moderna de la zona MN16b. El yacimiento VI-2 contiene *M. praepliocaenicus*, con un estadio evolutivo ligeramente más avanzado que el representante de la misma línea del yacimiento VI-1, por lo que probablemente le corresponde una edad algo más reciente que al yacimiento anterior. Además, la asociación de *M. praepliocaenicus* y *M. stranzendorfensis* (considerado aquí sinónimo de *M. stenokorys*) es, de acuerdo con los autores citados anteriormente, característica del límite de las zonas MN16b y MN17. Este límite biocronológico coincide aproximadamente con el límite entre las magnetozonas Gauss y Matuyama según las calibraciones de otros yacimientos europeos, principalmente las del perfil de Stranzendorf en Austria (Frank y Rabeder, 1997).

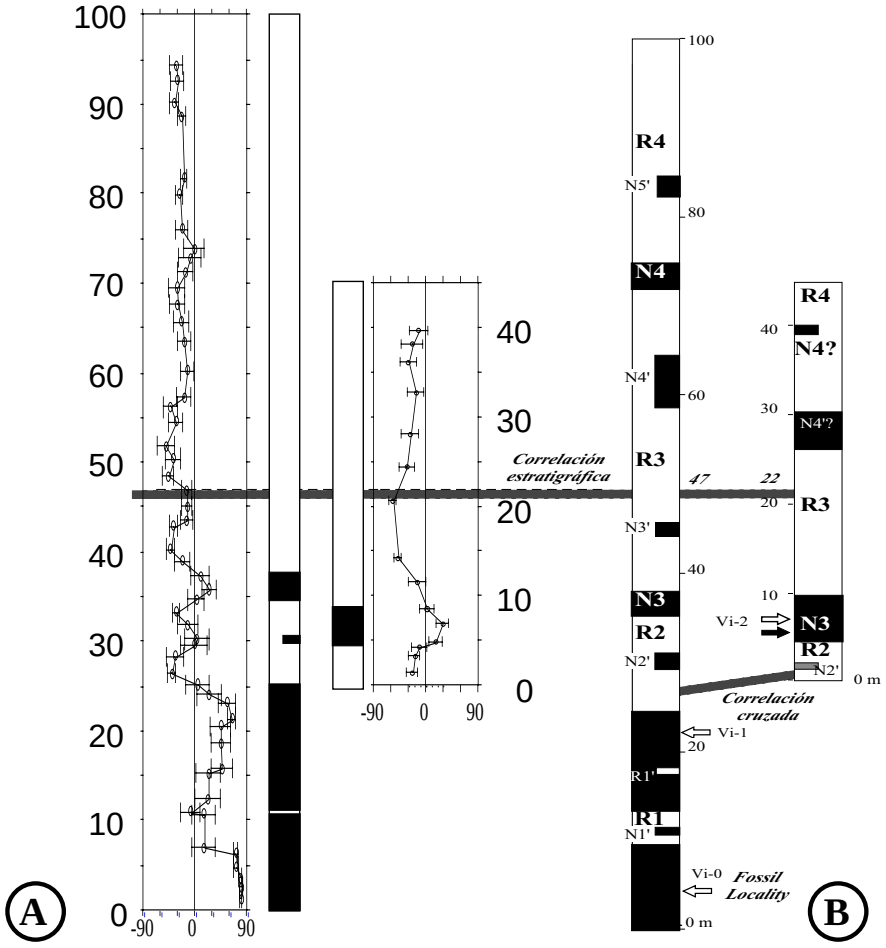

FIGURA 3: *Correlación interna de los datos magnetoestratigráficos (secuencias de magnetozonas) A) Suavizado para resaltar las magnetozonas locales. B) Correlación cruzada. Nótese que la correlación estratigráfica encaja en el conjunto global.*

CORRELACIÓN MAGNETOESTRATIGRÁFICA

Los datos paleomagnéticos preliminares (Pueyo *et al.*, 1996) distribuidos en dos perfiles Vil-1 y Vil-2 han sido completados de la siguiente forma: 1) Muestreo de una nueva porción de 40 m a techo de ambos perfiles (con el fin de conferir mayor independencia a la asignación cronológica). 2) Remuestreo entre estaciones preexistentes, con el fin de mejorar la densidad de datos por metro de serie y aumentar la resolución de magnetozonas menores. 3) Mejora de la calidad de las estaciones existentes aumentando el número de muestras desmagnetizadas por estación (hasta 5 por nivel estratigráfico). Los perfiles mejorados en la cuenca de Villarroya contienen un total de 266 muestras analizadas (89 estaciones). La caracterización mineralógica, la descripción detallada de las componentes magnéticas y su estabilidad así como una intensa discusión sobre la calibración

cronológica está actualmente en fase de redacción y en este apartado se trata de caracterizar la representatividad estadística de los datos paleomagnéticos y el grado de correlación interna entre las magnetozonas encontradas en ambos perfiles.

Los criterios para caracterizar las magnetozonas han sido los siguientes: 1) Sólo las muestras individuales en las que las direcciones características se definen con total claridad (Clase I) o aquellas en la que la polaridad magnética no ofrece dudas (Clase II) han sido utilizadas en su definición. 2) Más de una estación consecutiva define la misma banda de polaridad. 3) Al menos la paleolatitud media de una estación (incluyendo su error estándar) de la magnetozona no se solapa con la polaridad contraria. Aquellas magnetozonas que no cumplen los tres criterios expuestos han sido denominadas como criptozonas y han sido consideradas de forma solamente orientativa en la correlación interna y en la calibración cronológica. Siguiendo estos criterios se han observado hasta 7 magnetozonas en el perfil Vil-1 (de casi 100 m) frente a las 5 de Vil-2 de menor longitud (45 m). Hasta 6 zonas de Vil-1 y 2 de Vil-2 han sido clasificadas como criptozonas.

La primera aproximación para indagar sobre la credibilidad de las secuencias de magnetozonas locales ha consistido en realizar un suavizado de la paleolatitud media con el fin de resaltar las magnetozonas más estables (estadísticamente más robustas). El suavizado ha consistido en calcular una media móvil de tres estaciones. Los resultados (Fig. 3a) confirman el claro límite de polaridad magnética de Vil-1 (25 m) y la presencia de una magnetozona normal, de entre 3 y 5 m que aparece caracterizada (35 m en Vil-1), en los dos perfiles precisamente en la posición del yacimiento clásico. El resto de los perfiles está, dominado por polaridad inversa hasta el techo de la cuenca. El siguiente paso ha consistido en comprobar estadísticamente el grado de correlación interna entre ambos perfiles, para este fin se ha realizado un correlación cruzada entre ellos utilizando como variable la potencia de las magnetozonas ordenadas estratigráficamente de muro a techo (Fig. 3b). La correlación óptima, realizada con las magnetozonas de calidad, es la que relaciona las magnetozonas inversas que están a muro del nivel clásico del yacimiento de Villarroya (N3).

CONCLUSIONES

1) Correlación estratigráfica: La continuidad física de dos niveles conglomeráticos en la parte alta del relleno de los materiales de la cubeta de Villarroya permite establecer sin lugar a dudas la correlación estratigráfica entre los dos perfiles analizados Vil-1 (perfil de mayor longitud situado en la carretera) y Vil-2 (perfil que contiene el yacimiento en el paraje denominado “Horna de Muro”).

2) *Correlación bioestratigráfica*: Los nuevos niveles de micromamíferos muestreados permiten establecer una secuencia biocronológica lógica para yacimientos encontrados en ambos perfiles.

3) *Correlación magnetoestratigráfica*: Los dos perfiles magnetoestratigráficos estudiados presentan las siguientes cualidades: i) La secuencia de magnetozonas establecidas a partir de una serie de criterios de calidad resalta la existencia de un límite neto de cambio de polaridades (base de Vil-1) y de una magnetozona normal muy robusta situada a 10 m por encima de este nivel y que aparece bien representada en ambos perfiles. ii) La correlación cruzada entre ambos perfiles es estadísticamente significativa entre el 95 -99%. iii) La posición relativa entre ambos perfiles a partir de esta correlación cruzada es coincidente con la correlación estratigráfica basada en datos de campo.

AGRADECIMIENTOS

Financiado parcialmente por el proyecto BTE2002-04168 (MCyT) y una beca postdoctoral (ELP) del MECD

REFERENCIAS

Agustí, J. y Oms, O. (2001): On the age of the last hipparionine faunas in western Europe. *Comptes Rendus de l’ Academie des Sciences de Paris*, 332: 291-297.

Alberdi, M. T. y Azanza, B. (1997): Comentarios al artículo Magnetoestratigrafía preliminar de los materiales pliocenos de la cubeta de Villarroya (Sierra de Cameros, La Rioja), de E. Pueyo Morer, A. Muñoz Jiménez y J.M. Parés (1996). *Geogaceta*, 22:7-8.

Crusafont, M. (1960): Le Quaternaire espagnol et sa faune de mammifères - Essai de synthèse. *Anthropos*, 1960: 55-64.

Frank, C. y Rabeder, G. (1997): Stranzendorf. En: *Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs* (D. Dopes y G. Rabeder, Eds.). Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 130-139.

Michaux, J. (1971): Arvicolinae (Rodentia) du Pliocène terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne. *Palaeovertebrata*, 4 (5): 137-213.

Muñoz, A. (1992): *Análisis Tectosedimentario del Terciario del sector Occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja).* Ciencias de la Tierra, 15. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño, 347 p.

Pueyo, E.L., Muñoz, A. y Parés, J.M. (1996): Magnetoestratigrafía preliminar de los materiales pliocenos de la Cubeta de Villarroya (Sierra de Cameros, La Rioja). *Geogaceta*, 20 (5): 1029-1032.

Tesakov, A., Vangengeim, E. y Pevzner, M. (2001): Position of reference mammal localities of the Lower Villafranchian in the magnetochronological scale. *Lynx*, n. s. 32, 363-369.

Thaler, L. (1966): *Les rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l’histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d’Europe*. Mémoires du Muséum National d’Histoire Naturelle, nouvelle série, série C (Sciences de la Terre), XVII, 295 p.

Fábrica magnética del plutón de Millares (Pirineo central, Huesca)

T. Román[1], A. Casas[1], B. Oliva[1], C.L. Liesa[1] y R. Soto[2]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.
mtdjrb@unizar.es, acasas@unizar.es, boliva@unizar.es, carluis@unizar.es
2 Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul-Sabatier, 31400 Toulouse.
soto@lmtg.ups-tlse.fr

ABSTRACT

This work deals with the magnetic susceptibility and anisotropy of the Variscan Millares pluton in the Central Pyrenees. The Millares granite intrudes Cambro-Devonian metasediments of the Axial Zone of the Pyrenees. The zonation of low-field magnetic susceptibility indicates a concentric arrangement of rock-types, with more basic compositions at the external areas. From Anisotropy of the Magnetic Susceptibility measurements, the magmatic fabric of this pluton has been inferred. Magnetic foliations strike NE-SW and dip gently towards the NW. Magnetic lineations are scattered between NW-SE and NE-SW and plunge shallowly to the N. Although Magnetic foliation strikes mainly NE-SW, the magnetic lineation, the geometry of the pluton, and their relationship with the host-rock structure suggest an intrusión contemporary with a transpressional regime and NNE shortening.

Key words: *granite, AMS, Millares, Variscan, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de la estructura hercínica de los Pirineos conlleva la dificultad de que se superponen dos ciclos orogénicos. Los plegamientos y cabalgamientos alpinos son los responsables de la estructura actual de la cadena (Déramond *et al.*, 1985), y en el zócalo Paleozoico es difícil discernir si los cabalgamientos que se observan son hercínicos reactivados o de neoformación alpinos.

Los cuerpos graníticos pueden ser muy útiles como marcadores cinemáticos, registran eventos que están estrictamente relacionados con su emplazamiento, a través de la orientación de la foliación y lineación magmáticas. La deformación progresiva durante la cristalización queda registrada por estructuras S-C, y por deformaciones en estado sólido de alta y baja temperatura a escala de grano. Por lo tanto los estudios estructurales de granitos permiten definir con mayor exactitud los estadios deformacionales en los orógenos.

Estudios estructurales en plutones graníticos hercínicos del Pirineo han demostrado que la fase principal hercínica, llamada D2 (Zwart, 1986), es transpresional (Evans *et al.*, 1998; Gleizes *et al.*, 1998). El granito hercínico de Millares, situado en la Zona Axial del Pirineo Central, es uno de los pocos que todavía no ha sido estudiado desde el punto de vista estructural. El objetivo del presente trabajo es establecer la contribución de los procesos de deformación hercínica regional en la intrusión del granito de Millares. Se utiliza la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) para caracterizar la estructura interna del granito y se relaciona con la evolución estructural de las rocas encajantes.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Zona Axial de los Pirineos pertenece al orógeno varisco europeo (Fig. 1). La fase principal de la orogenia varisca en los Pirineos se caracteriza por un acortamiento evidenciado por grandes cabalgamientos vergentes al Sur y deformación penetrativa a escala regional (Soula *et al.*, 1986), la llamada segunda fase de deformación D2. Las edades U-Pb publicadas en la última década para los granitos del Pirineo indican que el plutonismo hercínico de esta cadena es esencialmente carbonífero y sintectónico (Romer y Soler, 1995). El granito de Millares forma parte de la lámina cabalgante del mismo nombre, una unidad vergente al Sur y situada sobre la lámina de Bielsa.

El plutón de Millares (Fig. 1) es alargado con orientación NO-SE y dimensiones 10x2 kilómetros. Muestra una zonación composicional (Enrique, 1989) que varía de granodiorita en las partes internas del plutón a tonalita y gabrodiorita en las partes externas (Fig. 2b). Las rocas básicas son ricas en anfíbol y contienen biotita. Las granodioritas son de grano fino a medio, ricas en biotita y con cantidades variables de hornblenda. Envolviendo al plutón se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a materiales cambro-ordovícicos, silúricos y devónicos.

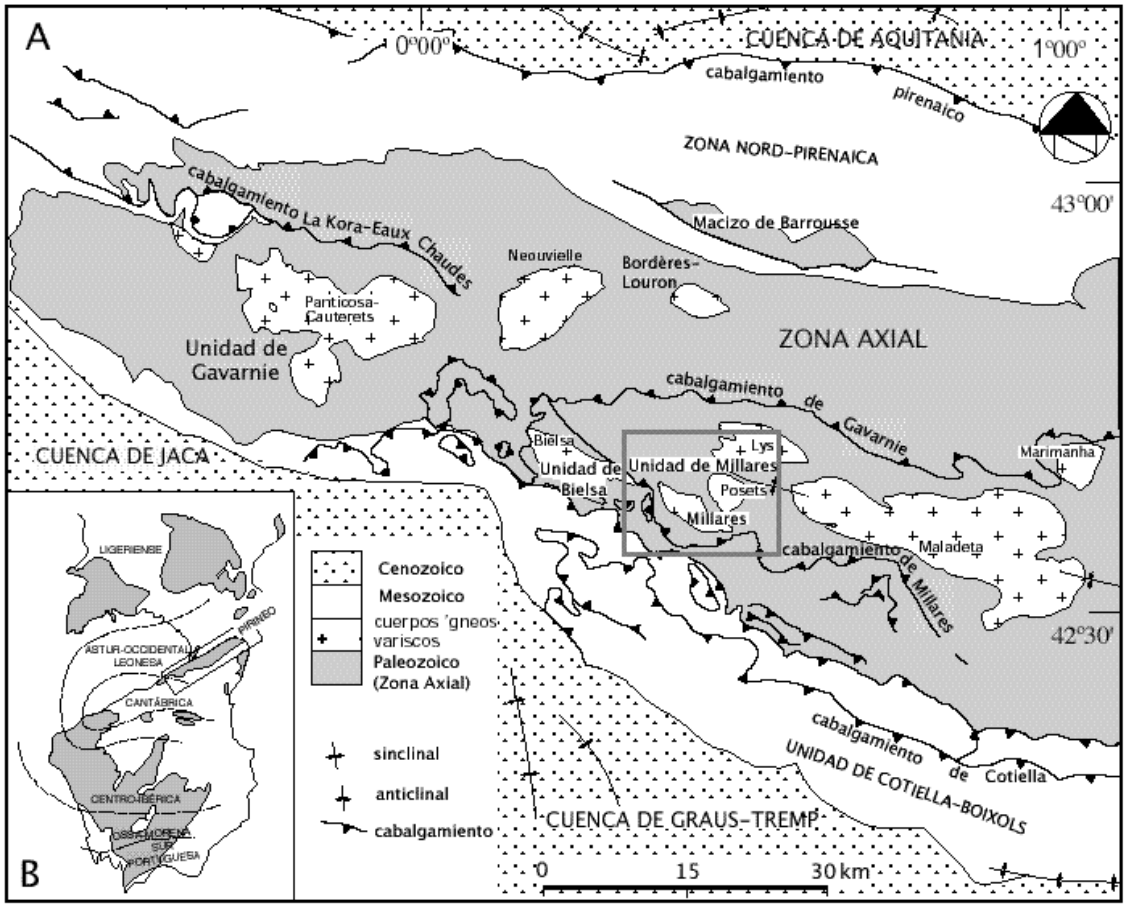

FIGURA 1: *Mapa geológico esquemático de los Pirineos (A), mostrando la situación del plutón granítico de Millares, y su situación en el contexto de la parte sur de la europa varisca (B).*

ANÁLISIS DE ASM

Para el estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) dentro del macizo de Millares se han realizado 45 estaciones de muestreo regularmente repartidas en su superficie (Fig. 2a). En cada estación se han obtenido una media de 6 a 7 muestras standard (un total de 285 muestras). Las medidas se han hecho a temperatura ambiente con un susceptómetro Kappabridge KLY-3, que trabaja en campo magnético débil (0,5 mT).

Las medidas de ASM dan la orientación y magnitud de los ejes K_3 K_2 K_1 del elipsoide magnético. La fábrica magnética se caracteriza, siempre que sea posible, por la lineación magnética (K_1) y la foliación magnética (perpendicular a K_3).

Susceptibilidad magnética

Los valores de la susceptibilidad magnética (Km) varían entre 70 10^{-6} y 470 10^{-6} SI (Fig. 2a). Un 58% del macizo presenta bajas susceptibilidades (Km<300 x 10^{-6} SI), siendo la media de la susceptibilidad magnética de 261 x 10^{-6} SI. Estos valores de susceptibilidad magnética corresponden a granitos típicamente paramagnéticos, pero sería conveniente la realización de un estudio de la mineralogía magnética para conocer la contribución ferromagnética. Teóricamente, si existe contribución ferromagnética significativa no puede correlacionarse la susceptibilidad (Km) con el contenido en hierro, y por tanto con el tipo petrográfico. No obstante, existe una buena correlación entre el mapa de zonación litológica (Enrique, 1989) y el mapa de zonación de Km de Millares (Fig. 2a y b). Solo aparecen algunas diferencias en el extremo noroccidental, donde Km presenta valores bajos. Se pueden establecer las siguientes correlaciones entre las susceptibilidades magnéticas y los tipos petrográficos definidos por Enrique (1989):

Km > 300 x 10^{-6} SI = dioritas y gabrodioritas

300 x 10^{-6} SI > Km > 100 x 10^{-6} SI = tonalita

Km < 100 x 10^{-6} SI = granodioritas

En otros granitos pirenaicos se ha observado también buena correlación entre la susceptibilidad magnética y los tipos petrográficos (Leblanc *et al.*, 1994, Román-Berdiel *et al.*, 2004), muchos de ellos muestran zonación composicional concéntrica. La zonación de Km (Fig. 2a) muestra los máximos a lo largo de todo el borde sur y oeste, cerrando concéntricamente hacia el norte. Los valores disminuyen concéntricamente hacia las partes internas y borde este del plutón. Los valores más bajos aparecen en la zona media del borde este y en el extremo norte.

Por lo tanto, excepto en algunas estaciones donde pueda haber contribución ferromagnética significativa (estaciones 2, 14, 27, 42 y 43), parece dominar la susceptibilidad paramagnética debida a silicatos con hierro como la biotita y los anfíboles (Borradaile y Henry, 1997).

Fábrica magnética

Si bien existe cierta variabilidad en la orientación de la foliación magnética, se observa una dominancia de la dirección NE-SO y de buzamientos variables hacia el NO, presentando una tendencia a cerrar concéntricamente hacia la parte interna y oriental del plutón (Fig. 3a). En proyección equiareal los polos de la foliación magnética se concentran en el cuadrante sureste. La lineación magnética en proyección equiareal se distribuye en una ciclográfica de orientación 050, 36N, presentando máximos relativos en torno a NO, NNE y O, que quedan reflejados en el mapa de la lineación (Fig. 3b), y por lo general una inmersión baja. Estos datos permiten interpretar una fábrica dominantemente planar, y un intercambio de ejes entre K_2 y K_1, debido a la proximidad de sus valores.

INTERPRETACIÓN

Geometría del plutón

Para determinar el modo de emplazamiento es fundamental tener una idea de la geometría que presenta el plutón. En este caso no es posible la utilización de estudios gravimétricos, ya que el granito de Millares forma parte de una lámina cabalgante alpina, y posiblemente está cortado por el cabalgamiento del mismo nombre. Para reconstruir la geometría del plutón únicamente disponemos de los datos de afloramiento, los cuales sugieren una geometría laminar buzando hacia el NE.

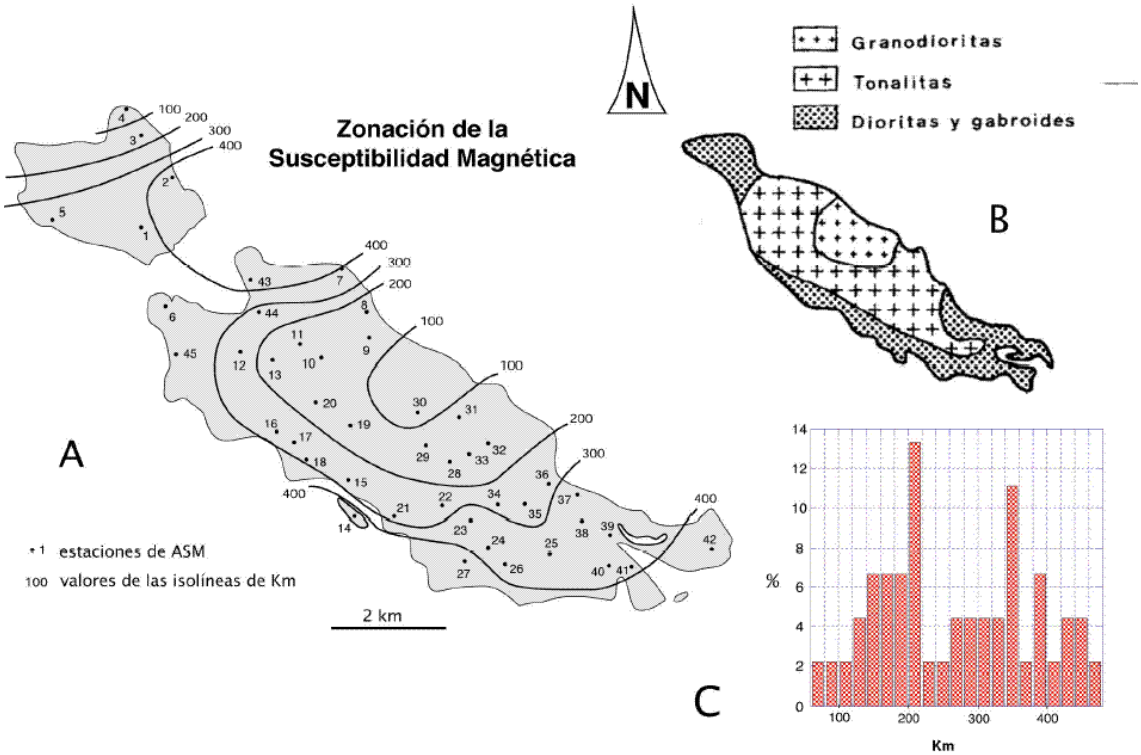

FIGURA 2: *A) Situación de las estaciones de recogida de muestras y mapa de zonación de la susceptibilidad magnética del macizo de Millares. B) Zonación composicional propuesta anteriormente por Enrique (1986). C) Histograma de frecuencias de la susceptibilidad magnética del plutón de Millares.*

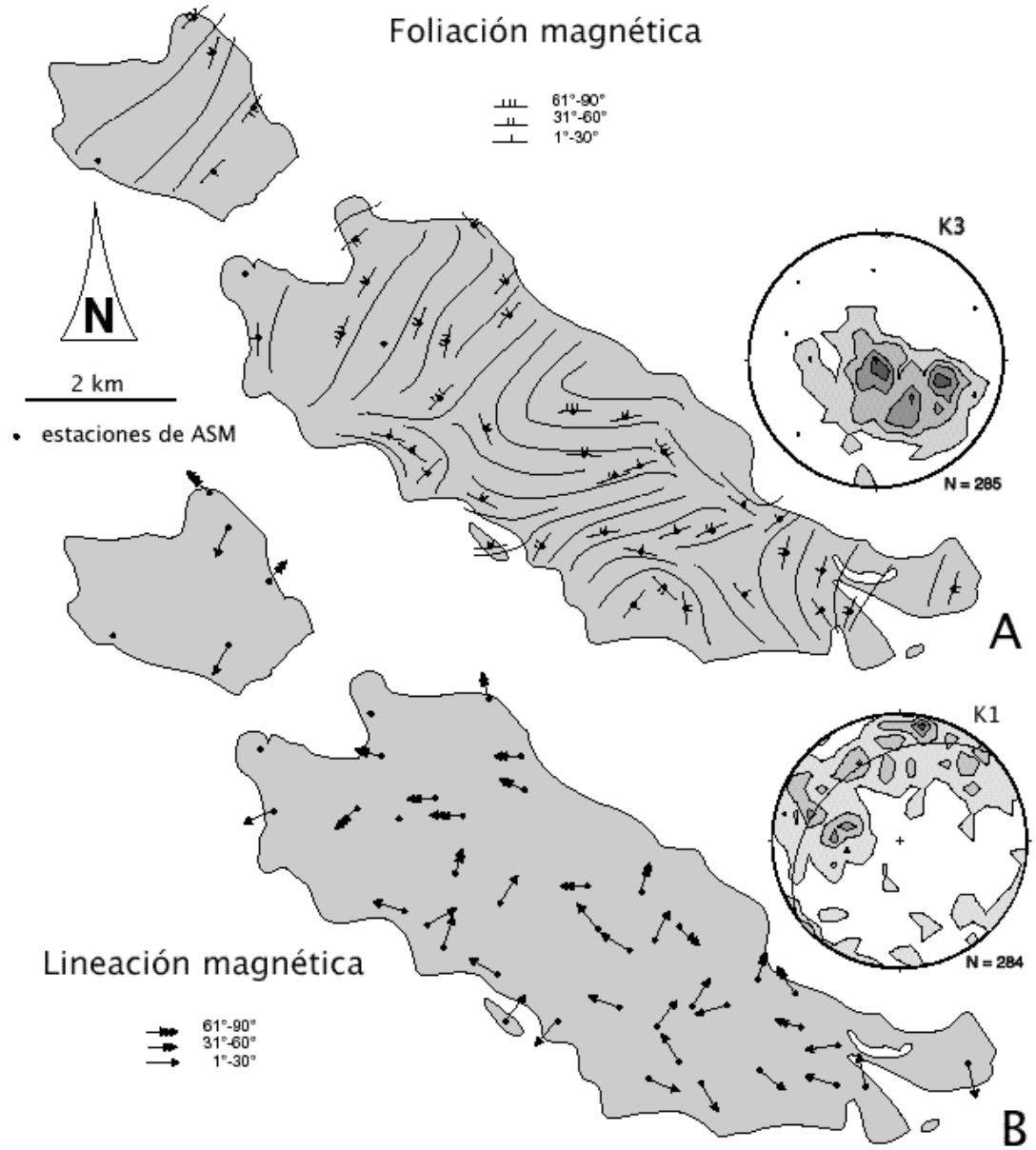

FIGURA 3: *Mapa interpretativo de las trayectorias de la foliación (A) y lineación (B) magnéticas en el macizo de Trives. Diagramas de densidad de K_1 y K_3 para el conjunto del macizo (proyección de Schmidt, hemisferio inferior, intérvalo de contornos: 1%).*

Modo de emplazamiento

Las bajas tasas de anisotropía en casi la totalidad del granito (excepto cuatro estaciones) sugieren que el plutón de Millares no ha sufrido procesos de deformación en estado sólido que hayan perturbado su fábrica magnética original. Aunque la foliación magnética descrita anteriormente sugiere que el emplazamiento del plutón de Millares pueda ser sincinemático con una dirección de aplastamiento NO-SE, perpendicular a la dirección principal de la foliación en el granito, la geometría del granito en afloramiento, alargado NO-SE paralelamente a la dirección principal de las estructuras en el encajante, sugiere un emplazamiento sincinemático con una dirección principal de acortamiento NNE-SSO, característica de la fase principal de compresión (D2) varisca en los Pirineos, y propuesta como la responsable de la estructura que presentan gran parte de los macizos pirenaicos (Gleizes *et al.*, 1998).

CONCLUSIONES

Del análisis de los valores de la susceptibilidad magnética del granito de Millares se ha deducido una zonación concéntrica del cuerpo ígneo, con los términos más básicos en sus partes externas.

El estudio de la fábrica magnética del granito de Millares revela una fábrica

dominantemente planar de orientación NE-SO y buzamientos variables hacia el NO, lo que en primera instancia indica un sincronismo entre el emplazamiento del granito y una compresión de dirección NO-SE.

Sin embargo, los datos de la geometría del plutón y su correlación con la estructura general del encajante no concuerdan con esta primera interpretación. La geometría del plutón y estructura del encajante, junto con la orientación de la lineación magnética, serían coherentes con un régimen transpresivo y acortamiento NNE. Un estudio más detallado de la estructura interna del granito, y de su relación con el encajante son necesarios para llegar a determinar una hipótesis de emplazamiento más plausible.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Silvia Gracia por su ayuda en la medida de la susceptibilidad magnética de las muestras. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE2002-04168-C03-01 y BTE2001-0634 de la DGES.

REFERENCIAS

Borradaile, G.J. y Henry, B. (1997): Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42: 49-93.

Déramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P. y Crouzet, G. (1985): Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 301: 1213-1216.

Enrique, P. (1989): Caracterización geoquímica mediante elementos mayores de los granitoides de la vertiente meridional del Pirineo Central. *Studia Geologica Salmanticensia*, vol. esp. 4: 41-60.

Evans, N., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1998): Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society of London*, 155: 209-216.

Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1998): The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (R.E. Holdsworth, R.A. Strachan y J.F. Dewey, Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 135: 267-273.

Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P. y Bouchez, J.L. (1994): The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study. *Journal of Structural Geology* 16: 223-235.

Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L. y Rillo, C. (2004): The main Variscan deformatio event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *Journal of Structural Geology*, 26: 659-677.

Romer, R.L. y Soler, A. (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, 30: 374-383.

Soula, J.C., Debat, P., Déramond, J. y Pouget, P. (1986): A dynamic model of the structural evolution of the hercynian pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 29-51.

Zwart, H.J. (1986): The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 9-27.

Dispersión del campo magnético terrestre obtenida a partir de remanencias primarias en lavas

V.C. Ruiz-Martínez[1] y M.L. Osete [2]

1 Dpto. de Geofísica, Facultad de C.C. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. vcarlos@fis.ucm.es, mlosete@fis.ucm.es

ABSTRACT

A total of 120 sites with geochronological control have been sampled in the Transmexican Volcanic Belt (TMVB). They span the spatial and temporal activity of this volcanic arc. The mean paleomagnetic directions, obtained from volcanic rocks in the age range 10-5 Ma and 5-0 Ma, do not differ from their respective reference directions. In both data sets, virtual geomagnetic poles (VGPs) have been selected using Fisher's precision parameters and optimum cutoff angles (Vandamme, 1994). This results in a circularly symmetrical data distribution with normal and reverse modes that are indistinguishable from antipodal. VGP dispersions are consistent with those from globally distributed observations analysed by McFadden et al. (1991) and McElhinny & McFadden (1997) for the Miocene and the Plio-Quaternary, respectively. Abnormally low scatters of VGPs have been reported in previous studies of Miocene and Quaternary lavas of the TMVB. An analysis of all the published paleomagnetic data from this arc, when selected in terms of the same quality criteria, do not either support the persistence of a magnetic anomaly in the studied region, in agreement with the present study.

***Key words**: paleomagnetism, geomagnetic dispersion, paleosecular variation of lavas, Transmexican Volcanic Belt.*

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la variación del campo geomagnético con el tiempo geológico ayuda a entender cómo funciona la geodinamo. Los estudios paleomagnéticos de la dispersión estadística de largo periodo de la dirección del campo geomagnético realizados a partir de lavas se denominan "*variación paleosecular de lavas*" (PSVL). Estos estudios son numerosos para datos paleomagnéticos provenientes de lavas de edades inferiores a 5 Ma globalmente distribuidas en la superficie terrestre, e incrementan sucesivamente el número de datos disponibles utilizando diferentes criterios de selección de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs), p.ej., McElhinny y McFadden (1997); ya que cumplen los requerimientos estadísticos de constituir una serie de observaciones puntuales y aleatorias del campo para un periodo de tiempo suficientemente amplio para promediar su dispersión, pero corto geológicamente para que no sean necesarias correcciones para reconstruir las posiciones relativas de los continentes. En cambio, para edades superiores a 5 Ma, los estudios son más escasos y por tanto basados en ventanas temporales geológicas más amplias (p.ej., McFadden *et al*., 1991).

Los escasos estudios sobre la PSVL realizados en el Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) se centran, para los últimos 5 Ma, en el cron de polaridad normal Brunhes, de edad inferior a 780.000 años, y en dos secuencias de flujos miocenos (8-9 Ma). Se han encontrado valores de la desviación angular estándar (ASD ó S_F) del campo geomagnético excesivamente pequeños, p.ej. Urrutia-Fucugauchi (1997), Goguitchaichvili *et al*. (2002), en comparación con las observaciones globalmente distribuidas a la misma latitud ($S_F \approx$ 12,1–13,3 para 5-0 Ma, y $S_F \approx$ 17,0–19,7 para 22,5-5,0 Ma). Los autores atribuyen esta discrepancia bien a la ausencia del campo no dipolar como algunos autores sostienen en la región del Pacífico, p.ej., Elmaleh *et al.* (2001), o bien a que la tasa de las erupciones fuera elevada y no se haya promediado adecuadamente la PSVL.

En este estudio se analiza la dispersión geomagnética en los últimos 10 Ma a partir de 120 sitios muestreados en el TMVB y se reanalizan 216 sitios de entre los datos paleomagnéticos previamente publicados en el TMVB (recalculando en dos secuencias de flujos las direcciones medias en intervalos de la misma polaridad), habiéndose descartado las direcciones provenientes de 266 sitios sin control de edad, o con muestras parcialmente desimanadas, o con parámetros estadísticos de Fisher de N<5, k 20 ó $_{95}\geq 10^{o}$.

METODOLOGÍA

En el tratamiento de laboratorio, la Magnetización Natural Remanente (NRM) de las muestras se desimanó tanto térmicamente como por campos alternos decrecientes. Las componentes características de las muestras se

han determinado incluyendo al menos cinco puntos de la desimanación progresiva, y han sido calculadas mayoritariamente por análisis de la componente principal, y sólo en algunas estructuras parcialmente reimanadas (fundamentalmente por caída de rayos o alteración hidrotermal) con el análisis de círculos máximos, combinando a veces con direcciones lineales. Atendiendo a los criterios de calidad anteriormente mencionados, 12 de los 120 sitios muestreados se han rechazado para este análisis al no poderse obtener su dirección característica con un parámetro de precisión de k>20.

La metodología iterativa empleada, para cada subgrupo de VGPs estudiado, ha sido:

(i) No excluir *a priori* ningún sitio en función de la latitud de su VGP para no "ignorar" la posible existencia de efectos tectónicos que afectaran a la distribución global de VGPs.

(ii) Calcular la dirección media de la selección de VGPs.

(iii) Calcular si la distribución se ajusta a una distribución de Fisher.

(iv) Calcular la dispersión entre sitios, S_T , a partir de las distancias angulares $_i$ de cada uno de los N VGPs con respecto a la media de sus direcciones (o al eje de rotación en su caso): $S_T{}^2 = \sum {}_i{}^2 / (N-1)$.

(v) Calcular la corrección producida por la dispersión de los correspondientes *VGPs* "dentro de cada sitio" (S_W). El cálculo de esta corrección se ha realizado a partir de la variación de la dispersión "dentro de cada sitio" de las *direcciones* (declinación e inclinación) de magnetización s_W (que, a su vez, depende del número medio de muestras por sitio, $\overline{n}$, y del $_{95}$ medio de los sitios) en función de la latitud, Cox (1970) : $S_W{}^2 / s_W{}^2 = 2\,(1 + 3 \sin^2 \;)^2 / (5 + 3 \sin^2 \;)$.

(vi) Calcular la desviación angular estándar corregida, S_F : $S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \overline{n}$.

(vii) Calcular el ángulo de corte óptimo (distancia máxima a la media o al eje de rotación), variable para cada distribución de VGPs, determinado por Vandamme (1994), con respecto a la dispersión S_F : = 1,8 S_F + 5º.

(viii) Utilizar este ángulo de corte para desechar aquellos VGPs cuya distancia angular a la media sea superior al ángulo de corte .

(ix) Repetir el proceso desde el paso (ii) hasta la convergencia del método (cuando todas las distancias angulares de los VGPs son inferiores al ángulo de corte).

(x) Calcular finalmente los límites de confianza al 95% de la desviación angular estándar (S_F): el límite inferior (S_L) y el límite superior (S_U), Cox (1969).

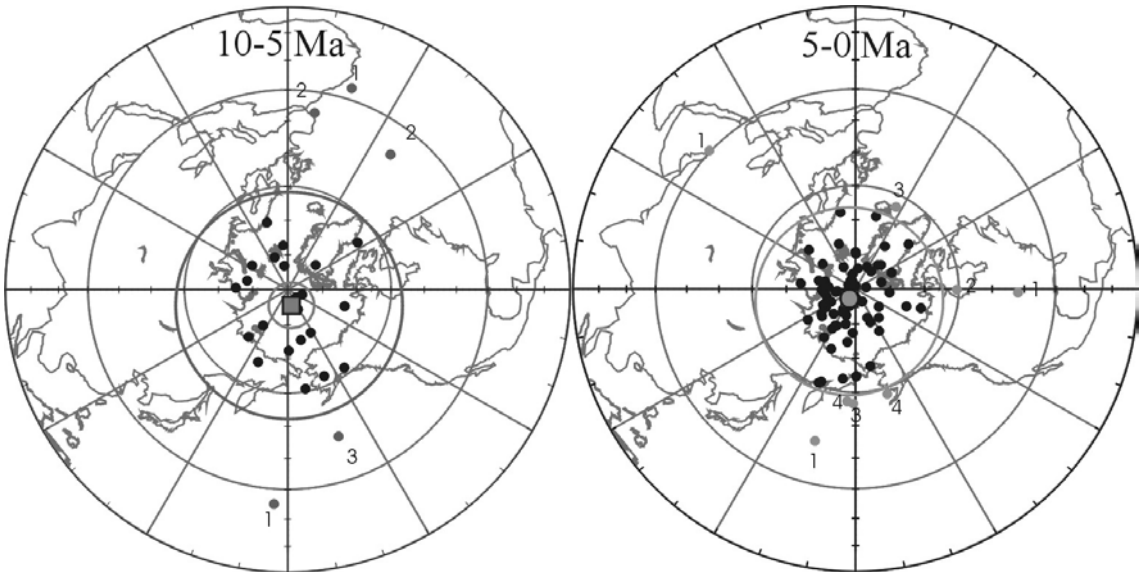

FIGURA 1: Proyección de igual área de los 120 VGPs analizados en este estudio (izquierda: 10-5 Ma; derecha: 5-0 Ma) con las direcciones rechazadas (se indica el número de la iteración) y seleccionadas (dentro de la circunferencia centrada en la dirección media y de radio el ángulo de corte óptimo) por el método iterativo de Vandamme (1994).

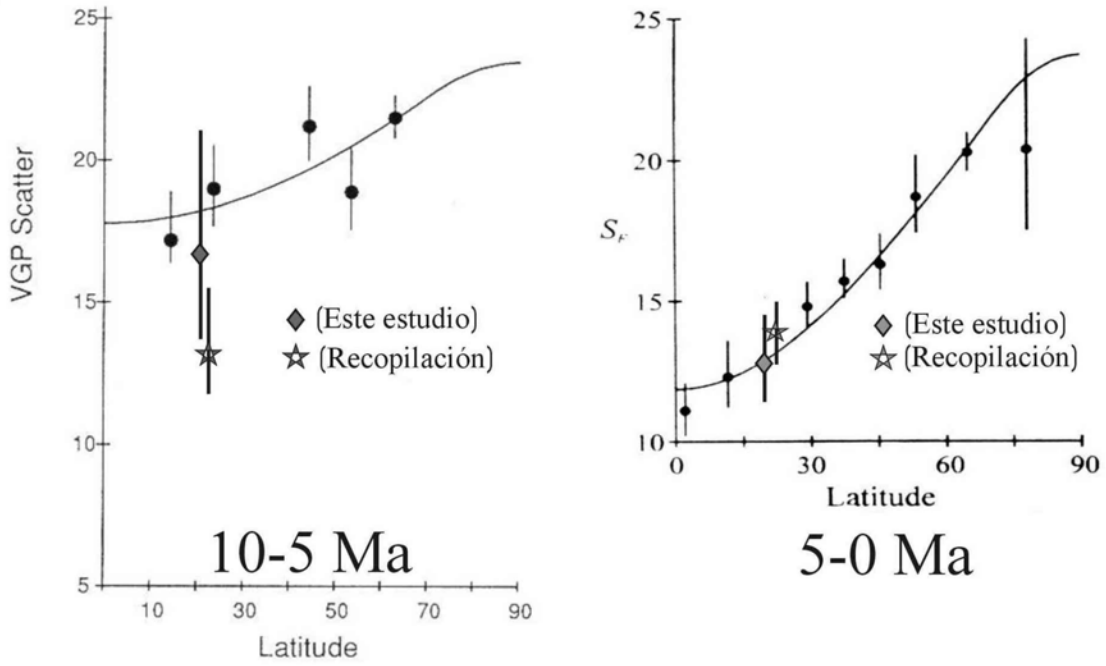

FIGURA 2: *Dispersiones geomagnéticas obtenidas a partir de lavas del TMVB (120 sitios de este estudio y 216 recopilados selectivamente de la literatura), con sus límites superiores e inferiores de confianza al 95% (Cox, 1969), comparadas con las obtenidas a partir de observaciones globalmente distribuidas analizadas por McFadden et al. (1991) y McElhinny y McFadden (1997) para el Mioceno y el Plio-Cuaternario, respectivamente.*

RESULTADOS

En todas las agrupaciones de VGPs (de ambas polaridades) analizadas en función de su edad (10-5 y 5-0 Ma) y procedencia (de este estudio o de la recopilación selectiva de estudios paleomagnéticos previos), la convergencia del método iterativo selecciona distribuciones fisherianas y con direcciones medias indistinguibles de las esperadas para su edad según el dipolo geocéntrico axial o la curva polar de deriva aparente para Norte América de Besse y Courtillot (2002). Las poblaciones de VGPs de polaridades normal e invertida resultantes son antipodales, con tests de inversión positivos. Se observa además que la dispersión geomagnética de las poblaciones de VGPs de polaridad invertida es siempre mayor que las de polaridad normal.

Tanto la dirección media como la dispersión geomagnética de las poblaciones de VGPs de los sitios con edad inferior a 5 Ma, resultantes de aplicar el método iterativo con respecto a la media o al eje de rotación, son estadísticamente indistinguibles entre sí al 95% de confianza.

En la figura 1 se muestra el estudio de la PSVL realizado en los sitios muestreados y seleccionados en este estudio (27 entre 10-5 Ma y 79 entre 5-0 Ma) para las poblaciones normales e invertidas juntas.

El mismo procedimiento se ha realizado para los sitios seleccionados de la literatura paleomagnética en el TMVB (50 entre 10-5 Ma y 166 entre 5-0 Ma). La ASD producida por los distintos ángulos de corte óptimos resultantes obtenidos en cada agrupación de VGPs se muestran, con sus límites superior e inferior al 95% de confianza, en la figura 2, comparadas con las obtenidas a partir de las observaciones globalmente distribuidas y ajustadas según el modelo G de la PSVL de McFadden *et al.* (1988).

CONCLUSIONES

La dispersión geomagnética en los últimos 10 Ma, obtenida a partir del conjunto de poblaciones de VGPS de polaridades normales e invertidas del vulcanismo del cinturón volcánico Trans-Mexicano muestreado en este estudio (en el Mioceno Superior y en los últimos 5 Ma), es indistinguible, en cada una de las épocas y dentro de las incertidumbres estadísticas al 95% de confianza, de la desviación angular estándar de las observaciones globalmente distribuidas para la latitud de México, ajustadas por el modelo G para la PSVL. Aplicando la misma metodología y criterios de calidad al conjunto

de las datos obtenidos de la recopilación selectiva de los estudios previos realizados en México, se llega a las mismas conclusiones en los últimos 5 Ma, aunque no así en el Mioceno, donde los valores ligeramente menores de la dispersión, sin ser anómalamente bajos, probablemente estén relacionados con un promedio insuficiente de la variación secular. Por tanto, no se observa en la región de México la controvertida persistencia de una región anómala desde el punto de vista geomagnético (la "ventana para el campo dipolar") sostenida por algunos autores.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las facilidades aportadas por el Instituto de Geofísica de la UNAM (México D.F.) para la realización de la campaña de muestreo de este trabajo. También al proyecto de la Unión Europea "Archeomagnetic applications for the rescue of cultural heritage (AARCH)", HPRN-CT-2002-00219.

REFERENCIAS

Besse, J. y Courtillot, V. (2002): Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years. *Journal of Geophysical Research*, 107: no.b11, 2300, doi:10.1029/2000jb000050.

Cox, A. (1969): Confidence limits for the precision parameter k. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18: 545-549.

Cox, A. (1970): Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20: 253-269.

Elmaleh, A., Valet, J-P. y Herrero-Bervera, E. (2001): A map of the Pacific geomagnetic anomaly during the Brunhes chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 315-332.

Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cervantes, M.A. y Caballero, C. (2002): Magnetic mineralogy, Paleomagnetism, and Magnetostratigraphy of Nayarit Volcanic Formations (Wester Mexico): A pilot study. *International Geology Review*, 44: 1-13.

McElhinny, M.W. y McFadden, P.L. (1997): Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, 131: 240–252.

McFadden, P.L, Merrill, R.T. y McEllhinny, M.W. (1988): Dipole-Cuadrupole family modellig of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, 93: 11583-11588.

McFadden, P.L., Merrill, R.T., McEllhinny, M.W. y Lee. S. (1991): Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research*, 96: 3923-3933.

Urrutia-Fucugauchi, J. (1997): Comments on 'A new method to determine paleosecular variation' by D. Vandamme. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 102: 295-300.

Vandamme, D. (1994): A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* 85: 131-142.

Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de la Puebla de Valverde (Teruel)

C. Sinusía[1,2], E.L. Pueyo[3,4,5], B. Azanza[1] y A. Pocoví [5]

1 Área de Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. csinusia@unizar.es
2 Equipo de Geotecnia, A. T. Control, S.A., Castellón.
3 Lab. Paleomagnetismo, ICT "Jaume Almera" CSIC c/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. unaim@unizar.es
4 Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, Toulouse.
5 Área de Geodinámica Interna, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. apocovi@unizar.es

ABSTRACT

Application of magnetostratigraphic methods together with the evaluation of well-dated Pliocene faunas from Western Europe allows the absolute dating of the La Puebla de Valverde fossil locality. The local sequence of magnetozones is based on the stepwise thermal demagnetization of more than 70 standard samples belonging to 33 stratigraphic levels along a 30 m long profile. Four different local magnetozones can be unambiguously defined. The profile is characterized by a dominant reverse polarity except for the lower 5 meters (normal polarity) and a small interval (1-2m) around meter 15. From the biostratigraphic point of view La Puebla de Valverde is older than Blassac (Olduvai), even older than Senèze (between Olduvai and Reunion) and younger than Montopoli (just over the Gauss/Matuyama boundary). The biostratigraphic age is also similar to Chilhac and Saint Vallier fossil localities. In view of the biostratigraphic and magnetostratigraphic information the sampled section can be dated between 3.04 Ma and 1.95 Ma. The fossil locality, in the upper and reverse part of the profile, is interpreted to be bellow the Olduvai chron (1.95-1.78 Ma) and located over the Reunion event (2.27-2.14 Ma).

***Key words**: Magnetostratigraphy, Olduvai, Villafranchian, Plio-Pleistocene, Mammals.*

INTRODUCCIÓN

La Puebla de Valverde es uno de los escasos yacimientos del Plioceno superior en la Península Ibérica. Este yacimiento se caracteriza por una gran riqueza en macrovertebrados (19 especies de mamíferos y tres tipos de aves), la presencia de primates cercopitécidos y una buena conservación de los restos con elementos del esqueleto en conexión anatómica. Es un yacimiento clásico que sigue siendo uno de los puntos de referencia claves para establecer la biocronología del Plio-Pleistoceno europeo. La aplicación de la magnetoestratigrafía nos ha permitido obtener una datación absoluta del mismo y refinar las relaciones cronológicas entre distintos yacimientos del límite Plioceno - Pleistoceno del suroeste de Europa.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

Los materiales neógenos de la depresión de Carrión (Fig. 1), que se apoyan sobre un substrato mesozoico y algunos depósitos terciarios afectados por la tectónica de la Cordillera Ibérica, están constituidos por depósitos continentales en los que se distinguen dos unidades litoestratigráficas: las formaciones Sarrión y La Puebla de Valverde. La primera está constituida por depósitos limoarenosos rojos con niveles conglomeráticos a menudo canaliformes. Presenta un espesor que oscila entre 0 y 80 m y la base, que entierra un paleorrelieve irregular, se ha datado como comienzo del Villafranquiense (Adrover *et al*., 1978). El techo del depósito lo constituye una superficie de glacis (G_V), que se extiende ampliamente en la depresión de Sarrión, ya sea coronando esta formación o bien como superficie de erosión que desborda los límites de aquella (Simón, 1984). La segunda, también de carácter detrítico continental se distingue de la anterior por el predominio de colores amarillentos o asalmonados en los niveles limo-arenosos y por los cantos angulosos y de pequeño tamaño de los niveles de gravas. La base de esta formación tiene carácter erosivo y se presenta como discordancia angular sobre la anterior o directamente sobre el substrato. Su espesor varía entre 0 y 25 m y en buena parte de su extensión está constituida únicamente por una película de cantos angulosos apoyados sobre el substrato mesozoico. El techo también está constituido por un glacis (G_{IV}) Especialmente hacia la zona central de la depresión, este depósito se encaja significativamente (unos 20 m) en los depósitos de la Fm Sarrión (Simón, 1984). En las inmediaciones del yacimiento de la Puebla de Valverde (Fig. 1) el conjunto de las dos formaciones representa un espesor estratigráfico que supera los 50 m.

DATOS BIOCRONOLÓGICOS

Las consideraciones sobre la edad del yacimiento se basan exclusivamente en los macromamíferos dada la escasez de registro de micromamíferos. Una lista actualizada está recopilada en Alberdi *et al.* (1997). La fauna de La Puebla de Valverde es característica del Villafranquiense medio (MN 17). De hecho comparte 16 especies con Saint Vallier, localidad de referencia para la unidad MN17, si bien la mayoría son comunes en el Villafranchiense. El caballo presente es *Equus stenonis*, menos robusto y más evolucionado que *Equus livenzovensis*, presente en Huélago, El Rincón 1 y Montopoli, yacimientos característicos de la MN16. La presencia de la subespecie *E. s. guthi*, descrita en Chilhac (MN17), podría indicar que la fauna de La Puebla de Valderde sería ligeramente más moderna que la de Saint Vallier donde se registra la subespecie *E. s.*

vireti. Sin embargo, la subespecie *Croizetoceros ramosus pueblensis*, descrita en el yacimiento, muestra un grado evolutivo comparable al de *C. r. medius* de Saint Vallier, intermedio entre *C. r. ramosus* (Etouaires, Villafranchiense inferior, parte inferior de la unidad MN16) y *C. r. minor* (Senèze, Villafranquiense superior, MNQ18) (Heintz, 1970). Igualmente ocurre con otro cérvido *Pseudodama rhenana (= C. philisi) valliensis*, que muestra un grado evolutivo más primitivo que la forma presente en Senèze (Heintz, 1970).

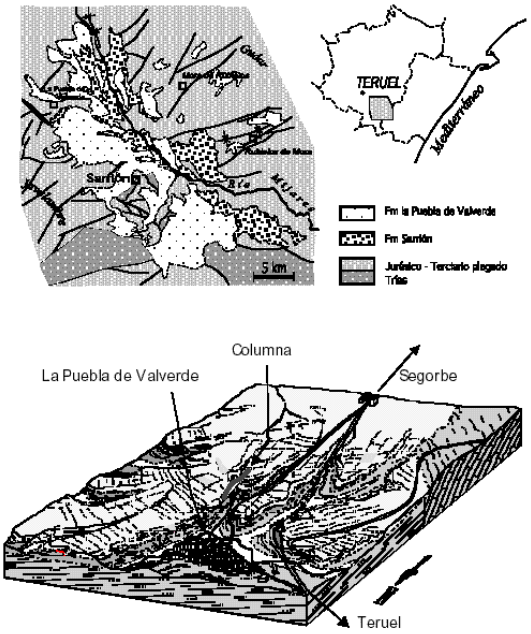

FIGURA 1: *Situación geológica. a) Esquema de situación de la cuenca de Sarrión. b) Localización del yacimiento y perfil magnetoestratigráfico de la Puebla de Valverde.*

En La Puebla de Valverde está presente la hiena *Pliocrocuta perrieri* mientras que en localidades más recientes, es reemplazada por *Pachycrocuta brevirostris*. Unicamente *Canis (Xenocyon)* cf. *falconeri* conferiría cierta modernidad al yacimiento. Sin embargo, Masini y Torre (1990) han puesto en duda esta determinación. Este taxón podría estar presente en Fonelas P-1, yacimiento descubierto recientemente y donde se cita además *Sus strozzi*, presente ya en Senèze, junto a otros taxones que marcan el recambio faunístico conocido como "*wolf event*" (Arribas *et al.*, 2001) al final del Villafranquiense. La fauna de La Puebla de Valverde sería pues anterior a este evento.

DATOS MAGNETOESTRATIGRÁFICOS

Se han muestreado un total de 33 estaciones a lo largo del un perfil de unos 30 metros. Las estaciones se encuentran igualmente espaciadas (< 1 m) excepto por dos pequeños tramos cubiertos de 3 y 6 m. Un total de 71 especímenes standard (entre 2 y 3 por nivel estratigráfico) han sido progresivamente (hasta 14 pasos) desmagnetizados térmicamente en el laboratorio del ICT-Universidad de Barcelona "Jaume Almera" con un magnetómetro criogénico de 3 SQUIDS (GM400) y un horno Shonsted Ltd. La NRM presenta intensidades entre 1 y 200 mA/m, estos valores unidos al aspecto de las rocas muestreadas (facies rojo-amarillentas) y a las temperaturas de desbloqueo magnético por encima de 600°C, nos llevan a sugerir a la hematites como principal portador de la magnetización. El análisis de los diagramas de desmagnetización (Fig. 2a) nos ha permitido definir dos componentes paleomagnéticas: A) desbloquea hasta 300°C y representa el campo geomagnético (CG) actual. B) desbloquea por encima de 600°C y presenta las dos polaridades del CG. La magnetización registrada por la componente B puede ser considerada como primaria en vista del carácter antiparalelo (Fig. 2b) de las direcciones de polaridad normal (N) e inversa (R). Las direcciones caracterizadas directamente en los niveles estratigráficos del yacimiento (Y), presentan una polaridad inversa y una pequeña desviación respecto a los datos del resto del perfil (R) debido a la presencia de una falla que ha desplazado con poco desplazamiento los materiales de la colina en la que se encuentra el yacimiento respecto al resto de la serie muestreada en el barranco (Fig. 1b).

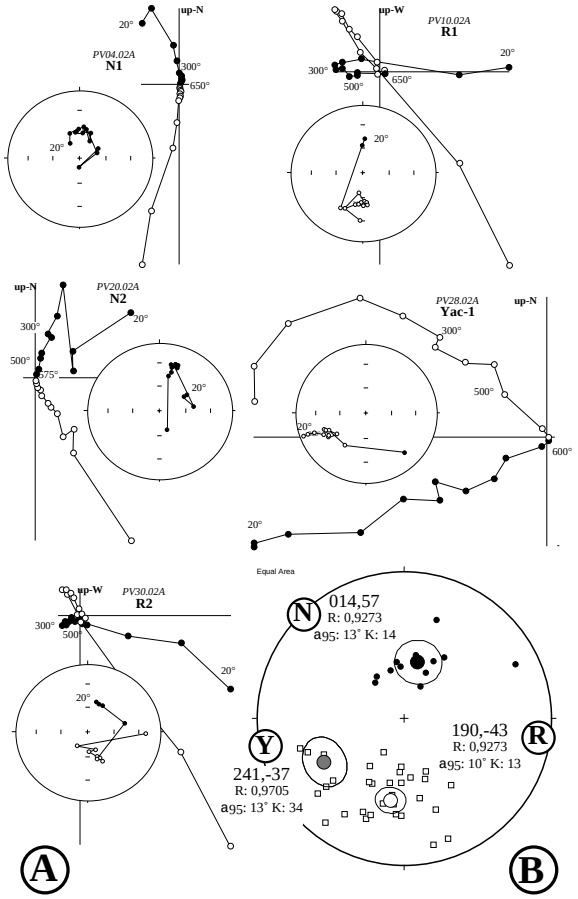

FIGURA 2*: Datos paleomagnéticos. a) Diagramas de desmagnetización del perfil de La Puebla de Valverde. b) Estereograma que expresa el carácter antipodal de las direcciones paleomagnéticas (normales e inversas) y la desviación del vector Y (yacimiento) por una pequeña falla.*

La secuencia de polaridad magnética definida a lo largo del perfil muestreado (Fig. 3) exhibe 4

magnetozonas distintas; N1, R1, N2 y R2 (en la que se encuentra el yacimiento). N1 se prolonga unos 5 metros desde la base del perfil y está caracterizada por una polaridad normal. R1 y R2 representan prácticamente el resto del perfil (25 m) que está dominado por una polaridad magnética inversa. Ambas zonas están separadas por una breve (2,5 m) banda de polaridad compleja pero dominantemente normal (N2).

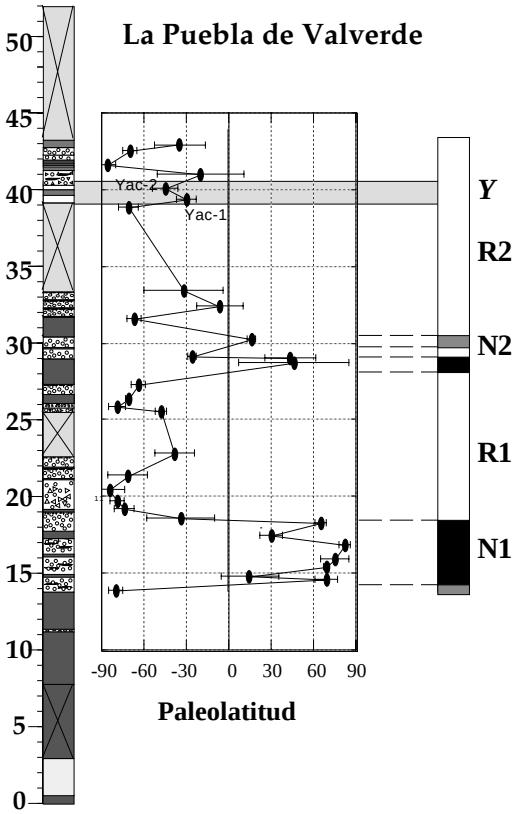

FIGURA 3*: Columna estratigráfica con la situación de los estaciones paleomagnéticas muestreadas y la localización del yacimiento de La Puebla de Valverde. Paleolatitud deducida a partir de direcciones primarias y la secuencia local de magnetozonas correspondiente.*

CALIBRACIÓN BIO Y MAGNETOESTRATIGRÁFICA

La calibración entre la secuencia local de magnetozonas descrita y la escala global de polaridad magnética (Biwas *et al*., 1999 y referencias) con ayuda de los datos biocronológicos existentes nos permite realizar la datación absoluta de la secuencia local y del yacimiento en ella incluido (Fig. 4).

La asignación biocronológica a la unidad MN17 nos acota considerablemente las posibilidades de correlación. Debido a este dato, el yacimiento debería encontrarse dentro del chron Matuyama (entre 2,58 y 0,779 Ma) de polaridad dominantemente inversa. Este hecho queda ampliamente avalado por la polaridad inversa encontrada en los niveles del yacimiento así como el dominio de la polaridad inversa a lo largo de la serie muestreada (Fig. 3). Los datos de edad relativa respecto a otros yacimientos bien datados magnética o isotópicamente del suroeste europeo son necesarios para precisar la edad de la Puebla de Valverde: 1) Los niveles de El Rincón-1 (parte más reciente del Villafranquiense inferior, MN16) donde se han realizado mediciones de paleomagnetismo presentan polaridad normal con una edad superior a 2,5 Ma, por tanto se situaría en el periodo Gauss normal (Alberdi *et al*., 1997). 2) Montopoli, situado también en la parte más reciente de la unidad MN16, se encuentra al final de una sucesión marina con *Globorotalia crassaformis* en niveles que muestran polaridad inversa, situándose justo encima de la transición Gauss/Matuyama (Gliozzi *et al*., 1997). 3) La edad de los niveles fósiliferos de Chilhac (MN 17) ha sido estimada a partir de las dataciones efectuadas por el método K/Ar de las coladas de basalto intercaladas entre los mismos (Boeuf, 1997): 1,9 Ma para la colada que sella el nivel CH.2 y 2,4 Ma para la colada suprayacente a CH.3. Estas coladas muestran polaridad inversa y serían anteriores al episodio Olduvai. Su edad podría ser más antigua que la de Senèze dada la coexistencia en Chilhac de *Anancus arvernensis chilhiacensis* con *Mammuthus meridionalis*. La Puebla de Valverde comparte con Chilhac la subespecie *Equus stenonis guthi*, sin embargo no se ha registrado *Anancus*. 4) Los niveles lacustres de la secuencia de Senèze presentan paleomagnetismo inverso con un episodio normal, uno de los dos puntos fosilíferos se sitúa en niveles con polaridad inversa justo encima de este episodio normal. Estos niveles se correlacionan estratigráficamente con niveles que contienen intercalada una colada de basaltos que ha sido datada en 2,10 + 0,01 Ma por el método Ar^{40}/Ar^{39} y que presenta igualmente paleomagnetismo inverso con un episodio normal que debe corresponder a Reunión (Roger *et al*., 2000). En la fauna de Senèze se registra la presencia de *Sus strozzi*, *Libralces*, *Procamptoceras* y *Megalovis* (Boeuf, 1997), taxones que indican una edad más reciente que La Puebla de Valverde. 5) El yacimiento de Blassac se sitúa bajo una capa de basaltos de polaridad normal cuya edad varía según los autores entre 1,8 y 2,15 Ma a partir de las dataciones efectuadas por el método K/Ar, situándose probablemente en el episodio Olduvai (Boeuf, 1997). Biocronológicamente, Blassac sería más moderno que Senèze por las especies de cérvidos, ya que *Pseudodama ischnoceros*, descrito en el yacimiento, es más evolucionado que la forma de *Pseudodama rhenana* presente en Senéze, *Alces* cf. *carnutorum* es de talla claramente más grande que el alces de Senèze y la especie de *Eucladoceros* sería también diferente. 6) La fauna de La Puebla de Valverde es claramente anterior al recambio faunístico *"wolf event"* que en Italia se corresponde con el inicio de la Unidad Faunística de Olivola. Unidad que probablemente se sitúe dentro del episodio Olduvai, ya que el yacimiento de Matassino se ha situado en el evento *beta* en la parte superior de este episodio (Gliozzi *et al*., 1997).

De acuerdo con estos datos, la edad relativa de la Puebla de Valverde debe situarse por debajo del episodio Olduvai. Por tanto la calibración entre el perfil muestreado y la GPTS quedaría de la siguiente forma: N1 - techo del chron Gauss. R1- base de Matuyama por

debajo del chron Reunión. N2 – Reunión. R2 – zona inversa entre Olduvai y Reunión.

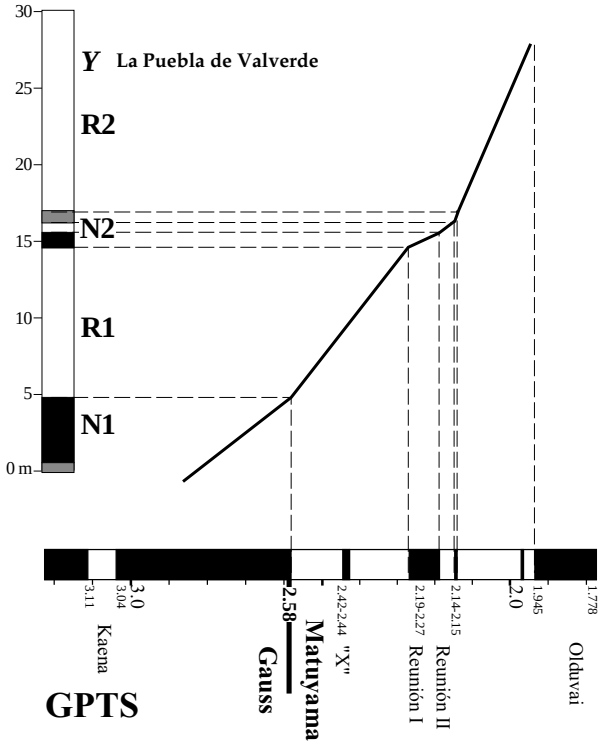

FIGURA 4*: Comparación de la secuencia local de polaridad magnética obtenida en el Perfil de la Puebla de Valverde con la escala temporal global de polaridad magnética (GPTS) de Biwas et al. (1999) y referencias contenidas en ese articulo.*

CONCLUSIONES

La aplicación de las técnicas magnetoestratigráficas a la Fms Sarrión y la Puebla de Valverde (incluyendo al yacimiento paleontológico) nos permite alcanzar las siguientes conclusiones: 1) La serie muestreada (30 m) se ubica temporalmente entre los chrones magnéticos de Gauss y Matuyama. Lo que permite acotar la porción estudiada entre 3,04 y 1,95 Ma (valores máximos y mínimos posibles). Esto implicaría una tasa de acumulación de 2,75 cm/ka (Fig. 4). 2) El yacimiento de La Puebla de Valverde se sitúa en la porción de polaridad inversa localizada entre los subchrones de Reunión y Olduvai, por lo que la edad del yacimiento se puede acotar entre los 2,14 y 1,95 Ma (valores máximos y mínimos posibles).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Instituto de Estudios Turolenses, los proyectos DGES- BTE2002-04168 y SEPCYT BTE2001-1684 del MCyT y una beca postdoctoral del MECD (ELP).

REFERENCIAS

Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1978): Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos*, 34: 205-214.

Alberdi, M.T., Azanza, B., Cerdeño, E. y Prado, J.L. (1997): Similarity relationship between Mammal faunas and biochronology from Latest Miocene to Pleistocene in the Western Mediterranean area. *Eclogae Geologica Helvetiae*, 90(1): 115-132.

Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranquienses en la cuenca de Cuadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4): 3-34.

Biwas, D. K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, M., Katoh, S., Sato, H., Kinugasa, Y. y Mizuno, K. (1999). Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148: 233-248

Boeuf. P. (1997): À propos de Chilhac, Senèze, Blassac-la-Girondie (Haute-Loire, France), gisements du Pliocène terminal, leur intérêt biochronologique. *Mémoires et travaux École Pratique des Hautes Études de l'Institut de Montpellier*, 21: 661-668.

Gliozzi, E., Abbazzi, L., Ambrosetti, P., Argenti, P., Azzaroli, A., Caloi, L., Capasso Barbato, L., Di Stefano, G., Esu, D., Ficcarelli, G., Girotti, O., Kotsakis, T., Masini, F., Mazza, P., Mezzabotta, C., Palombo, M.R., Petronio, C., Rook, L., Sala, B., Sardella, R., Zanalda, E. y Torre, D. (1997): Biochronology of selected Mammals, Molluscs, Ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The state of the art. *Rivista Italiana di Paleontologia i Stratigrafia*, 103 (3): 369-388.

Heintz, E. (1970): Les Cervidés Villafranchiens de France et d'Espagne. *Mémoires du Muséum National d' Histoire Naturelle*, C, 22: vol. 1: 1-303, vol. 2: 1-206.

Masini, F. y Torre, D. (1990): Large mammal dispersal events at the beginning of the Late Villafranchian. En: *European Neogene Mammal Chronology* (E.H. Lindsay *et al.*, Eds.), NATO ASI Serie A, Plenum Press, New york: 131-138.

Roger, S., Coulon, C., Thouveny, N., Féraud, G., Van Velzen, A., Fauquette, S., Cochemé, J.J., Prévot, M., y Verosub, K.L. (2000): $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a tephra layer in the Pliocene Senèze maar lacustrine séquense (French massif Central): constraint on the Reunión-Matuyama transition and implications on paleoenvironmental archives. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 431-440.

Simón, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza. Publicación del Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.

Vertical-axis rotation of the Oliana anticline

A.J. Sussman

Department of Geology, Bryn Mawr College, PA 19010, Bryn Mawr. USA. asussman@brynmawr.edu

ABSTRACT

Paleomagnetic samples were collected from 51 sites in the upper Eocene-Lower Oligocene continental synorogenic strata of the Oliana anticline, a foreland fold along the eastern margin of the South Pyrenean-Central Unit. Site-mean characteristic remanent magnetization directions were determined from 17 sites through thermal demagnetization and principal component analysis. In addition, 72 samples were collected from 39 stratigraphic levels spanning the Upper Eocene marine marls and treated with thermal and AF demagnetization techniques. Of these, 53 samples yielded demagnetization trajectories that further constrained the rotation. Comparison of the observed mean paleomagnetic direction from the Oliana anticline with the expected direction indicates a counterclockwise rotation (R ± R) of 20.3° ± 10.9°. Based on the stratigraphic horizons recording the rotation, the age of the rotation is younger than ~34 Ma (after deposition of synorogenic Unit 3). Data covering the upper Eocene- Lower Oligocene time interval indicate a similar magnitude of rotation, suggesting that late stage emplacement of thrust sheets hinterlandward of the Oliana anticline controlled the rotation, with rotation accommodated along regionally extensive evaporites.

***Key words**: paleomagnetism, vertical-axis rotation, Oliana anticline, Pyrenees.*

INTRODUCTION

Along the eastern side of the South-Central Unit, the Montsec and Serres Marginals thrusts dip to the northwest and are exposed northwest and southwest of the doubly plunging, southwest-northeast trending Oliana anticline (Fig. 1) (e.g. Vergés and Muñoz, 1990). The key to unraveling the four-dimensional development of structures in this region is the presence of synorogenic sedimentary sequences that surround the Oliana anticline (Fig. 1). The synorogenic deposits include the Eocene Igualada Marls and four continental units (Units 1-4). Whereas the marls represent the latest marine deposits, the remaining four synorogenic units are part of an alluvial fan system. On the northwest limb of the Oliana anticline, the proximal synorogenic strata were described by authors such as Burbank *et al.* (1992a). The distal correlative strata along the eastern limb of the fold, described by Sussman and Curtin (2002), include middle to distal fan stream-dominated deposits of Unit 1 that grade upwards to proximal fan debris flows and stream-dominated alluvial fan deposits in Unit 2, followed by a transition to distal fan deposits in Units 3 and 4. Geochronologic calibrations established from magnetostratigraphy determined Eocene-Oligocene ages for the synorogenic deposits, whereas field relationships between the synorogenic deposits, the Oliana anticline, and Serres Marginals and Montsec thrusts, were used to determine timing of fault motions and bracket the age of deformation between 39-34 Ma (e.g. Burbank *et al*., 1992b).

The geometry of the Oliana anticline, and the change of this geometry through time affects the analysis the paleomagnetic data, especially with respect to the plunge and trend of the anticlinal noses. In the northwestern limb, the bedding dips decrease from ~45˚ in the Upper Eocene marine strata to ~20˚ in the Oligocene Unit 4 strata (Fig. 1). This limb was directly affected by late stage thrusting, thus, the change in bed dips does not necessarily represent a progressive change in the growth of the fold. In the southeastern limb, dips progressively vary from ~65˚ in the marls through horizontal in Unit 4 (Fig. 1). To apply the appropriate structural corrections to the paleomagnetic data, it was determined that the northeastern portion of the fold plunges 12˚ towards 053˚, and the southwestern portion of the fold plunges 3˚ towards 247˚.

PALEOMAGNETIC DATA AND RESULTS

Paleomagnetic samples were collected from 51 sites from four sectors within the synorogenic deposits of the Oliana anticline (Fig. 1). Collection and processing procedures can be found in Sussman *et al.* (2004). Thermal demagnetization employed 12 to 16 temperature steps ranging from 200°C to 685°C using a furnace with magnetic fields less than 10 nT in the sample region. At most sites, intensities of natural remanent magnetism (NRM) were in the

range 5 10^{-4} to 3 10^{-3} A/m. Example vector component diagrams, details of thermal demagnetization behaviors and site mean characteristic directions are presented in Sussman *et al.* (2004).

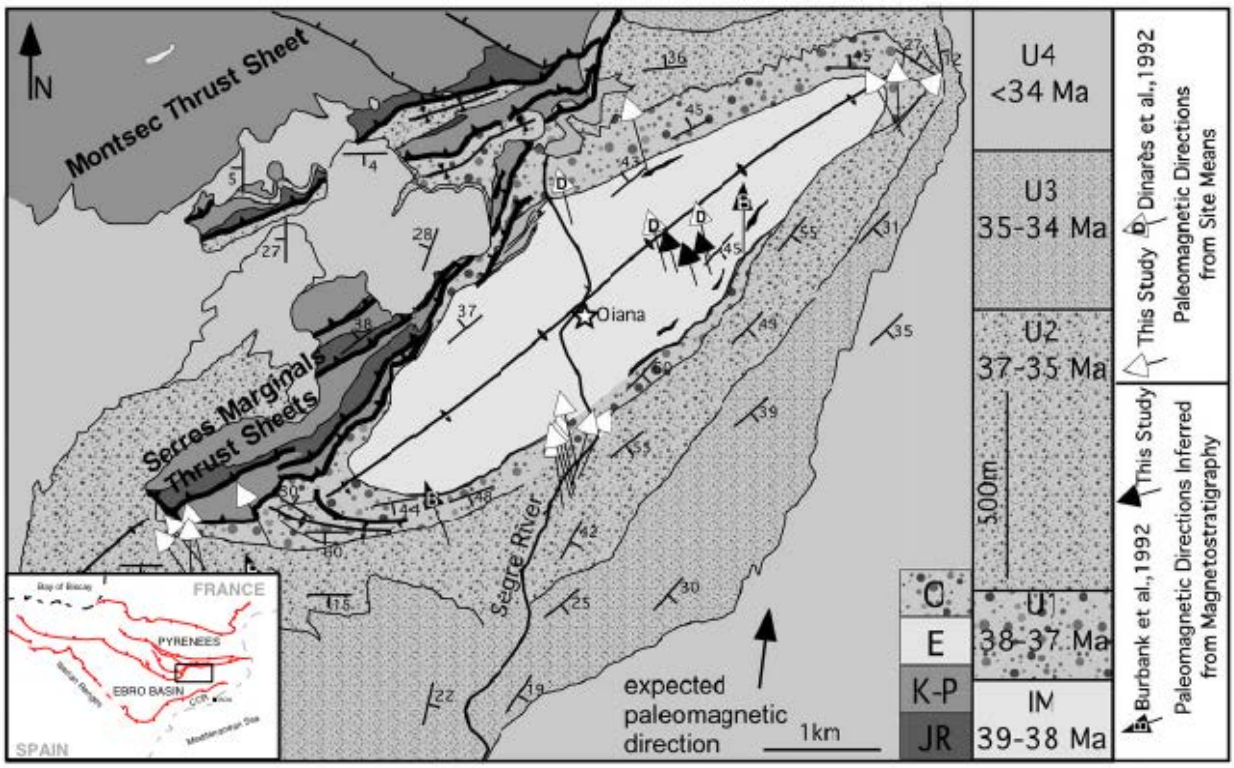

FIGURE 1: *Geologic map of the study area. The three main structural elements of the study area are the Montsec thrust sheet, the Serres Marginals thrust sheet, and the Oliana Anticline. The unique preservation of four continental synorogenic units (U1-U4) that provide reliable paleomagnetic declinations allows for the temporal and geometric relationship between thrusting, folding and rotation to be deciphered. The arrows on the map represent the 21 site mean directions from the best data (see Sussman et al., 2004 for details). Inset: The Pyrenees.*

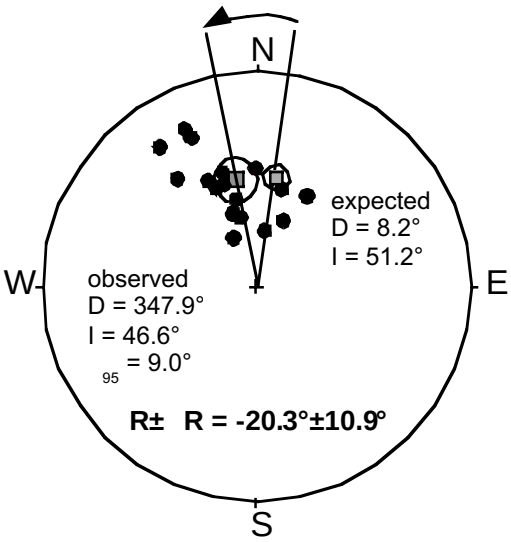

FIGURE 2: *Combined site-mean paleomagnetic directions from continental strata and marine marls. Grand mean observed paleomagnetic direction are shown by gray squares with surrounding 95% confidence limits. R± R is the vertical-axis rotation determined by comparison of mean observed and expected declinations.*

Samples were also collected and processed from 39 stratigraphic levels (72 samples) spanning the marine Late Eocene marls. NRM intensities for the marine sediment are in the range 2 x 10^{-4} and 3 x 10^{-3} A/m. AF demagnetization employed 15 steps up to alternating fields of 100 mT. A total of 53 samples yielded demagnetization trajectories of sufficient quality to provide rotational constraints for the Oliana anticline, with details in Sussman *et al.* (2004). In order to further substantiate the vertical-axis rotation of the Oliana anticline, site-mean ChRM directions were determined from these marine data and incorporated with continental data.

Cumulatively, the grand-mean paleomagnetic direction from the Upper Eocene – Lower Oligocene

synorogenic deposits (D-347.9˚, I=46.6˚, $_{95}$ = 9.0˚) indicate that the Oliana anticline has rotated counterclockwise about a vertical axis (Fig. 2). Using the Ebro Basin (Chattian) Late Oligocene reference direction (Gomis *et al*., 1997), the expected direction at the collecting location is: inclination (I) = 51.2°±2.3° and declination (D) = 8.2°±3.3°. Comparing the observed and expected declinations using methods of Beck (1980) and Demarest (1983) yields rotation values (R± R) of –20.3°±10.9° (95% confidence limits), indicating a counterclockwise rotation of ~20°. The observed inclination is concordant (F± F = 4.6° ± 7.4°) with the expected inclination.

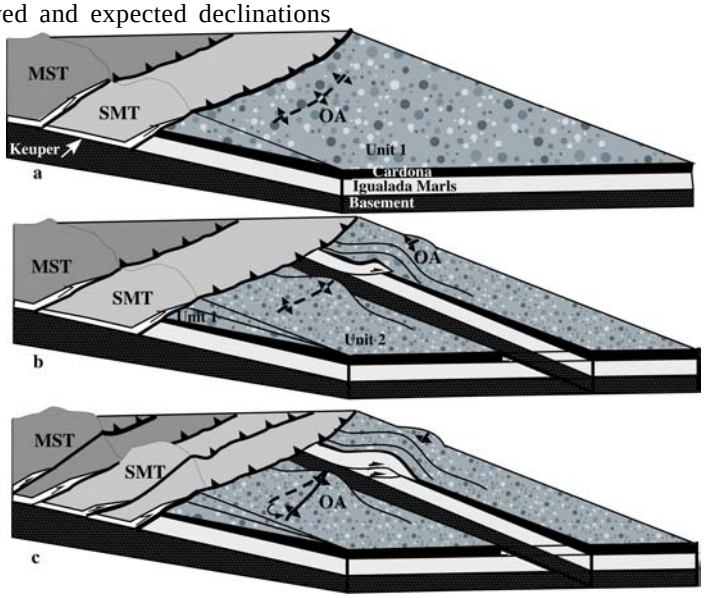

FIGURE 3: *Rotation of the Oliana anticline: (a) Incipient development of the Oliana Antcline. (b) By ~37 Ma, the Oliana anticline has developed into a small duplex. (c) With continued motion along a regional detachment (the Cardona evaporite), and emplacement of thrusts in the north, the Oliana anticline is carried forward and is rotated counterclockwise by ~20˚.*

CONCLUSIONS

In the Oliana area, the youngest rocks sampled were from Unit 2 (37-35Ma), bounding the oldest events that could have served as the cause for the recorded rotation (Fig. 1). Therefore, the most likely mechanisms for rotation are emplacement of breakback imbricates in the Serres Marginals and Montsec thrust sheets and late stage motion along the Serres Marginals thrust (Fig.3). By combining these data with previous investigations of the region (e.g. Vergés and Muñoz, 1990; Burbank *et al*., 1992a y b; Dinarès *et al*., 1992; Meigs and Burbank, 1997), Sussman *et al*. (2004) interpret that the following sequence of events took place:

(1) (~38-37 Ma) Deposition of Unit 1, reactivation of the Serres Marginals thrust and initiation of blind thrusts coring the Oliana anticline
(2) (~37- 35 Ma) Deposition of Unit 2 during break-back imbrication of the Serres Marginals thrust and continued folding of the Oliana anticline. Rotation begins during this time interval as the Serres Marginals thrust sheet begins to move towards the foreland.
(3) (~36-34 Ma) Deposition of Unit 3 by 3 km of shortening along the reactivated Montsec thrust. Tightening of the Oliana anticline and additional motion along the Serres Marginals thrust occurs during this time interval. The whole region is translated ~11 km to the south over a footwall ramp in the core of the duplex underlying the Oliana anticline.

Analysis of synorogenic units in the Oliana Anticline allows us to constrain the direction and magnitude of vertical-axis rotations. In terms of timing, the data suggests that most of the ~20˚ of counterclockwise rotation occurred after ~34 Ma, because there does not appear to be any increase in rotation magnitudes back through time. The timing of the rotation age constraint suggests that emplacement of thrust imbricates and continued motion of thrusts behind the Oliana anticline served to drive the system forelandward, with the rotation taking place on evaporites underlying the area.

REFERENCES

Beck, M.E. (1980): Paleomagnetic record of plate-

margin tectonics processes along the western edge of North America. *Journal of Geophysical Research*, 85: 7115-7131.

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

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

Demarest, H.H. (1983): Error analysis of the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4321-4328

Dinarès, J., McClelland, E. y Santanach, P. (1992): Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman and Hall, London 265-275.

Gomis, E.M., Parés, J. y Cabrera, L. (1997): Nuevos datos magnetostratigraficos del transito Oligocene-Miocene en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geológica Hispánica*, 32: 185-199.

Meigs, A.J. y Burbank, D.W. (1997): Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics*, 16: 239-258.

Sussman, A.J. y Curtin, T.M. (2002): Structural and stratigraphic controls on the development of joints within the Oliana Anticline, southern Pyrenees, Spain. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts*, 34: 165.

Sussman, A.J., Butler, R.F., Dinarès-Turell, J. y Vergés, J. (2004): Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 435 - 449.

Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequence in the southern central Pyrenees. *Bulletin of the Société Géologique de France*, 6: 265-271.

Interpretación tectónica de la remagnetización terciaria del segmento Sur de la Sierra Madre Oriental Mexicana

J. J. Villalaín[1], V.C. Ruiz[2], D. Rey[3], M.L. Osete[2] y C. Caballero[4]

1 Departamento de Física, E. Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avda. Cantabria S/N, 09006 Burgos, España. villa@ubu.es
2 Departamento de Geofísica, Facultad de C.C. Físicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España.
3 Dpto. de Xeociências Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo, 36200 Vigo, España.
4 Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán México, 04510 D.F., México.

ABSTRACT

A total amount of 22 Mesozoic sedimentary sites have been sampled in southern Sierra Madre Oriental (SMO), México. Stepwise demagnetization analyses have been carried out in Jurassic to Cretaceous carbonates ("Group 1") and Late Triassic to Early Jurassic mudstones and sandstones ("Group 2"). Both groups showed a common Characteristic Remanence Magnetization (ChRM), always of reversed polarity despite the different lithologies and ages, which is considered a synchronous remagnetization. These 22 sites were grouped in 7 localities in order to perform statistical fold tests with their paleomagnetic directions for tectonic purposes. Fold test results shows a pre-, post- and sin-tectonic ChRM acquisition, implying that the remagnetization is simultaneous with the Early Tertiary shortening period of the southern SMO Laramide Orogeny. Very similar ChRM paleolatitudes were found in between localities, and they are also in agreement with the expected paleoinclination obtained from the 50 Ma paleomagnetic poles of North America's Apparent Polar Wander Path (Besse and Courtillot, 2002). Paleomagnetic poles of the studied localities lies in an equal paleolatitud minor circle evidencing the existence of great post-Paleocene anticlockwise differential vertical axis rotations, which increases eastwardly up to 43º.

Key words: *Remagnetization, Sierra Madre Oriental, Block rotations, Laramide Orogeny, APWP.*

INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Oriental (SMO) es un cinturón de pliegues y cabalgamientos formado por una potente secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas, deformadas durante la Orogenia Larámide (Cretácico Superior – Terciario Inferior) en el Oeste de Norte América. El área investigada en este trabajo es el Anticlinorio de Huayacocotla, estructura que expone prácticamente toda la serie sedimentaria (desde el Pérmico en el núcleo, hasta el Eoceno).

Existen varios estudios paleomagnéticos previos en la SMO: En la parte norte de la cadena, diferentes estudios en unidades mesozoicas han sugerido la existencia de rotaciones regionales de sentido antihorario (Gose *et al*., 1982; Bonfiglio, 1982; Kleist *et al.*, 1984; Nowicki *et al*., 1993; por ejemplo). En la región del presente estudio, la zona sur de la cadena, Böhnel *et al*. (1990) demostraron que la mayoría de los sitios muestreados (del Triásico Superior y Cretácico Inferior) habían sufrido también una reimanación de edad incierta, por lo que estos autores proponen dos interpretaciones a sus datos: (i) Si la región muestreada no ha sufrido rotaciones significativas alrededor de ejes verticales, entonces puede concluirse que la remagnetización, tras la comparación con la Curva de Deriva Polar de Norte América, es de edad Cretácico Inferior y (ii) Si la región hubiera sufrido una rotación antihoraria de unos 20º, entonces la reimanación podría haber sido registrada en algún momento entre el Cretácico Superior y el Terciario Inferior, y por tanto podría estar relacionada con la deformación Larámide.

Se han muestreado 22 sitios (Fig. 1) que se agrupan en 7 localidades. La estrategia de muestreo se ha establecido de modo que todos los datos pudieran estar garantizados por un test del pliegue. Por ello cada una de las localidades se corresponde con uno o más pliegues de diferentes escalas (métrica, hectométrica y kilométrica) y contiene entre 2 y 4 sitios en sus flancos. Las secciones muestreadas se agrupan en tres áreas de estudio que, a su vez, definen tres perfiles que atraviesan el anticlinorio más o menos perpendicularmente. Las secciones investigadas pertenecen a seis unidades estratigráficas (Huizachal, Huayacocotla, Santiago/Tamán, Pimienta, Tamaulipas y San Felipe) cuyas edades están comprendidas entre el Triásico Superior y el Cretácico Superior (Suter, 1987). Estas unidades pueden agruparse en dos secuencias litoestratigráficas diferentes que caracterizan el anticlinorio de Huayacocotla. En la parte externa del anticlinorio, que está formada fundamentalmente por rocas carbonatadas de edades comprendidas entre el Jurásico Medio y el Cretácico Superior, se han muestreado los sitios JTC1, JTC2, JTC3, JTC4, JZZ1, JZZ2, JCZ1, JCZ2, KCH1, KCH2, KTC3, KHX1, KHX2, KTC1, KTC2, KZZ1 y KZZ2, que se han englobado en el denominado "*Grupo 1*". Las rocas más antiguas que afloran en el núcleo de esta estructura son areniscas y lutitas, con edades comprendidas entre Triásico Superior y Jurásico Inferior, donde se han muestreado los sitios TMJ1, TMJ2, TCZ1, TCZ2 y JMJ1, que componen el "*Grupo 2*". El principal objetivo de este trabajo es investigar las características de la reimanación identificada en estudios previos, evaluar si se ha preservado la magnetización primaria y estudiar la posible ocurrencia de rotaciones alrededor de ejes verticales en esta área.

RESULTADOS

Los dos tipos litológicos mencionados (*Grupo 1* y *Grupo 2*) han presentado propiedades magnéticas

distintas entre sí, las cuales se describen a continuación:

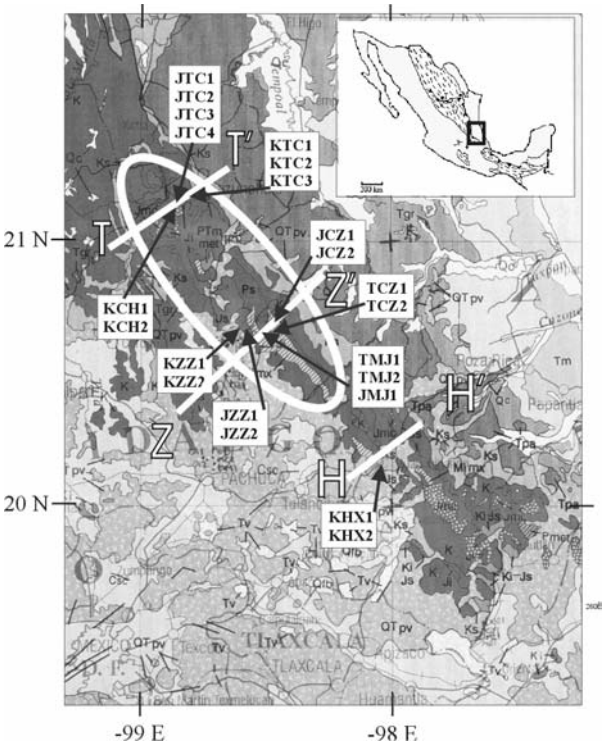

FIGURA 1: *Situación geográfica del área de estudio (derecha). Localización de los afloramientos muestreados en el sur de la Sierra Madre Oriental.*

Grupo 1 (Calizas del Jurásico y Cretácico)

La intensidad de la imanación remanente natural (NRM) varía entre 0,2 mA/m y 3 mA/m; con la excepción de algunos afloramientos (KTC1, KTC2, KTC3, KHX1 y KHX2 de las Fms Tamaulipas y San Felipe) que han presentado intensidades mucho menores, del orden de 0,01 – 0,07 mA/m. En estos últimos sitios, esta baja intensidad y otras propiedades de su NRM han impedido obtener resultados paleomagnéticos. La desimanación térmica de la NRM permite identificar dos componentes paleomagnéticas en estas rocas (Fig. 2a, b y c): (i) Una componente de baja temperatura de desbloqueo (T_{DB}) que se destruye entre 200ºC y 250ºC, que presenta siempre polaridad normal y la dirección del campo magnético actual. Se trata de una remanencia viscosa adquirida recientemente por los granos magnéticos más inestables. (ii) Una vez destruida ésta, se aísla una componente muy estable con una máxima T_{DB} que varía entre los 450ºC y los 575ºC, que presenta sistemáticamente polaridad invertida, a pesar de que en todos los afloramientos se han muestreado secciones de suficiente espesor como para encontrar una secuencia de inversiones de polaridad. Esta componente es la que se ha considerado como característica (ChRM) y es la que se interpretará más adelante desde un punto de vista estructural.

Grupo 2 (Areniscas y lutitas del Triásico Superior - Jurásico Inferior)

Las propiedades magnéticas de estas rocas resultan algo más heterogéneas. Las intensidades de la NRM varían entre 5 10^{-2} mA/m (en TMJ1) hasta 5 – 30 mA/m. De los cinco sitios investigados sólo se han obtenido resultados en TCZ1, TCZ2 y TMJ2. En los sitios JMJ1 y TMJ1, la intensidad de la imanación era demasiado baja o bien la remanencia se hacía muy inestable a partir de 350ºC. En la desimanación térmica de la NRM de los sitios TCZ1 y TCZ2 pueden distinguirse al menos tres componentes con direcciones diferentes, como puede observarse en los diagramas de Zijderveld (Fig. 2 d, e y f): (i) Una componente de baja T_{DB} (hasta 300ºC -350ºC) con la dirección del campo magnético actual; (ii) una componente que se desimana entre los 350ºC y los 500ºC-550ºC; y (iii) por encima de 600ºC se desimana una componente de hematites con máxima T_{DB} (hasta 660ºC-680ºC). El sito TMJ2 (Fig. 2e) presenta una componente que se desimana entre los 350ºC y los 550ºC; seguida de otra con la misma dirección que la anterior pero que se destruye súbitamente entre 615 y los 630ºC. En unos pocos casos (Fig. 2d), se observa otra componente que se desimana por encima de los 660ºC. La componente común observada en los sitios del grupo 2, entre 350ºC y 550ºC, se ha considerado la componente característica (ChRM) de este grupo litológico, y presenta sistemáticamente polaridad invertida al igual que la ChRM descrita para el grupo 1. Por otra parte, y como se verá a continuación, presentan direcciones coherentes entre sí, por lo que se ha identificado esta componente con la ChRM del grupo 1. Las direcciones de la ChRM se muestran dispersas tanto antes como después de la corrección por basculamiento. En cinco de las localidades investigadas ha sido posible realizar un test del pliegue, dando como resultado adquisiciones pre-, post- y sin-tectónicas en los distintos pliegues investigados (Fig. 3). El test del pliegue es negativo en las localidades KZZ, JZZ y KCH (Fig. 3b), pues las direcciones medias de la ChRM en la configuración in situ son iguales con un nivel de confianza del 95% (McFadden y Jones, 1981). Es decir, la magnetización se adquirió con posterioridad a la formación de estos pliegues. En la localidad JTC (Fig. 3c) las direcciones divergen tanto antes como después de la corrección por basculamiento. El test de pliegue incremental realizado muestra un mínimo del parámetro estadístico f de McFadden y Jones (1981) (máxima convergencia de las direcciones) para un 30% de la rotación de la capa. Para esta configuración las direcciones medias de cada flanco son comunes con un nivel de confianza del 95%. Finalmente el test del pliegue es positivo con un nivel de confianza del 95% para la localidad compuesta por los sitios TCZ1, TCZ2 y TMJ2 (Fig. 3a). Considerando este resultado, y que la distinta mineralogía magnética de los sitios es diversa, podría plantearse la hipótesis de que la ChRM del grupo 2 sea original, es decir de edad Triásico Superior – Jurásico Inferior y, por tanto, no correlacionable con la ChRM del grupo 1. Podemos excluir esta posibilidad por las siguientes razones: (i) la paleoinclinación obtenida es estadísticamente diferente de la paleoinclinación esperada para el Triásico Superior - Jurásico Inferior (D_{esp} = 355º y I_{esp} = 2º)

obtenida a partir del polo calculado por Besse y Courtillot (2002) para la placa de Norte América estable a los 200 ± 10 Ma; (ii) todas las muestras presentan sistemáticamente polaridad inversa; y (iii) la inclinación paleomagnética (y por tanto la paleolatitud) obtenida en esta localidad es del mismo orden que la obtenida para el grupo 1.

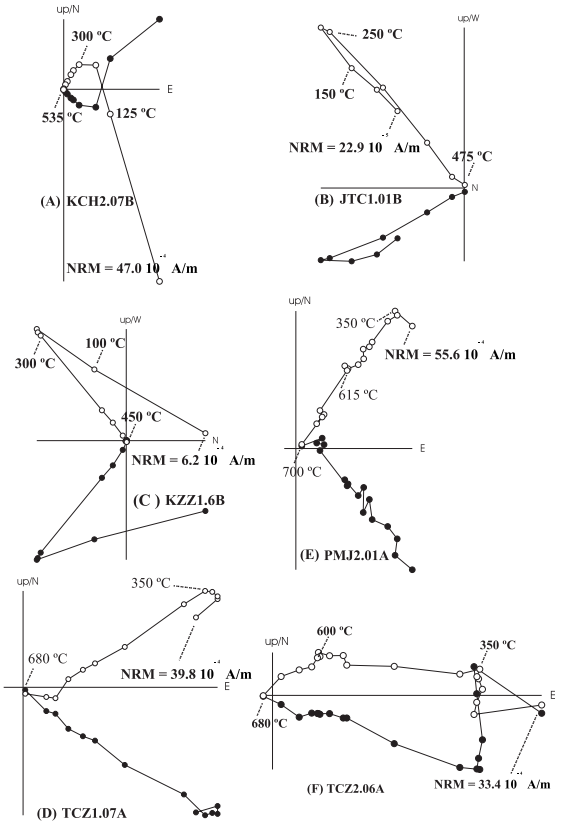

FIGURA 2: *Diagramas de Zijderveld con la desimanación térmica de la NRM representados en coordenadas geográficas. Círculos negros/blancos, proyección en el plano horizontal/Vertical*

DISCUSIÓN

De los resultados del test del pliegue podemos concluir que la ChRM es una remagnetización adquirida, según las distintas estructuras, antes, durante y también después de la deformación por plegamiento (fundamentalmente después). Esta remagnetización debe ser un fenómeno sincrónico en todo el área si consideramos que presenta sistemáticamente polaridad invertida y que desde la edad de las muestras más jóvenes (Berriasiense-Aptiense) no ha habido crones de polaridad inversa con una duración superior a unos pocos millones de años. Además, las direcciones representativas de la ChRM, tras la corrección tectónica adecuada proporcionada por el test del pliegue, presentan paleoinclinaciones muy similares entre sí, a pesar de la mencionada amplitud de tiempo geológico muestreado.

Los resultados de nuestras pruebas de pliegue, realizadas en estructuras concretas, implican claramente que la reimanación se produjo de forma simultánea al periodo de acortamiento principal del sur de la SMO, pues la ChRM es pre-, post- y sin-tectónica en las distintas localidades investigadas. Para sostener la primera hipótesis de las sugeridas por Böhnel *et al.* (1990) para la edad de la reimanación (Cretácico Inferior) sería necesaria la existencia de un evento tectónico pre-Larámide, contradiciendo la mayoría de las interpretaciones sobre la evolución tectónica del área. Si existió este evento, no fue mucho más activo que la deformación Larámide.

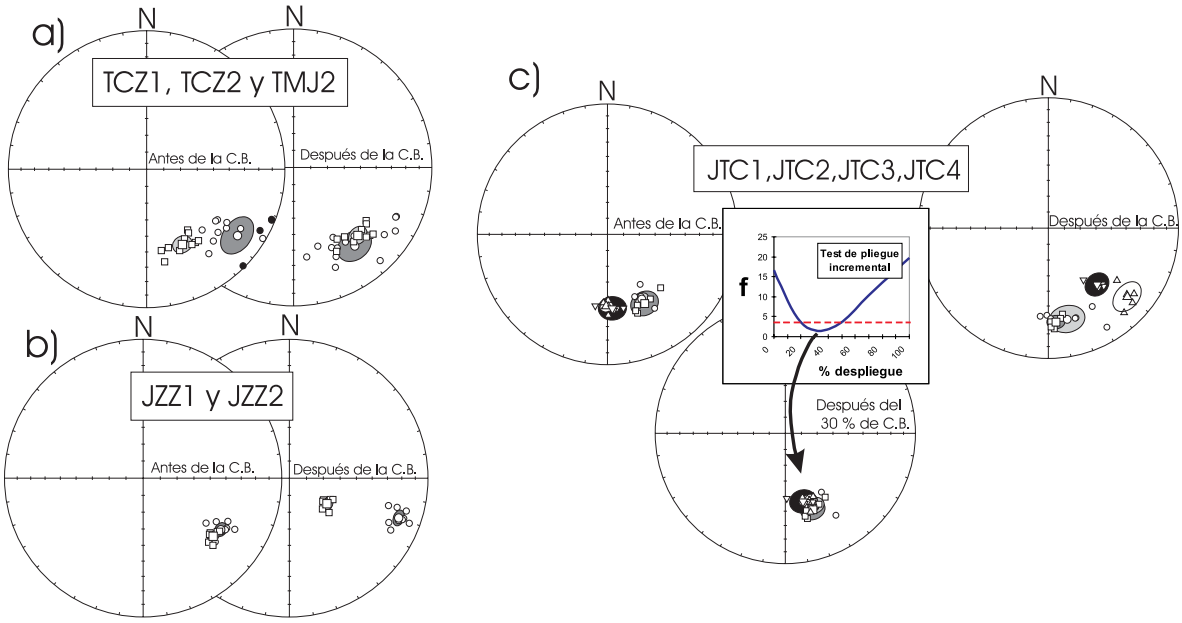

FIGURA 3: *Proyecciones estereográficas que representan el test de pliegue realizado en tres localidades representativas. Los puntos negros/blancos representan proyecciones en el hemisferio inferior/superior. Se representan los círculos de confianza 95% para cada sitio. En c se incluye el test de pliegue incremental. La línea de trazos representa el valor de f con un nivel de confianza del 95%. (C.B.: corrección por basculamiento).*

Aunque la edad de la deformación que originó la SMO no es bien conocida en algunos segmentos de la cadena, los datos disponibles son consistentes con una progresiva disminución en edad desde el Noroeste hacia el Sureste, al igual que en Estados Unidos (De Cserna, 1989). Por ejemplo, el acortamiento principal ocurrió probablemente durante el Cretácico en Sonora y Sinaloa y, posteriormente, entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio en el segmento de Monterrey a Veracruz (p. ej., Pindell y Kennan, 2001). Por tanto, en la zona de estudio la principal fase de acortamiento puede situarse entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio (~50 Ma). Y éste es el rango de edades posible para la reimanación. Esta hipótesis puede reforzarse si comparamos las paleoinclinaciones observadas (la inclinación media obtenida para las distintas localidades es de I_{med} = 38,9º) con la deducida para esta época a partir de los polos calculados por Besse y Courtillot (2002), que es $I_{(50\ Ma)}$ 36-39º. Podemos concluir que la reimanación fue adquirida en el Terciario Inferior, muy probablemente entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio.

En la figura 4 se han representado los polos paleomagnéticos calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas de cada localidad, comparados con la rama de la Curva de Deriva Polar Aparente de Besse y Courtillot (2002) para la placa Norteamericana entre 150 y 10 Ma. La desviación observada de los polos obtenidos a partir de nuestros datos respecto de los calculados por Besse y Courtillot (2002) implican importantes rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales en sentido antihorario, incluso si se considera una edad de la reimanación más antigua, como supone la primera de las hipótesis de Böhnel *et al.* (1990). Estos resultados demuestran, por tanto, la existencia de rotaciones de bloques post-Paleocenas en el segmento sur de la Sierra Madre Oriental. Además, la distribución de los polos a lo largo de un círculo menor que une puntos de igual paleolatitud implica que se trata de rotaciones diferenciales, que varían desde 0º (para JCZ, que es la localidad más oriental) hasta unos 43º (para JZZ, la localidad más occidental).

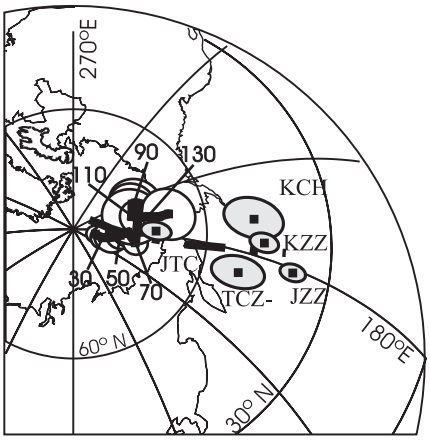

FIGURA 4: *Polos paleomagnéticos calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas de cada localidad (en gris) y Curva de Deriva Polar Aparente de la placa Americana (ventanas temporales de 20 Ma) entre 150 y 10 Ma (en blanco). La línea de trazos representa el lugar geométrico de los paleopolos procedentes de paleodirecciones que representan la misma paleolatitud en el sitio de muestreo.*

AGRADECIMIENTOS

El tratamiento de las muestras se realizó en los laboratorios de paleomagnetismo del ETH de Zurich, de la Universidad Complutense de Madrid y de la Universidad de Burgos. Este trabajo se ha realizado gracias a los proyectos CI1-CT94-0114 de la Unión Europea, BTE2002-04168 del MCyT y BU30/04 de la Junta de Castilla y León.

REFERENCIAS

Besse, J. y Courtillot, V. (2002): Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years. *Journal of Geophysical Research*, 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.

Böhnel, H., Gose, W.A., Testarmata, M.M. y Bocanegra-Noriega, G. (1990): Palaeomagnetic results from the southern Sierra Madre Oriental, México: evidence for Early Cretaceous or Laramide remagnetization? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64: 211-223.

Bonfiglio, J.R. (1982): *Paleomagnetic study of the Cretaceous (Albian) Aurora Limestone, Coahuila, Mexico*. M.S. Thesis, Univ. of Houston, 99 p.

De Cserna (1989): An outline of the geology of Mexico. En: *The Geology of North America An overview* (A.W. Bally y A.R. Palmer, Eds.), The Geology of North America, Boulder, Colorado Geological Society of America, 233-264.

Gose, W.A., Belcher, R.C. y Scott, G.R. (1982): Paleomagnetic results from northeastern Mexico: evidence for large Mesozoic rotations. *Geology*, 10: 50-54.

Kleist, R.J., Hall, S. A. y Evans, I. (1984): A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido Limestone, northeast Mexico: Evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 55-60.

Nowicki, M.J., Hall, S.A. y Evans, I. (1993): Palaeomagnetic evidence for local and regional post-Eocene rotations in northern Mexico. *Geophysical Journal International*, 114: 63-75.

McFadden, P.L. y Jones, D.L. (1981): The Fold test in paleomagnetism, Geophysical *Journal of the Royal Astronomical Society*, 67: 53-58.

Pindell, J.L. y Kennan, L. (2001): Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCAGST (Gulf Coast Association of Geological Societies Convention Abstract). En: *21st Annual BOB F. Perkins Research conference* (R.H. Fillon, N.C. Rosen, P. Weimer, A. Lowrie, H. Pettingil, R.L. Phair, H.H. Roberts y B. van Hoorn, Eds.). Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists

and Mineralogists Foundation (GCSSEPM), Houston, Texas, Abstract in p. 9, Paper: 30 p.

Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1387–1397.

Propiedades magnéticas en varias secciones del límite Cretácico-Terciario

V. Villasante Marcos[1], M.L. Osete[1], F. Martínez Ruiz[2], J. Urrutia Fucugauchi[3] y M.A. Lamolda[4]

1 Dpto. Geofísica y Meteorología, F. de CC. Físicas, U. Complutense de Madrid, Avda.Complutense s/n, 28040 Madrid. vicvilla@fis.ucm.es, mlosete@fis.ucm.es
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, F. de Ciencias, Campus Fuentenueva, 18002 Granada. fmruiz@ugr.es
3 Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacan 04510, México D.F., México. juf@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
4 Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Campús de Lejona, E-48940 Leoia. gpplapam@lg.ehu.es

ABSTRACT

A characterization of the magnetic properties of the sediments spanning the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary has been carried out in different sections in Spain and northeastern Mexico. The aim of this study is to check the possibility that rock magnetic properties can serve as a macroscopic tracer of the well known geochemical, mineralogical and petrologic anomalies associated with the K-T boundary layer, anomalies that are widely view as world-wide distributed consequences of the impact of a large (~10 km) extraterrestrial body. Several magnetic parameters have been measured: bulk magnetic susceptibility, hysteresis cycles and parameters, IRM acquisition curves, thermal demagnetization of an IRM imparted along three orthogonal axis, thermomagnetic curves and magnetic behavior at low temperatures. A clear magnetic signature has been found in association with the reddish iridium-rich layer that defines the K-T boundary in well preserved distal sections (Agost and Caravaca), consisting mainly in an abrupt increase in magnetic susceptibility and a decrease in remanence coercivity. Its association with the diagenetically altered extraterrestrial fraction of the impact ejecta is strongly suggested by the behavior observed in El Mimbral proximal section, in which the magnetic anomaly is associated uniquely to the finer fraction of the ejecta.

Key words: *K-T boundary, magnetic properties, impact markers.*

INTRODUCCIÓN

Desde que Alvarez *et al.* (1980) y Smit y Hertogen (1980) descubrieran la abundancia anómalamente elevada de iridio en los sedimentos del límite K-T y la achacaran al impacto de un cuerpo extraterrestre contra la superficie de la Tierra, se ha descubierto que este límite está asociado a la presencia de diversos marcadores de impacto, que van desde anomalías geoquímicas, hasta microtectitas y microcristitas alteradas, pasando por minerales con rasgos de impacto o espinelas ricas en magnesio y níquel. El impacto del límite K-T se ha correlacionado con el cráter de Chicxulub en Yucatán, México (Swisher *et al*., 1992; Sharpton *et al.*, 1992). El objetivo del presente trabajo es verificar si estas anomalías se corresponden con anomalías en las propiedades magnéticas. Para ello se intentan caracterizar en detalle éstas y ver si son distintivas de la capa donde se registran los marcadores de impacto.

SECCIONES ESTUDIADAS

Se presentan los resultados de dos secciones españolas y una mexicana. Las secciones españolas son Agost (Alicante) y Caravaca (Murcia). Son secciones distales, pelágicas y muestran un grado de preservación muy bueno. En ellas el límite K-T está determinado por una capa de arcilla rojiza de 1-2 mm de espesor, rica en esmectita, en iridio y en esférulas de óxidos de hierro de hasta 500 m de diámetro que son consideradas microcristitas alteradas diagenéticamente (Martínez Ruiz *et al*., 1997). Al menos en el caso de Caravaca, se han encontrado también en esta capa espinelas ricas en magnesio y níquel (Robin *et al*., 1991). A esta capa le sigue otra de arcilla verdosa de unos 5-15 cm de espesor, correspondiente al inicio del Daniense. Por debajo de la capa de arcilla roja y por encima de la de arcilla verde están las secuencias de margas calcáreas y calizas margosas del Maastrichtiense terminal y del Daniense basal. La sección mexicana de El Mimbral se sitúa en el noreste de México, a unos 1.000 km del cráter de Chicxulub. En ella el límite K-T está formado por un paquete siliciclástico dividido en tres unidades básicas y encajado entre las formaciones de margas Méndez (Cretácico terminal) y Velasco (Paleógeno basal). La primera unidad, de unos 80 cm de espesor, está formada por una capa de esférulas alteradas. A continuación aparecen varias capas de areniscas, con una potencia total de 2-3 m. Encima de las areniscas aparece una capa de 0,5-1 cm de espesor de arcilla roja rica en iridio. Por encima se sitúan las margas de la formación Velasco. La interpretación más aceptada para esta secuencia es la siguiente: la capa de esférulas corresponde a la sedimentación del material eyectado balísticamente por el impacto de Chicxulub; las areniscas corresponden a depósitos de material arrastrado por las tsunamis generadas por el

impacto o por corrientes turbidíticas causadas por la desestabilización gravitacional de la cuenca; la capa rica en iridio corresponde al material fino eyectado por el impacto, con alta concentración de la fracción de material extraterrestre, que se habría depositado en las semanas o meses siguientes al evento (Smit, 1999; Arz *et al.,* 2001).

RESULTADOS

En las figuras 1, 2 y 3 se puede observar un resumen de los resultados. Aparecen los perfiles de susceptibilidad magnética, de SIRM (valor máximo de la IRM) y de coercitividad de la remanencia, junto a la litología de cada sección. En Agost y Caravaca se observa un aumento importante de la susceptibilidad en la capa de arcilla rojiza que determina el límite K-T. Este aumento es del mismo orden en ambas secciones. También la SIRM experimenta un fuerte aumento en la capa rojiza, mayor en el caso de Caravaca. Estos incrementos son coherentes con un aumento en la proporción de material ferromagnético en la capa de arcilla roja. La coercitividad de la remanencia disminuye en la capa del límite K-T, informando de un cambio en el tipo de fase magnética presente: en la capa roja, la fase magnética responsable de los incrementos de susceptibilidad y SIRM es claramente distinta de las fases presentes en las litologías infra y suprayacentes, con una diferencia en coercitividades de entre 100 y 200 mT. En el perfil de susceptibilidad de Agost se ha representado también el valor correspondiente a un extracto de esférulas de óxidos de hierro. Se observa que la susceptibilidad de las esférulas es inferior a la susceptibilidad de la muestra total. De aquí se concluye que el aumento de susceptibilidad en la capa roja no es debido solamente a la presencia de las esférulas, sino que el resto de los componentes tienen una contribución importante.

Además de estas medidas, se han efectuado otras cuyos resultados indican que esta fase magnética no es magnetita, al menos no magnetita pura. Las curvas termomagnéticas muestran temperaturas de transformación no reversible entre 300 y 400º C, lo que sería compatible con la presencia de magnetita muy oxidada (maghemita). No aparecen, o aparecen muy atenuadas, temperaturas de Curie de 580º C, que corresponderían a la magnetita pura. En la desimanación térmica de la IRM impartida en tres ejes ortogonales se pone de relieve la existencia de una fase de baja coercitividad (< 0,12 T) con temperaturas máximas de desbloqueo de 400-500º C. Además, en las medidas efectuadas a baja temperatura (entre 4 y 300 K) no aparece la transición de Verwey, siendo por el contrario compatibles con la presencia de maghemita y/o ferritas con sustitución catiónica.

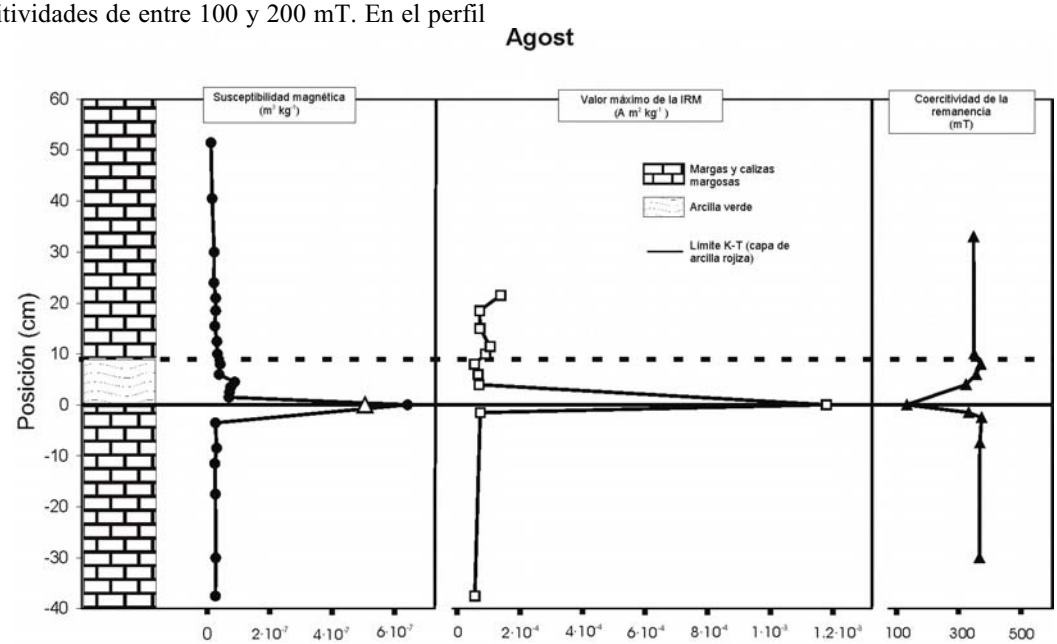

FIGURA 1: *Perfiles de susceptibilidad magnética, SIRM y coercitividad de la remanencia para la sección de Agost. También se ha representado la susceptibilidad de un extracto de esférulas de óxidos de hierro (triángulo blanco).*

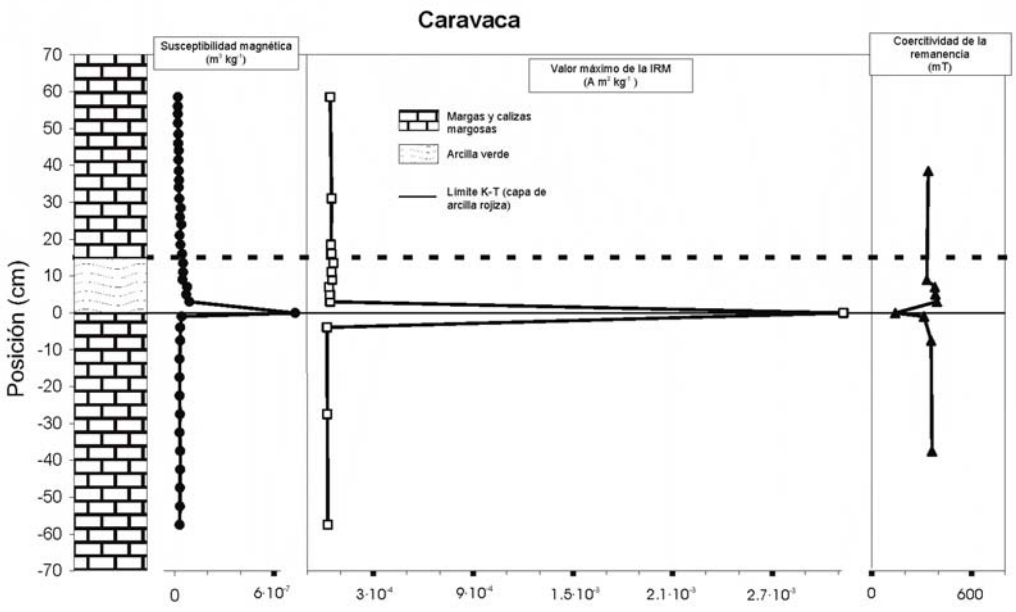

FIGURA 2: *Perfiles de susceptibilidad magnética, SIRM y coercitividad de la remanencia para la sección de Caravaca.*

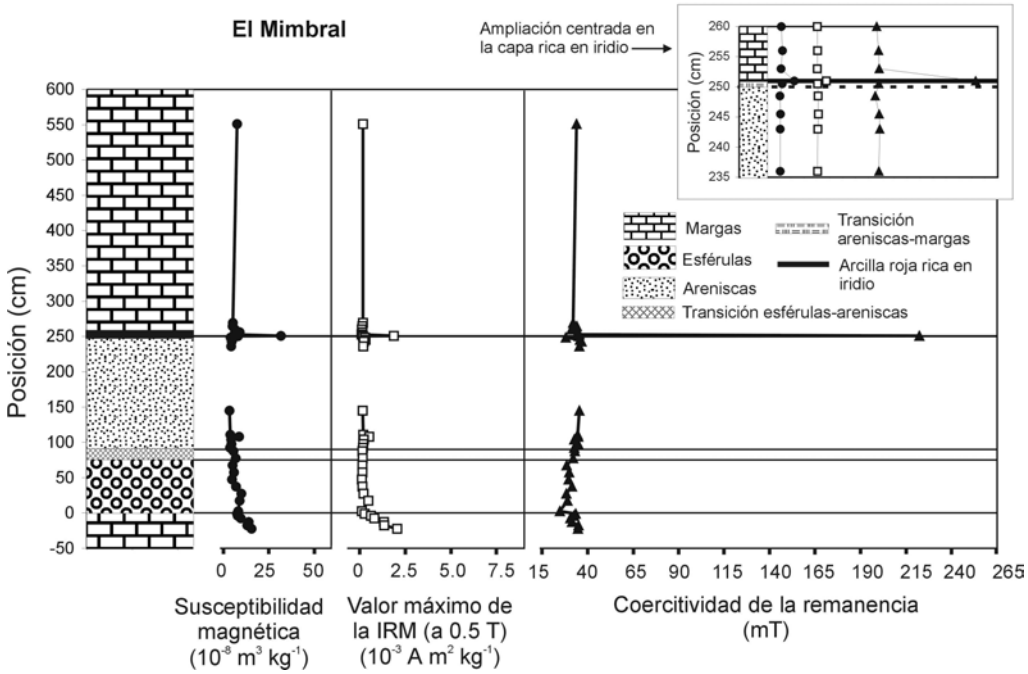

FIGURA 3: *Susceptibilidad magnética, SIRM y coercitividad de la remanencia para la sección de El Mimbral.*

En la sección de El Mimbral (Fig. 3), se observa un aumento de la susceptibilidad magnética, y el correspondiente incremento en la SIRM, en la capa rica en iridio de la parte superior del paquete siliciclástico que define el límite K-T. En este caso la fase magnética responsable de esta anomalía presenta una coercitividad de la remanencia muy elevada. Los ciclos de histéresis y las curvas de IRM y de relajación de la IRM indican que esta fase de alta coercitividad es, muy probablemente, goethita, y que una fracción significativa de esta goethita tiene tamaños de grano muy pequeños. Esto está en concordancia con los resultados obtenidos por Wdowiak *et al*. (2001) mediante espectroscopía Mösbauer.

CONCLUSIONES

Se concluye que los sedimentos de la capa que define el límite K-T presentan propiedades magnéticas que los distinguen de los materiales infra y suprayacentes, y que por tanto existe una "firma" magnética del límite K-T. En Agost y Caravaca, dicha firma consiste en aumentos de la susceptibilidad y de la SIRM, y en disminución de la coercitividad de la remanencia. El mineral responsable de estas características parece ser magnetita oxidada y/o espinelas ricas en níquel y magnesio. Además, estas propiedades no están exclusivamente ligadas a las esférulas de óxidos de hierro. Los aumentos de susceptibilidad detectados son concordantes con los obtenidos por Worm y Banerjee (1987) en la sección italiana de Petriccio, pero hay discordancia en cuanto a la naturaleza y localización del mineral responsable. Estos autores encontraron que la señal magnética se concentraba en las esférulas magnéticas halladas en Petriccio, y que el mineral responsable era una ferrita con composición muy cercana a la magnetita. Las diferencias entre sus resultados y los presentados aquí se pueden interpretar como debidas a diferencias en las historias diagenéticas de las secciones consideradas.

En la sección proximal de El Mimbral, volvemos a encontrar una firma magnética. Aparece en la capa de iridio correspondiente a la sedimentación de material fino enriquecido en su fracción extraterrestre. Esta capa podría considerarse equivalente a la capa del límite K-T que aparece en las secciones distales, ya que a grandes distancias del cráter de impacto, según los modelos, el material depositado debe corresponder a material fino eyectado a grandes alturas e inyectado en la estratosfera o transportado por la nube de vapor post-impacto. La fracción de material procedente del cuerpo que impacta, por ser este el de mayor energía cinética, debe ser mayor en la fracción fina del material eyectado y en las secciones más distales.

Todo esto parece apuntar a que los productos de alteración diagenética del material extraterrestre inyectado por el impacto finicretácico y distribuido globalmente, aún siendo distintos según la historia concreta de cada sección, son responsables de las anomalías en las propiedades magnéticas detectadas en el límite K-T.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. J.C. Gómez Sal, a Pedro Arredondo y a Guillermo Villasante.

REFERENCIAS

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Experimental results and theoretical interpretation. *Science*, 208: 1095-1108.

Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales Nishimura, J.M., Liesa, C.L., Meléndez, A., Molina, E. y Rosales, M.C. (2001): Micropaleontology and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 505-519.

Martínez Ruiz, F., Ortega Huertas, M., Palomo, I. y Acquafredda, P. (1997): Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113: 137-147.

Robin, E., Boclet, D., Bonte, Ph., Froget, L., Jehanno, C. y Rocchia, R. (1991): The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122). *Earth and Planetary Science Letters*, 107: 715-721.

Sharpton, V.L., Dalrymple, G.B., Marin, L.E., Ryder, G., Schuraytz, B.C. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1992): New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 359: 819-821.

Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annu. Rev. Earth Planetary Science*, 27: 75-113.

Smit, J. y Hertogen, J. (1980): An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285: 198-200.

Swisher, III., Carl, C., Grajales-Nishimura, J.M., Montanari, A., Margolis, S.V., Claeys, Ph., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurrasse, F.J-M.R., Curtis, G.H., Smit, J. y McWilliams, M.O. (1992): Coeval $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. *Science*, 257: 954-958.

Wdowiak, Th.J., Armendarez, L.P., Agresti, D.G., Wade, M.L., Wdowiak, S.Y., Claeys, Ph. e Izett, G. (2001): Presence of an iron-rich nanophase material in the upper layer of the Cretaceous-Tertiary boundary clay. *Meteoritics and Planetary Science*, 36: 123-133.

Worm, H.U. y Banerjee, S.K. (1987): Rock magnetic signature of the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geophysical Research Letters*, 14: 1083-1086.