

Error de inclinación paleomagnética en materiales aluviales del Oligoceno superior del sector Suroriental de la Cuenca del Ebro (Región Surpirenaica, NE de España)

Inclination error in Late Oligocene alluvial sediments of the Southeastern Ebro Basin (Southern Pyrenean foreland, NE Spain)

X. BARBERÀ⁽¹⁾, L. CABRERA⁽¹⁾ y J.M. PARÉS^{(2)*}

*(1) Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques. Dept. Estratigrafia i Paleontologia. Univ. de Barcelona
Zona Universitària de Pedralbes. E-08028 Barcelona. España. e-mail: lluis@natura.geo.ub.es*

(2) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Martí Franquès, s/n, E-08028 Barcelona

** Actualmente en: Department of Geological Sciences, 2534 CC Little Building. University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109-1063. U.S.A.
e-mail: jmpares@umich.edu*

RESUMEN

En el sector suroriental de la Cuenca del Ebro, la inclinación paleomagnética obtenida en las sucesiones aluviales oligocenas es considerablemente menor que la esperable, si se considera la paleolatitud de referencia calculada para esa región durante el Oligoceno. Este error de inclinación puede deberse a diversos factores, como el control hidrodinámico de las partículas magnéticas en el medio deposicional, la compactación diferencial del sedimento durante el enterramiento, o bien a la deformación tectónica. Este trabajo se ha centrado en su estudio en dos sucesiones predominantemente aluviales, donde previamente se había establecido su magnetoestratigrafía.

Las litofacies aluviales y lacustres estudiadas se han agrupado en cinco grupos: areniscas grises, areniscas rojas y versicolores, limos rojos, lutitas rojas y calizas. Se ha demostrado la existencia de una correlación entre la abundancia de filosilicatos y el error de inclinación. De esta manera, las litofacies con un bajo porcentaje de filosilicatos (calizas y areniscas grises) presentan errores de unos 5°, estadísticamente no significativos, con respecto a la inclinación de referencia. Por el contrario, en materiales con un porcentaje más elevado de filosilicatos (limos y arcillas) el error puede llegar a los 25°. Este hecho no tiene repercusión en la interpretación de las polaridades magnéticas, pero sí en las reconstrucciones palinspásticas y paleogeográficas basadas en los cálculos de paleolatitudes a partir de las paleoinclinaciones. Los resultados obtenidos demuestran la necesidad de cautela en la propuesta de conclusiones basadas exclusivamente en este tipo de información.

Palabras clave: Paleomagnetismo. Error de inclinación. Paleolatitud. Oligoceno. Cuenca del Ebro. NE de España.

ABSTRACT

Alluvial red-beds of two Oligocene successions in the Southeastern Ebro Basin (Southern Pyrenean foreland, NE Spain) show inclination shallowing, taking into account the reference Oligocene palaeolatitude expected for this region. This fact is interpreted to reflect an inclination error due to either these factors: hydrodynamic control of magnetic particles in the depositional environment, differential compaction of sediment during burial and tectonic deformation.

The studied lithofacies are split into five groups: gray sandstones, red sandstones, red siltstones, red mudstones and limestones. A strong positive correlation between the relative amount of phyllosilicates and the magnitude of the inclination error has been established. Lithofacies with low percentage of phyllosilicates (limestones and gray sandstones) display a statistically not significant error of 5° with respect to the magnetic palaeofield inclination, whereas the sediments with a higher phyllosilicate content (siltstones and mudstones) show significant errors of up to 25°. This observation has not a major consequence for the interpretation of the magnetic polarity but is crucial for palaeogeographic and palinspastic reconstructions based on palaeolatitudinal data. The obtained results in this study highlight that the interpretation of paleolatitude based on paleomagnetic data is sometimes not straightforward and it requires a detailed evaluation of the rock magnetic parameters (AMS in particular) to reveal the presence of such inclination deflection.

Keywords: Paleomagnetism. Inclination shallowing. Paleolatitude. Oligocene. Ebro Basin. Southern Pyrenean foreland. NE Spain.

EXTENDED ABSTRACT

Fine grained red beds are widely used in many palaeomagnetic studies since they are considered as very suitable due to their usual stable, primary palaeomagnetic signature. Nevertheless several authors (King, 1955; Tauxe et al., 1980; Arason and Levi, 1990; Collombat et al., 1993; Garcés et al., 1996a,b; Kodama, 1997) have claimed for the recognition in these facies of substantially low magnetic inclinations which are not a precise record of the geomagnetic field (i.e. inclination error). This fact does not hamper the establishment of magnetozones in magnetostratigraphy but it is a major bias for palaeogeographic reconstructions. From this point of view the comparative analysis of magnetic inclinations in diverse sedimentary lithofacies, which occur associated in neighbouring sections, becomes a subject of interest to establish a cross checking of the variation of the magnetic inclination error.

In the Southeastern Ebro Basin (Southern Pyrenean foreland, NE Spain) alluvial-fan and fluvial successions are thick and widespread (Figs. 1a and 1b; Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Cabrera et al., 1985; Cabrera and Colombo, 1986; Cabrera and Sáez, 1987; Anadón et al., 1989) and consequently they are potentially suitable for palaeomagnetic studies of terrigenous siliclastic lithofacies. The diverse alluvial systems (St. Llorenç del Munt and Montserrat alluvial systems - Middle-late Eocene; St. Miquel de Montclar alluvial system -Late Eocene; Monsant alluvial system -Eocene-Oligocene; Puig Cavaller alluvial system -Eocene-Oligocene; Guadalope-Matarranya alluvial system -Oligocene-Miocene) were fed from source areas made up by a Palaeozoic basement (mostly low grade metamorphic metasediments) which is overlain by Mesozoic carbonate, siliclastic and evaporitic successions. The Late Oligocene-Early Miocene alluvial systems are laterally related basinward with a major lacustrine system (Los Monegros lacustrine system) which includes carbonate to terrigenous dominated shallow lacustrine sequences (Fig. 1).

Two sections were studied in order to obtain a wide representation of the diverse lithofacies in this basin sector. The Gandesa section records the interfingering between the distal fluvial plains of the Guadalope-Matarranya system and the shallow lacustrine carbonate assemblages of the Los Monegros system. La Granadella section includes a good record of middle to distal fluvial facies of the Montsant alluvial system (Fig. 2). The studied lithofacies of these sections belong to five groups: gray sandstones, red sandstones, red siltstones, red mudstones (fluvial plain deposits) and limestones (shallow lacustrine deposits).

Natural Remanent Magnetization (NRM); magnetic susceptibility and IRM (Isothermal Remanent Magnetization) measurements were carried out to characterise the magnetization, to identify the ferromagnetic fraction, and to analyse the magnetic mineralogy of the sedimentary facies. About 550 samples of clastic and carbonate facies were analysed by me-

ans of progressive stepwise thermal demagnetization. The results were represented and interpreted in orthogonal Zijder-veld plots (Fig. 3). Curves of progressive acquisition of IRM for different lithofacies (Fig. 4) allowed to establish the ferromagnetic content of the samples. Equal area lower hemisphere stereographic projection of ChRM directions were also produced to determine the mean value of the magnetic inclination for the different lithofacies (Fig. 5). A summary of the results can be found in Table 1.

The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) enables the determination of the principal axes directions in the red mudstone facies and revealed a magnetic fabric with the minimum susceptibility axes (K3) perpendicular to the bedding plane and the maximum susceptibility axes (K1) clustering approximately parallel to paleocurrent directions (Fig. 6).

A strong positive correlation between the relative amount of phyllosilicates and the magnitude of the inclination error has been established. Lithofacies with a low percentage of phyllosilicates (limestones and gray sandstones) display an error of 5°, statistically not significant, with respect to the paleofield inclination whereas the sediments with a higher content of phyllosilicates (siltstones and mudstones) show errors of up to 25° (Fig. 7 and table 2).

Three main concluding remarks resulted from this work:

- 1) The acquisition of Detrital Remanent Magnetization (DRM) in the studied sediments is strongly biased as a consequence of the hydrodynamic depositional conditions.
- 2) The inclination deflections (error) are strongly related to intrinsic factors of the lithofacies (i.e. composition and in particular clay minerals content, morphology and granulometry of the magnetic fraction).
- 3) Although this magnetic inclination shallowing does not affect the magnetic polarity analysis, it must be considered as a potential major bias for palinspastic and palaeogeographic reconstructions based on red-bed derived palaeolatitudes.

INTRODUCCIÓN

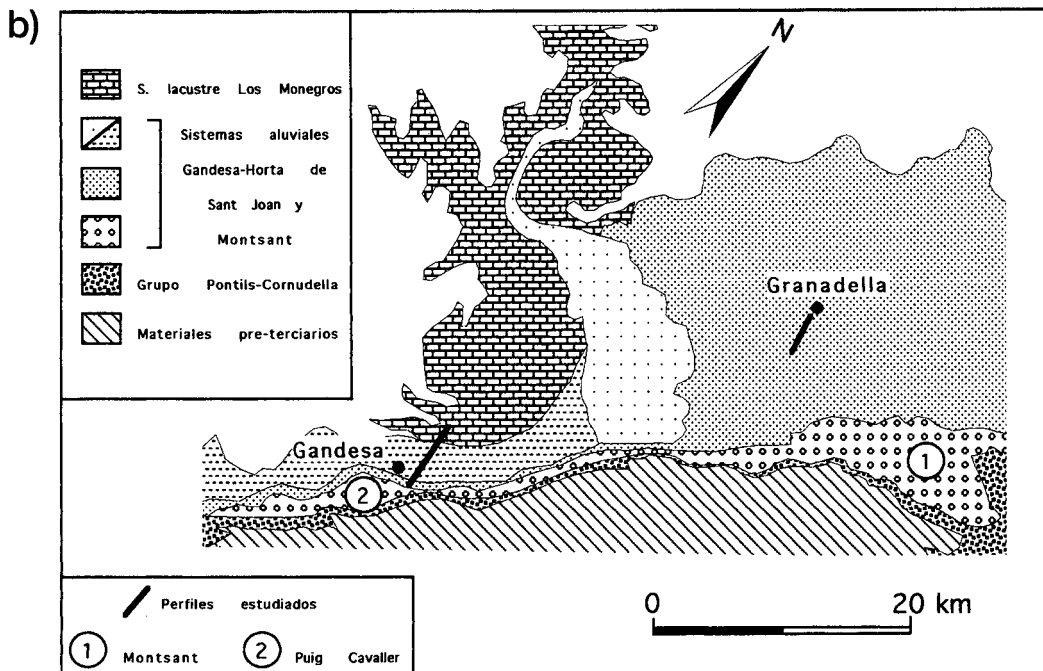
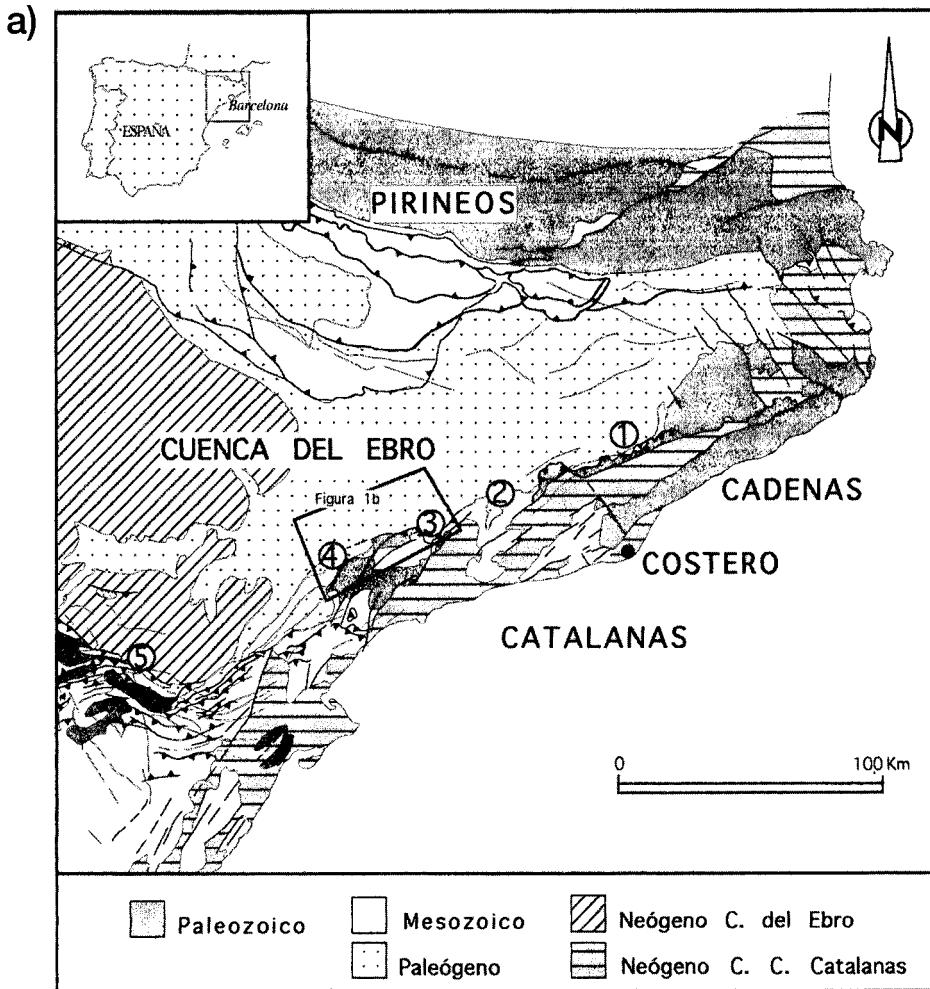
En numerosos estudios paleomagnéticos se han utilizado los depósitos de litofacies rojizas finas (*red beds*) como buenos portadores de magnetización remanente estable. Sin embargo, desde hace décadas se ha demostrado que estas litofacies pueden presentar inclinaciones anormalmente bajas, lo que se conoce en la literatura como “*inclination shallowing*”, “*inclination error*” o “error de la inclinación” (King, 1955; Tauxe et al., 1980; Arason y Levi, 1990; Collombat et al., 1993; Garcés et al., 1996a,b; Kodama, 1997). La diferencia entre la inclinación observada y la esperada se denomina error de inclinación, porque no refleja la auténtica inclinación del campo geomagnético en el momento del depósito. Este hecho no tiene importantes repercusiones para la determinación de magnetozonas en estudios de polaridad magnética, pero sí en las reconstrucciones paleogeográficas basadas en paleomagnetismo. Sin embargo, ante la inexistencia de rocas ígneas, que suelen ser portadoras más fiables de la inclinación paleomagnética, los mejores registros disponibles de la inclinación magnética son las rocas sedimentarias. Desde esta perspectiva se planteó, como un objetivo de interés del presente

trabajo, realizar estudios comparativos de las inclinaciones en distintas litofacies asociadas en sucesiones vecinas, a fin de obtener valores contrastados de la variación del error de inclinación.

CONTEXTO GEOLÓGICO

En el sector sureste de la Cuenca del Ebro los depósitos aluviales ocupan una importante extensión y, además, constituyen sectorialmente un porcentaje apreciable del total del espesor de las sucesiones aflorantes (Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Cabrera et al., 1985; Cabrera y Colombo, 1986; Cabrera y Sáez, 1987; Anadón et al., 1989). Debido a ello la realización de un estudio paleomagnético fiable en las litofacies detríticas constituye un objetivo de gran interés.

La Cuenca del Ebro se estructuró durante el Terciario como consecuencia del emplazamiento de las láminas cabalgantes surpirenaicas (Séguret, 1972; Muñoz et al., 1986; Puigdefábregas et al., 1986, 1992). Desde el Paleoceno al Eoceno superior la cuenca mantuvo conexión con el Atlántico, por lo que en ella se instalaron ambientes ma-



rinos y transicionales. Posteriormente, entre el Eoceno superior-Oligoceno inferior y hasta el Mioceno superior, la cuenca pasó a condiciones continentales caracterizadas por la presencia de sedimentación aluvial, fluvial y lacustre (Riba et al., 1987). El relleno de la cuenca estuvo fuertemente influenciado por la subsidencia inducida por la formación del orógeno pirenaico y por los aportes de sedimentos procedentes del mismo. También de la actividad tectónica de la Cordillera Costero Catalana y la Cordillera Ibérica jugaron un importante papel (Anadón et al., 1989; Guimerà, 1984). Como consecuencia de la actividad tectónica, se desarrollaron diferentes sistemas aluviales (Fig. 1a) adosados a los márgenes de la cuenca, como los de Guadalupe-Matarranya, Gandesa-Horta y Montsant (Cabrera, 1983; Cabrera y Colombo, 1986; Anadón et al., 1989). En las zonas proximales y medias de estos sistemas aluviales predominaron los cinturones fluviales distributivos mientras que zonas lacustres-palustres con sedimentación carbonatada, evaporítica y frecuentemente organógena, fueron dominantes en los sectores de la cuenca situados al abrigo de los aportes detríticos (Cabrera y Sáez, 1987).

Este estudio se centra en el paleomagnetismo y magnetismo de rocas de los depósitos medios y distales de los sistemas aluviales de Gandesa-Horta y del Montsant, localizados en el margen SE de la Cuenca del Ebro, en contacto con las Cadenas Costeras Catalanas (Fig. 1b). A título de comparación, también se incluyen en este trabajo los datos obtenidos a partir del análisis de los depósitos carbonatados lacustres asociados.

LAS SUCESIONES DE GANDESA Y LA GRANADELLA

Para desarrollar este estudio se han seleccionado dos perfiles estratigráficos (Figs. 1b y 2): la sucesión de Gandesa y la de La Granadella. En la sección de Gandesa, las

facies estudiadas incluyen lutitas de llanuras distales del Sistema Gandesa-Horta (abanico del Puig Cavaller), facies fluviales canalizadas medias-distales del Sistema Guadalupe-Matarranya (Formación Caspe; Quirantes, 1978) y facies lacustres-palustres marginales del Sistema lacustre de Los Monegros (Cabrera, 1983). En el sector de La Granadella se estudian las facies aluviales canalizadas de la Formación Margalef (Colombo, 1980, 1986) correspondiente al Sistema del Montsant (Cabrera y Colombo, 1986). Las sucesiones estudiadas corresponden al Oligoceno superior, según indican las asociaciones de micromamíferos fósiles estudiados (Agustí et al., 1988; Barberà et al., trabajos en curso).

La sucesión de Gandesa, con 360 metros de potencia, se inicia en el sector SE de esta población y continúa a lo largo de la carretera TV-7231 de Gandesa a Vilalba dels Arcs hasta el kilómetro 6. Se caracteriza por la presencia, en los primeros 270 m, de arcillas y limos rojos correspondientes a depósitos de llanuras lutíticas distales del sistema aluvial del Puig Cavaller. Estos tramos lutíticos alternan con otros, que incluyen areniscas grises y rojizas organizadas en cuerpos mayoritariamente canaliformes; y otros tabulares correspondientes a depósitos de desbordamiento. Este conjunto de facies corresponden a depósitos de llanuras fluviales medias y distales (Formación Caspe) procedentes de la zona de enlace Ibérica-Catalánide. Los 90 m restantes presentan similares características, pero incorporan cuerpos carbonatados de poca entidad (Formación Mequinenza) correspondientes a depósitos de zonas marginales lacustres-palustres y algún paquete calizo más potente asimilable a depósitos desarrollados bajo una lámina de agua más persistente. A lo largo de este perfil se sitúan diversos yacimientos de micromamíferos (Agustí et al., 1988; Barberà tesis doctoral en curso) que permiten la asignación bioestratigráfica de esta sección al Oligoceno superior.

Figura 1. a: Mapa de situación de la Cuenca del Ebro con indicación de los principales sistemas aluviales desarrollados en los márgenes meridionales del sector oriental de la cuenca. 1- Sistemas aluviales de Sant Llorenç del Munt y Montserrat (Eoceno medio-superior); 2- Sistema aluvial de Sant Miquel de Montclar (Eoceno superior); 3- Sistema aluvial del Montsant (Eoceno-Oligoceno); 4- Sistema aluvial de Gandesa-Horta (Eoceno-Oligoceno); 5- Sistema aluvial de Guadalupe-Matarranya (Oligoceno-Mioceno). b: Esquema geológico de la situación de los perfiles estratigráficos estudiados, con indicación de las principales unidades aflorantes.

Figure 1. a: Location map of Southern Pyrenean late foreland basin (Ebro Basin), with indication of the main alluvial systems developed along the southern and eastern margins of the basin. 1- St. Llorenç del Munt and Montserrat alluvial systems (Middle-late Eocene); 2- St. Miquel de Montclar alluvial system (Late Eocene); 3- Monsant alluvial system (Eocene-Oligocene); 4- Gandesa-Horta alluvial system (Eocene-Oligocene); 5- Guadalupe-Matarranya alluvial system (Oligocene-Miocene). b: Geological sketch showing the location of the stratigraphic sections and the main stratigraphic units in the area. Pre-tertiary substratum: Palaeozoic basement (mostly low-grade metamorphic rocks) which is overlain by Mesozoic carbonate, siliclastic and evaporitic successions. Pontils-Cornudella Group: Early-Middle Eocene alluvial and lacustrine facies. Montsant and Gandesa-Horta alluvial systems: Late Eocene-Oligocene marginal clastic sequences. Los Monegros lacustrine system: Carbonate to terrigenous dominated shallow lacustrine sequences.

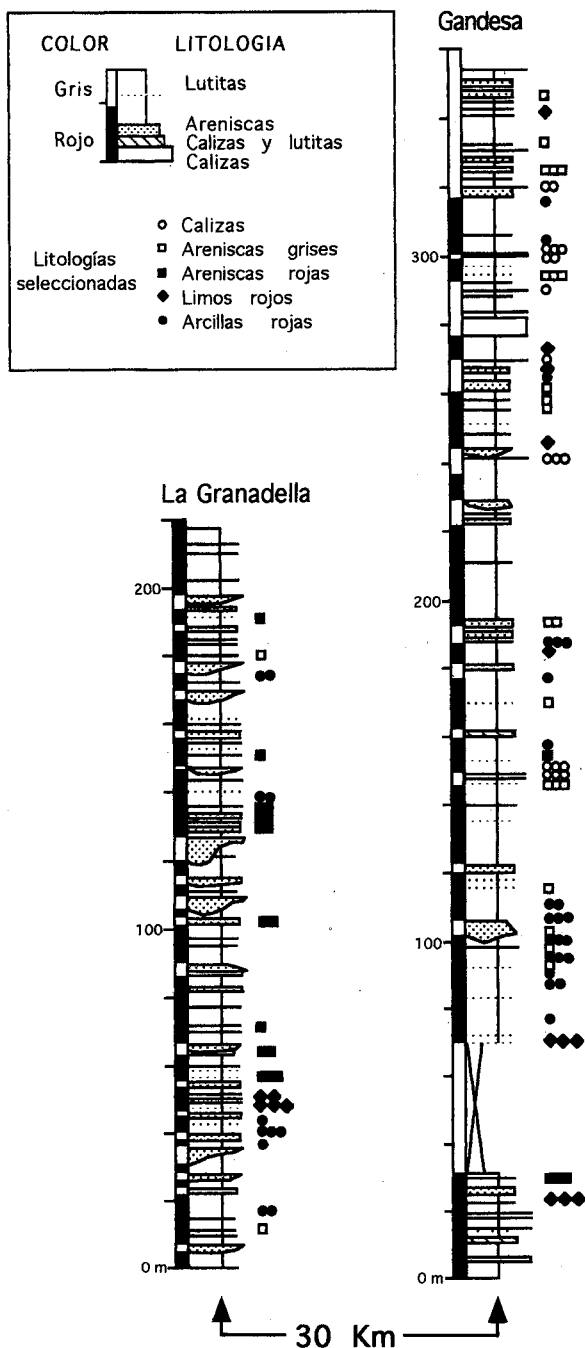


Figura 2. Perfiles estratigráficos de Gandesa y La Granadella con la distribución de las muestras seleccionadas para este estudio a lo largo del perfil.

Figure 2. Stratigraphic sections of Gandesa (interfingering distal mud flats of the Horta-Gandesa system, distal fluvial plain of the Guadalupe-Matarranya system and shallow lacustrine carbonate assemblages of the Los Monegros system) and La Granadella (middle fluvial facies of the Montsant alluvial system) showing the distribution of the sampling sites. See figures 1a y 1b for location of these sections in the frame of the depositional systems.

La sucesión de La Granadella se localiza a lo largo de la carretera C-233, entre las poblaciones de Bovera y La Granadella, presentando una potencia total de 215 m. Se caracteriza por la presencia de lutitas rojas laminadas o masivas, que en ocasiones presentan pequeños nódulos carbonatados, indicando desarrollo de paleosuelos. Estas lutitas alternan con litosomas arenosos de morfología lenticular canaliforme, que presentan estructuras de estratificación cruzada o laminación subhorizontal y muestran decoloraciones, debidas a variaciones del paleonivel freático. También aparecen potentes cuerpos conglomeráticos (5-10 m de potencia y centenares de metros de extensión lateral) de tipo *ribbon* con relleno multiepisódico y estructuras de estratificación cruzada en surco. Todas estas litofacies pertenecerían a la Formación Margalef (Colombo, 1980, 1986) correspondiente a las partes medias del sistema aluvial del Montsant (Fig. 1b).

ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO

Técnicas de muestreo y laboratorio

Las muestras han sido extraídas en el campo mediante una perforadora portátil a la que se le incorporan brocas no magnéticas, de corona adiamantada lubricadas por un circuito abierto de agua, con lo que se pueden obtener cilindros de roca de 2.54 cm de diámetro y de longitud variable (entre 3-10 cm). Estas muestras han sido directamente orientadas en el campo con una brújula acoplada a un instrumento orientador no magnético. La separación estratigráfica entre estaciones de muestreo ha sido alrededor de los 3 metros siempre que ha sido posible. Las muestras obtenidas en el campo, han sido posteriormente preparadas, para efectuar las medidas necesarias, en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera de Barcelona (C.S.I.C.). De esta forma se prepararon especímenes cilíndricos de 2,54 centímetros de diámetro y de 2,1 centímetros de altura.

Las mediciones en el laboratorio son de tres tipos:

1) En primer lugar se mide la magnetización remanente natural (MRN) de la muestra. En este caso la medición se ha llevado a cabo mediante un magnetómetro criogénico de tres ejes GM400 (CCL), el cual promedia cuatro medidas de otras tantas posiciones de la muestra. Estas mediciones nos permitirán calcular las direcciones paleomagnéticas registradas en la roca y su estabilidad.

2) La segunda medida es la de la susceptibilidad magnética total, que se obtiene mediante el susceptibilímetro Kappabridge KLY-2 (Geofizika Brno). Esto nos permite obtener una aproximación al contenido de minerales magnéticos del sedimento. Además, la medida de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) permite establecer la petrofábrica y, con ello, posible información sobre el medio deposicional.

3) Finalmente, se realizan análisis de Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) mediante un magnetizador de impulso bajo un campo máximo de 1 Tesla, el cual nos permite identificar la fracción ferromagnética y contrastar la mineralogía magnética de las diferentes facies sedimentarias.

Para estudiar la composición vectorial de la MRN, se escogieron alrededor de 550 especímenes (3 por estación) y se sometieron a desmagnetización térmica progresiva con un desmagnetizador térmico TSD-1 (Schonstedt). En primer lugar se seleccionaron 25 especímenes representativos de las diferentes litologías y se calentaron a intervalos crecientes de temperatura (100°, 150°, 200°, 225°, 250°, 275°, 300°, 335°, 370°, 400°, 450°, 500°, 550°, 600°, 625° y 645°C). Posteriormente, las muestras restantes se calentaron a 200°, 250°, 300°, 350°, 400°, 450°, 500°, 550°, 600° y 630°C, considerados como los intervalos más adecuados para poder llegar a definir la magnetización característica de cada espécimen. En casos especiales, como algunas calizas que muestran una intensidad inicial muy baja, el incremento de los pasos de calentamiento se redujo para temperaturas inferiores a los 400°C.

Los datos obtenidos de la desmagnetización se han representado en diagramas ortogonales de Zijdeveld (Zijdeveld, 1967) para poder discriminar las diferentes componentes magnéticas. Estos diagramas permiten, asimismo, establecer los intervalos de la desmagnetización que definen dichas componentes (Fig. 3).

Composición y propiedades magnéticas de las litofacies

En el estudio mineralógico de las litofacies se han utilizado para el reconocimiento de las diversas fases minerales técnicas de microscopía de reflexión (microscopio Leitz SM-LUX POL), difracción por rayos X y el análisis de la Magnetización Remanente Isotérmica (MRI; fig., 4). Las litofacies estudiadas se han agrupado en: areniscas grises, areniscas rojas y versicolores, limos rojos, arcillas rojas y calizas.

Las areniscas grises, tanto de grano fino como grueso, se componen principalmente de granos de rocas carbonatadas (dominantes en las dos secciones), de cuarzo, feldespatos y otros fragmentos líticos (litas, metamórficos). En lo que se refiere a los minerales opacos observados al microscopio, se observa generalmente la presencia de hematites sin contornos definidos, por lo que se supone que han sido parcialmente afectados por disolución o bien que es un mineral de neoformación. La MRN es generalmente débil (7×10^{-5} - 5×10^{-4} A/m) reflejando una baja concentración de minerales magnéticos. La MRI aporta información complementaria observándose a menudo la presencia de magnetita en las areniscas de grano grueso (Fig. 4a) ya que por debajo de los 0,1 T se adquiere un gran porcentaje de magnetización, con intensidades de 29 mA/m. En las areniscas de grano fino (Fig. 4b) existe contribución tanto de magnetita (indicada por la importante adquisición de MRI alrededor de los 0,1 T) como de hematites (la curva no llega a saturarse).

Las areniscas rojas y versicolores presentan una composición similar a las areniscas grises, pero con una mayor proporción de lutitas y de granos especulares de hematites, que les confiere su característico color rojo-rosado o amarillento-anaranjado. Debido a la mayor presencia de hematites, la magnetización es generalmente más fuerte (2×10^{-4} - 10^{-3} A/m) que en las areniscas grises. De los diagramas de MRI se desprende que la contribución principal es de hematites (Fig. 4c) con una intensidad media de magnetización remanente de saturación elevada (2.200 mA/m) y una curva que no llega a la total saturación con una inducción máxima de 1 Tesla.

Dentro del conjunto de limos rojos incluimos facies de diferentes coloraciones, que van desde el amarillento hasta el rojo intenso. Se ha detectado en esta facies la presencia de magnetita relacionada con biotitas alteradas y otros minerales como rutilo y hematites, que presentan pequeño tamaño y morfologías redondeadas. Existen indicios, como la redondez de los contornos de los granos, de que hematites y magnetita coexistían como minerales detríticos. Bajo condiciones fuertemente oxidantes, la magnetita se convertiría en hematites en las etapas de diagénesis inicial (Turner et al., 1984). Esta hematites, durante el proceso de exhumación y en superficie, se hidrata y se convierte en goethita u otros hidróxidos de hierro. Estos minerales pueden adquirir una remanencia en la dirección del campo geomagnético ambiental del momento, pero esta componente secundaria es fácilmente eliminada debido a sus bajas temperaturas de desbloqueo (alrededor de los 100°C, fig. 3). Efectivamente de los diagramas de MRI se desprende

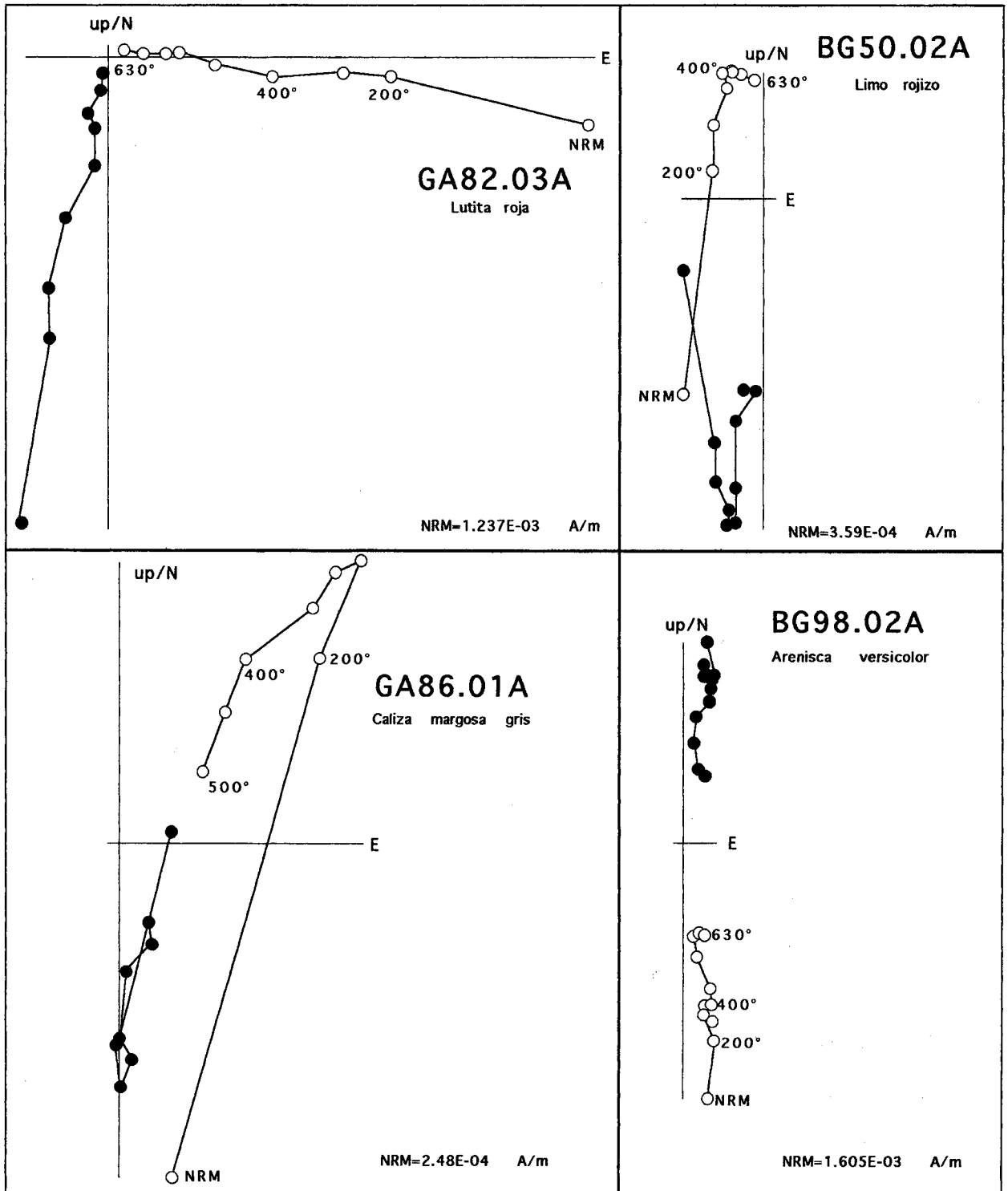


Figura 3. Diagramas de vectores ortogonales (Zijderveld, 1967) para cuatro muestras representativas de las secciones de Gandesa (GA) y La Granadella (BG) con indicación de su litología. Los círculos llenos (abiertos) corresponden a vectores en el plano horizontal (vertical).

Figure 3. Orthogonal projection diagrams (Zijderveld, 1967) for four representative samples from the Gandesa (GA) and La Granadella (BG) sections with indication of their litology. Full (open) symbols represent vectors on the horizontal (vertical) plane.

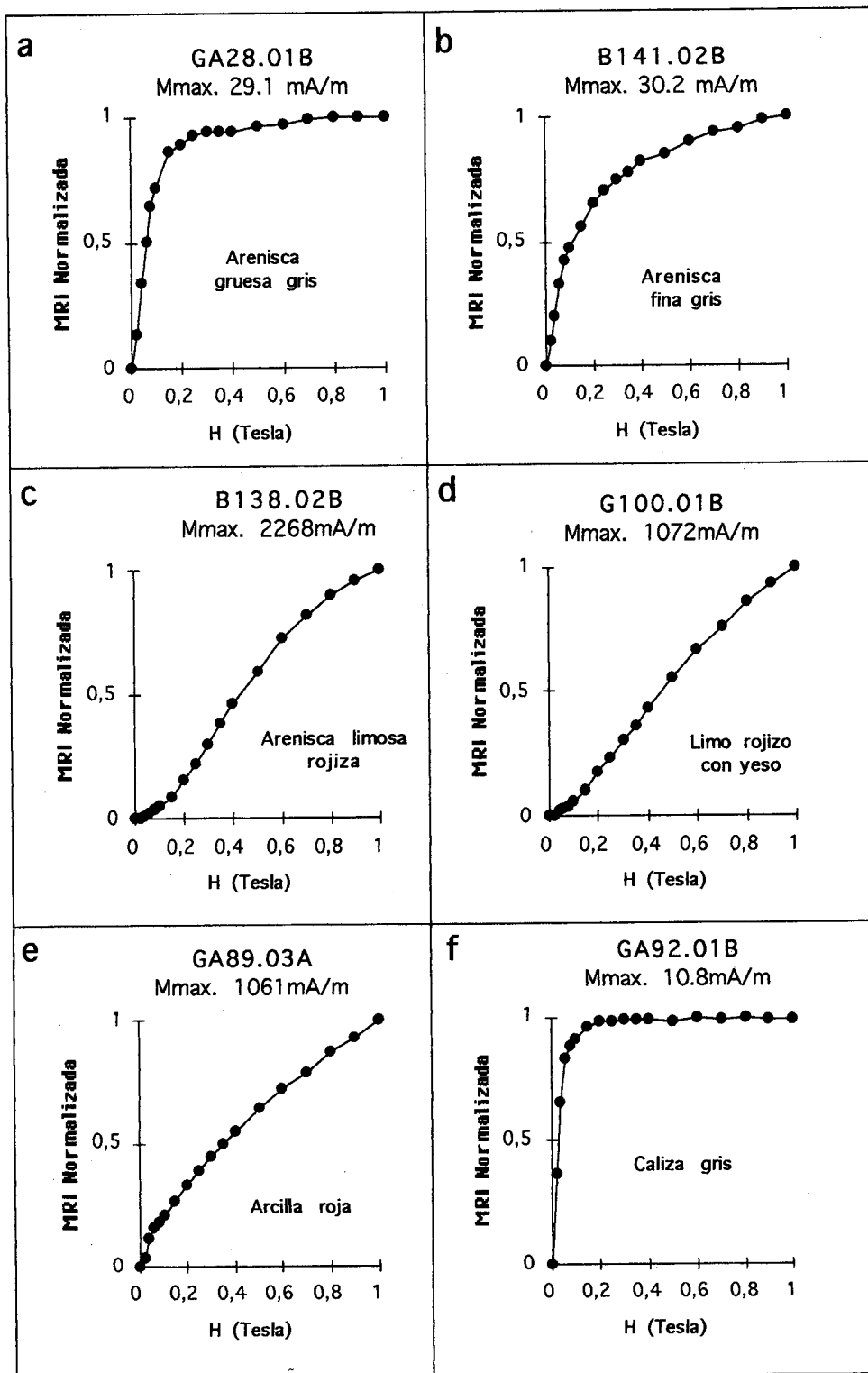


Figura 4. Curvas normalizadas de adquisición de la Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) para diferentes litofacies con indicación de la intensidad máxima aplicada.

Figure 4. Progressive acquisition curves of normalized Isothermal Remanent Magnetization (IRM) for different lithofacies with indication of the acquired total intensity.

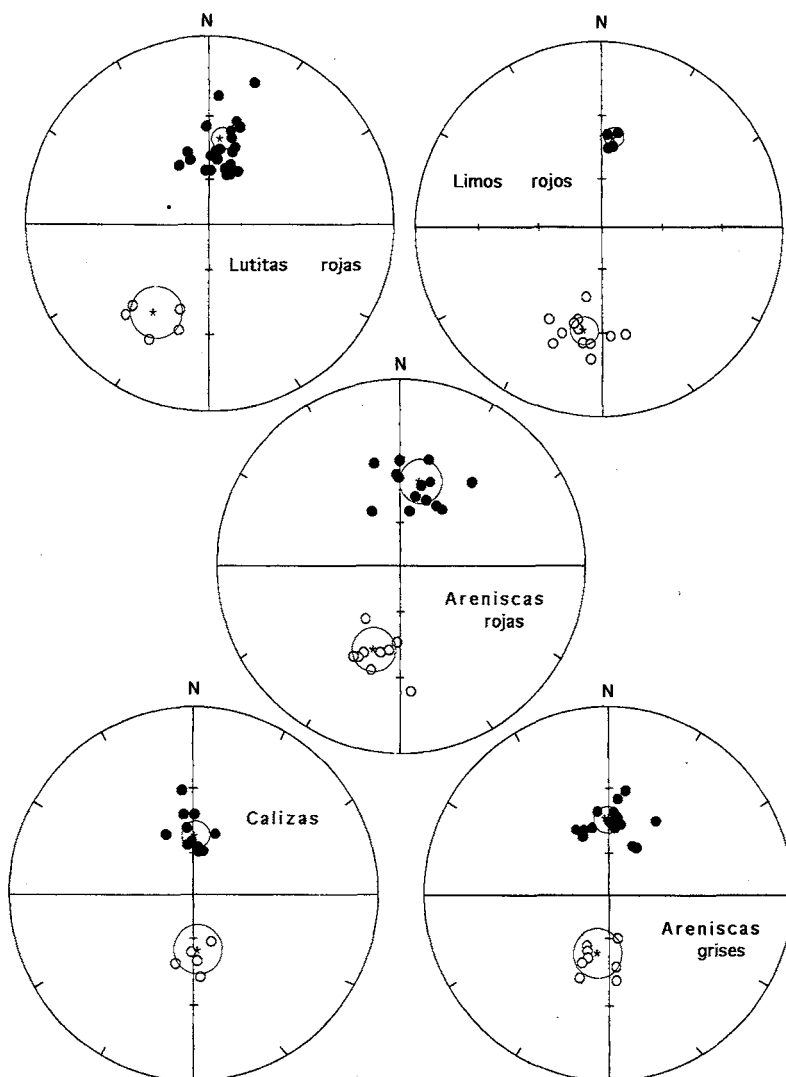


Figura 5. Proyección estereográfica de las direcciones de la Magnetización Remanente Característica para los cinco grupos de litofacies seleccionadas. Los valores medios pueden encontrarse en la Tabla 1.

Figure 5. Equal area lower hemisphere stereographic projection of the Characteristic Remanent Magnetization (ChRM) directions for five groups of selected lithofacies. The mean values are summarized in table 1.

que la contribución principal viene dada por hematites (Fig. 4d) aunque también podría existir, según se deriva de la observación de láminas delgadas en el microscopio, una componente debida a magnetita. La composición de los minerales de arcilla en las facies de limos es muy similar a la de las lutitas con mayor contenido de arcillas (illita, esmectita, y clorita, además de paligorskita que puede llegar a ser dominante (Inglés et al., trabajos en curso).

Las litofacies lutíficas más arcillosas muestran al microscopio características muy similares a las de los limos.

Por lo que se refiere a su composición general no existen diferencias marcadas entre las dos secciones estudiadas. Aparecen como minerales principales illita, esmectita, clorita y caolinita, además de otros como la paligorskita e interestratificados que pueden llegar a ser localmente dominantes (Inglés et al., trabajos en curso). En ambas sucesiones estratigráficas predomina la calcita sobre el cuarzo. La primera aparece ocasionalmente reemplazada por dolomita. Los diagramas de adquisición de la MRI revelan la presencia tanto de magnetita (fuerte subida antes de los 0,1 T) como de hematites (no saturación de la curva, figura 4e).

Las calizas presentan diferentes contenidos de lutitas y/o materia orgánica, además de diversos bioclastos (moluscos y ostrácodos). Se pueden diferenciar calizas micríticas de tonos grisáceos, calizas margosas de tonos marrones-ocres y calizas negras o gris oscuras con un importante componente en materia orgánica. Todas ellas presentan un comportamiento y propiedades magnéticas similares, por lo que se ha optado por situarlas en un mismo grupo. Los principales minerales opacos presentes en estas calizas son la magnetita y, en menor proporción, hematites alterada a goethita. La susceptibilidad magnética de las calizas es generalmente baja y la magnetización característica se define alrededor de los 500°C. Los diagramas de adquisición de la MRI muestran claramente una contribución casi exclusiva de magnetita (Fig. 4f) con una saturación prácticamente del 90% antes de los 0,1 T y una intensidad de magnetización muy baja (11 mA/m). Ésto sugiere que la presencia de minerales ferromagnéticos es también muy baja.

Magnetización remanente

Todas las litofacies presentan un comportamiento similar durante la desmagnetización térmica. Se identifican claramente dos componentes magnéticos superpuestos. La magnetización de baja temperatura es destruida a temperaturas máximas de 250°-300°C y corresponde al campo geomagnético actual (p.e. muestra GA86.01A, figura 3). La magnetización de alta temperatura es interpretada como primaria. La mayoría de litologías presentan una magnetización relativamente estable hasta los 630°C, temperatura suficiente para determinar la magnetización característica. Las temperaturas de desbloqueo máximas y los diagramas de adquisición de la MRI descritos anteriormente, sugieren la presencia de hematites y magnetita como minerales portadores de la

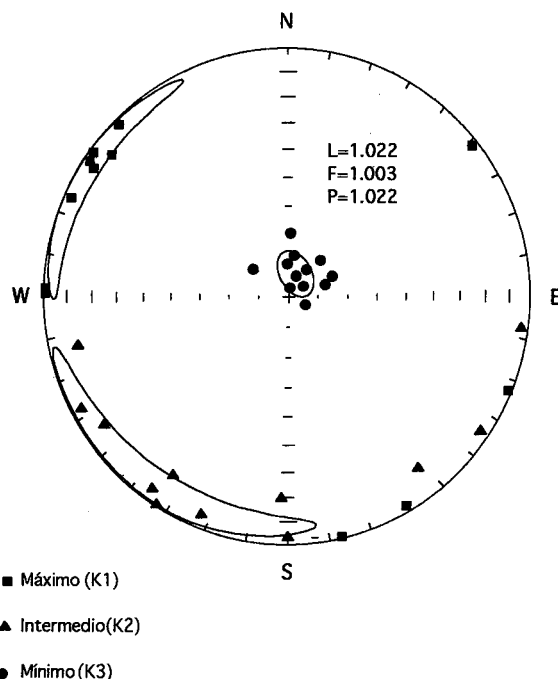


Figura 6. Direcciones de los ejes principales de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en lutitas (arcillas y limos) rojas. K1: dirección de susceptibilidad máxima, K2: dirección de susceptibilidad intermedia, K3: dirección de susceptibilidad mínima. También se indican los valores de Lineación (L) y Foliación (F) magnética y Grado de Anisotropía (P). La fábrica magnética se caracteriza por una orientación de K3 perpendicular a la estratificación y un agrupamiento de K1 aproximadamente coincidente con la dirección de paleocorrientes.

Figure 6. AMS principal axes directions in red mudstones. K1, K2, K3: maximum, intermediate and minimum principal axes of susceptibility. Lineation (L=K1/K2), Foliation (F=K2/K3) and Degree of Anisotropy (P=K1/K3) values are also indicated. The magnetic fabric is characterized by a K3 distribution perpendicular to the bedding plane and a K1 grouping approximately parallel to the measured paleocurrent direction.

		Declinación	Inclinación	N	K	α_{95}
Gandesa	Normal	3,8	48,4	77	6,3	7
	Inversa	177,1	-35	40	5,8	10,3
Granadella	Normal	6,6	38,1	52	8,1	7,5
	Inversa	212,6	-27,7	15	5,7	17,6

Tabla 1. Resultados paleomagnéticos. N, número de muestras consideradas. K, parámetro de concentración. α_{95} , ángulo de confianza.

Table 1. Paleomagnetic results. N, number of samples. K, concentration parameter. α_{95} , confidence angle.

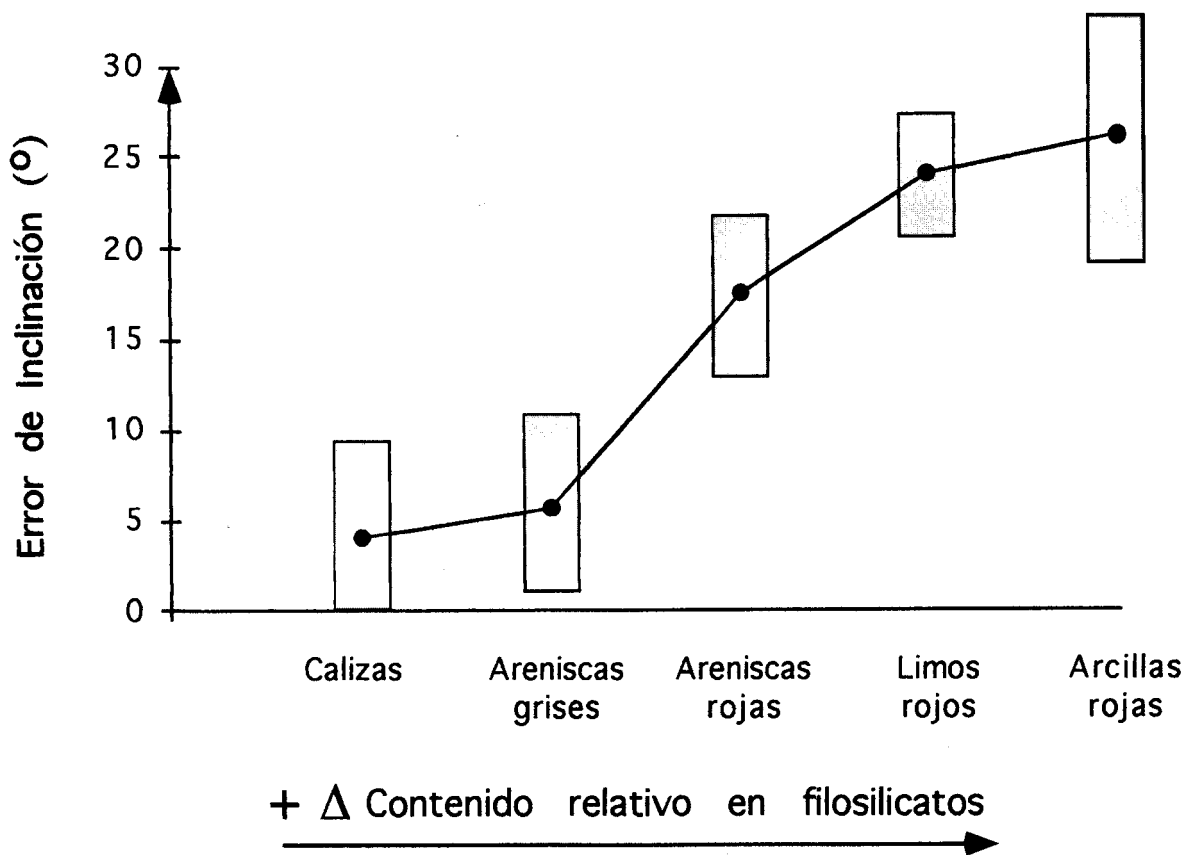


Figura 7. Gráfico de correlación cualitativa entre el error de inclinación y el contenido relativo en filosilicatos de las litofacies seleccionadas. A un mayor contenido en filosilicatos le corresponde un mayor error de inclinación. Ver tabla 2.

Figure 7. Qualitative correlation diagram between the inclination error and the relative content of phyllosilicates for the selected lithofacies. The higher content of phyllosilicates the larger inclination error. See also table 2.

magnetización primaria, mientras que la magnetización secundaria se debe parcialmente a goethita y/o magnetita.

La MRC ha sido obtenida a través del análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) seleccionando el intervalo de temperaturas que define la magnetización característica para cada espécimen. En cada nivel estratigráfico muestreado se han seleccionado de 1 a 3 especímenes para el cálculo del polo geomagnético virtual (VGP) para las 184 estaciones obtenidas. Posteriormente se seleccionaron las muestras representativas para este estudio en concreto, escogiéndose 110 especímenes correspondientes a 65 estaciones. Los especímenes escogidos presentan caídas de la intensidad de magnetización rectilíneas o subrectilíneas, dirigidas hacia el origen de coordenadas en los diagramas de vectores ortogonales, unas temperaturas de desbloqueo superiores a los 400°C y un número de pasos de desmagnetización igual o superior a tres.

DISCUSIÓN

Los resultados, reflejados en la tabla 1, muestran inclinaciones medias que son anormalmente bajas al compararlas con el valor esperado. El error de inclinación es más importante en las litofacies finas, que se cifra en un 30% (arcillas+limos+areniscas rojas) para la sección de Gandesa y en un 45% para la de La Granadella. Las inclinaciones observadas ($I_{normal} = 48^\circ$; $I_{inversa} = -35^\circ$ para la sección de Gandesa y $I_{normal} = 38^\circ$; $I_{inversa} = -28^\circ$ para la sección de La Granadella) pueden compararse con otras del mismo sector y edad ligeramente más moderna, como las de Torrente de Cinca (Barberà et al., 1994) con unas inclinaciones de $I_{normal} = 47^\circ$ y $I_{inversa} = -42^\circ$ y un porcentaje de litofacies finas del 17%. Los datos derivados de este trabajo se resumen en la figura 5 y la tabla 2. Éstos muestran un gran contraste entre las diferentes medias de inclinaciones, por lo que se puede hablar definitivamente

de un error de inclinación. La inclinación de referencia, o sea, la inclinación del paleocampo para el Oligoceno de la Cuenca del Ebro es de 55° (Westphal et al., 1986; Van der Voo, 1993), por lo que los errores de inclinación registrados se sitúan entre los 4° y los 26°.

Las bajas inclinaciones pueden tener su origen en diversos factores: control hidrodinámico de las partículas magnéticas durante su deposición, compactación diferencial del sedimento durante el enterramiento, deformación tectónica, etc. En el caso de las sucesiones aluviales de la Cuenca del Ebro estudiadas aquí, la deformación tectónica es muy suave o inexistente, y la compactación del sedimento no puede explicar por completo estas inclinaciones anormalmente bajas, ya que éstas no afectan a todas las litologías y no presentan una gradación vertical (mayor compactación en la parte inferior de la serie y por tanto menor inclinación). Esta conclusión queda sustentada por las pruebas que aportan los resultados de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), cuyos valores indican una fábrica magnética foliada paralela a la estratificación, con anisotropía magnética mínima en el eje vertical, como sería de esperar para una litofacies detrítica sólo ligeramente o no deformada (Fig. 6). Otro resultado que se obtiene a partir del análisis de la ASM es la

agrupación de las direcciones de máxima susceptibilidad en una dirección SE-NW, coincidente con las direcciones de paleocorrientes medidas a partir de la orientación de paleocanales y otras estructuras de corriente, tanto para la sección de Gandesa como para la de La Granadella.

Por los motivos anteriormente expuestos, las condiciones hidrodinámicas del medio deposicional y el contenido relativo en filosilicatos se erigen como los posibles responsables de las bajas inclinaciones, hecho sustentado por la relación que se establece entre litofacies finas (mayor porcentaje de filosilicatos) e inclinaciones bajas. Los filosilicatos que constituyen las litofacies finas, tienden a situarse paralelamente a la superficie de estratificación debido a su morfología planar, tal como indican los resultados de las ASM (Fig. 6). Las partículas magnéticas son atraídas por las cargas eléctricas de los filosilicatos, lo que impide que los minerales magnéticos puedan orientarse únicamente según el campo geomagnético. Dicha situación se acentúa en los sedimentos finos laminados por la propia disposición paralela de los filosilicatos. Esta interpretación recoge la propuesta de Deamer y Kodama (1990) y se aproxima a la realizada posteriormente por Garcés et al. (1996a, b) para los sedimentos de abanicos aluviales miocénicos superiores de la cuenca del Vallés-Penedés

Litofacies	Polaridad	Inclinación	K	α_{95}	N. muestras
Aren. grises	Normal	47,4	33,6	6,5	16
	Inversa	-49,6	40,6	9,6	8
Aren. rojas	Normal	43,2	23,4	8,4	14
	Inversa	-37,6	37,2	8,6	9
Limos rojos	Normal	40	309,2	5,2	4
	Inversa	-31	42,7	6,7	12
Lutitas rojas	Normal	46,2	28,7	5,5	25
	Inversa	-29,1	36,4	12,9	5
Calizas	Normal	53,7	44,4	6,6	12
	Inversa	-51,3	67,4	9,4	5

Tabla 2. Relación entre la variación de los resultados paleomagnéticos y las litofacies estudiadas. K, parámetro de concentración; α_{95} ángulo de confianza. N, número de muestras. Ver también figura 7.

Table 2. Relationship between lithofacies variation and paleomagnetic results. K, concentration parameter. α_{95} , confidence angle. N number of samples. See also fig. 7.

(NE de la Península Ibérica). Otro factor a tener en cuenta es el efecto gravitatorio, que actúa durante la sedimentación y causa la rotación de las partículas según un eje horizontal, al colisionar con la superficie de sedimentación.

En las litofacies con poca abundancia relativa de filosilicatos (areniscas grises y calizas), las inclinaciones oscilan alrededor de los 50°, tanto para las normales como inversas, y pueden considerarse como más representativas para la posición latitudinal donde se sitúan. Las litofacies con una mayor presencia de filosilicatos (areniscas rojas) presentan unas inclinaciones algo más bajas (alrededor de los 38° para las inclinaciones inversas y 43° para las normales) y los sedimentos con un porcentaje elevado de filosilicatos (arcillas y limos rojos) se mantienen alrededor de los 43° para las inclinaciones normales, pero bajan hasta los 30° para inclinaciones inversas, mostrando de esta manera las máximas desviaciones de la inclinación. Estos datos quedan resumidos en la figura 7, donde se relaciona el contenido relativo de filosilicatos de las litofacies estudiadas con el error de inclinación observado en ellas.

Al efecto del contenido en filosilicatos y de fuerzas electroestáticas que impiden la orientación de partículas ferromagnéticas, se le podría sumar el asociado a la diferencia de mineralogías que contribuyen a la magnetización estable, que existe entre las litofacies grises (mayoritariamente magnetita) y las litofacies rojas (con fuerte contribución de hematites). Este hecho se debe a la relación que existe entre la masa (m) del grano magnético y su momento magnético (M), muy pequeño en la hematites y muy grande en la magnetita. Puesto que los granos de hematites son, generalmente, de hábito planar, tienden a situarse entre las hojas de los filosilicatos y se orientan sólo en menor grado según el campo geomagnético, ya que la energía gravitatoria es superior al momento magnético del grano. No sucede lo mismo con los granos de magnetita, de hábito no planar, de menor tamaño y con una magnetización espontánea suficientemente elevada como para vencer al campo gravitatorio.

CONCLUSIONES

En los materiales aluviales del Oligoceno de la Cuenca del Ebro se ha observado una clara relación entre el contenido relativo de filosilicatos de las diferentes litofacies estudiadas y el error de inclinación. El error, que consiste en una disminución de la inclinación, con un fuerte descenso del ángulo de inclinación magnética, es más elevado cuanto mayor es el porcentaje de filosilicatos.

La adquisición de Magnetización Remanente Detrítica en los sedimentos estudiados origina errores de inclinación que dependen mayoritariamente de las condiciones hidrodinámicas del medio deposicional. El error de la inclinación viene determinado por factores intrínsecos al sedimento como el contenido en minerales arcillosos o la composición, morfología y granulometría de la fracción magnética. Este error de inclinación no repercute en la interpretación de las polaridades magnéticas, pero sí en las reconstrucciones palinspásticas y paleogeográficas basadas en los cálculos de paleolatitudes.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a M. Inglés por los datos aportados sobre la mineralogía de las lutitas y a M. Steiner por la identificación de minerales magnéticos al microscopio y por las facilidades dadas en su laboratorio durante la estancia del primero de los firmantes. Igualmente agradecen los comentarios aportados por M. Garcés y R. Molina que han contribuido a mejorar este trabajo, que se encuadra en los proyectos de la CICYT nº PB-97-0882-C03-01 y de la DGES no. PB96-0815 del Ministerio de Educación y Cultura. También fue en parte financiado por el "Grup de Recerca de Qualitat SGR 97-73, del Comissionat per Universitats i recerca de la Generalitat de Catalunya (Geodinàmica i Anàlisi de Conques). X. Barberà ha disfrutado de una beca doctoral FPI del Ministerio de Educación y Ciencia y de las ayudas de viaje relacionadas con la misma.

BIBLIOGRAFÍA

- Agustí, J., Cabrera, L., Anadón, P., Arbiol, S., 1988. A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.*, 18(2), 81-91.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Colombo, F., Cuevas, J.L., Marzo, M., 1989. Alluvial fan evolution in the SE Ebro Basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes. 4th Int. Conference on Fluvial Sedimentology. Exc. Guidebook n. 9, Publ. Servei Geol. Catalunya, 91 pp.
- Araon, P., Levi, S., 1990. Compaction and inclination shallowing in deep-sea sediments from the Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B4), 4501-4510.
- Barberà, X., Parés, J.M., Cabrera, L., Anadón, P., 1994. High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro Basin, NE Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85 (1-2), 181-193.

- Cabrera, L., 1983. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 443 pp.
- Cabrera, L., Colombo, F., 1986. Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (Sistemas de Scala Dei y de Los Monegros). In P. Anadón, L. Cabrera (eds.). Guía de las excursiones. XI Congr. Esp. de Sediment. Exc. n. 7, 53 pp.
- Cabrera, L., Sáez, A., 1987. Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). *Jour. Geol. Soc. London*, 144, 451-461.
- Cabrera, L., Colombo, F., Robles, S., 1985. Sedimentation and tectonic interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. 6th Europ. Reg. Meet. I.A.S. Exc. Guidebook, 10, 393-492.
- Cabrera, L., Barberà, X., Parés, J.M., Anadón, P., 1992. Aplicación del paleomagnetismo al estudio de las sucesiones lacustres oligoceno-miocenas del SE de la cuenca del Ebro (NE de España). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo I, 45-53. Salamanca.
- Colombo, F., 1980. Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doctoral, Barcelona Univ., 608 pp.
- Colombo, F., 1986. Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10, 55-115.
- Colombo, F., Vergés, J., 1992. Geometría del margen SE de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el Grupo Scala Dei. Serra de La Llena (Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, 27 (1-2), 33-53.
- Collombat, H., Rochette, P., Kent, D.V., 1993. Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of anhysteretic remanence. *Bull. Soc. géol. France*, 164 (1), 103-111.
- Deamer, G.A., Kodama, K.P., 1990. Compaction-induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments. *J. Geophys. Res.*, 95 (B4), 4511-4529.
- Garcés, M., Parés, J.M., Cabrera, L., 1996a. Further evidence for inclination shallowing in red beds. *Geophys. Res. Lett.*, 23 (16), 2065-2068.
- Garcés, M., Parés, J.M., Cabrera, L., 1996b. Inclination error linked to sedimentary facies in Miocene detrital sequences from the Vallès-Penedés Basin (NE Spain). In A. Morris, D.H. Tarling (eds.). *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication, 105, 91-99.
- Guimerà, J., 1984. Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121, 413-420.
- King, F.F., 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 7, 115-134.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 62, 699-718.
- Kodama, K.P., 1997. A successful rock magnetic technique for correcting paleomagnetic inclination shallowing: Case study of the Nacimiento Formation, New Mexico. *J. Geophysical Research*, 102, n. B3, 5193-5205.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Vergés, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, 399-405.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In Ph. Allen, P. Homewood (eds.). *Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S.*, 8, 229-246.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Vergés, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In K.R. McClay (ed.). *Thrust tectonics*, 247-254.
- Quirantes, J., 1978. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. Ed. Depto. Sed. y Suelos, C.S.I.C., 117 pp.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J., 1987. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. IGME, Libro Homenaje a J. Ríos, t. II, 131-159.
- Seguret, M., 1972. Étude tectonique des Nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Publ. USTELA, Sér. Geol. Struct.*, 2. Montpellier, 1-155.
- Tauxe, L., Kent, D.V., Opdyke, N.D., 1980. Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwaliks Red Beds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 279-284.
- Turner, P., Hirst, J.P.P., Friend, P.F., 1984. A palaeomagnetic analysis of Miocene fluvial sediments at Pertusa, near Huesca. Ebro Basin, Spain. *Geol. Mag.*, 121, 279-290.
- Van der Voo, R., 1993. *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge Univ. Press, 411 pp.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M. y Sibuet, J.C., 1986. Palaeomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 37-83.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. Demagnetization of rocks: Analysis of results. In D.W. Collinson et al. (eds.). *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, N.Y., 254-286.