

El paleomagnetismo como indicador de paleotemperaturas. Aplicación a las Cordilleras Béticas

Palaeomagnetism as palaeothermatures indicator. Application to the Betic Cordillera

J.J. Villalain y M.L. Osete

Depto. Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense. Madrid 28040

ABSTRACT

Previous palaeomagnetic studies performed in the Western Internal Subbetics revealed the presence of a widespread neogene remagnetization in these units. In this work we analyze the hypothesis of a thermoviscous remagnetization to explain this phenomena. We use the palaeomagnetic data to obtain palaeotemperature information. Experiments about viscous and thermoviscous magnetization have been carried out to determine the adequate thermal activation of magnetization theory. This theory estimates palaeotemperature values of about 250°C for the jurassic limestones of the Western Subbetics.

Key words: Palaeomagnetism, palaeotemperatures, thermoviscous remagnetization, Betic Cordillera.

Geogaceta, 20 (5) (1996), 1066-1069
ISSN: 0213683X

Introducción

La aplicación del paleomagnetismo en áreas deformadas ha permitido descubrir recientemente diversas reimanaciones a gran escala, por lo que en los últimos años se ha comenzado a aceptar una relación entre actividad orogénica y fenómenos de reimanación (Oliver, 1986). Como ejemplos podemos citar la reimanación carbonífero-permiana de los Apalaches (Kent, 1979) -la más intensamente estudiada- o la de edad mesozoica del sureste de China (Kent *et al.*, 1987). Estas reimanaciones tienen una escala regional y mantienen sus características a lo largo de extensas áreas. Para explicar este tipo de fenómenos podemos proponer dos procesos: 1) activación térmica de los granos ferromagnéticos preexistentes, que adquieren así una imanación termoviscosa o 2) precipitación química de nuevos granos ferromagnéticos (imanación química)

Estudios paleomagnéticos desarrollados recientemente en las Cordilleras Béticas han identificado un fenómeno de reimanación regional neógena, como los descritos anteriormente, que afecta a las calizas Jurásicas del paleomargen sudibérico (Villalain *et al.*, 1994; Villalain, 1996). En estos trabajos se ha demostrado que la imanación remanente natural (NRM) de las calizas del Subbético occidental está dominada por una reimanación cuyas características podemos resumir

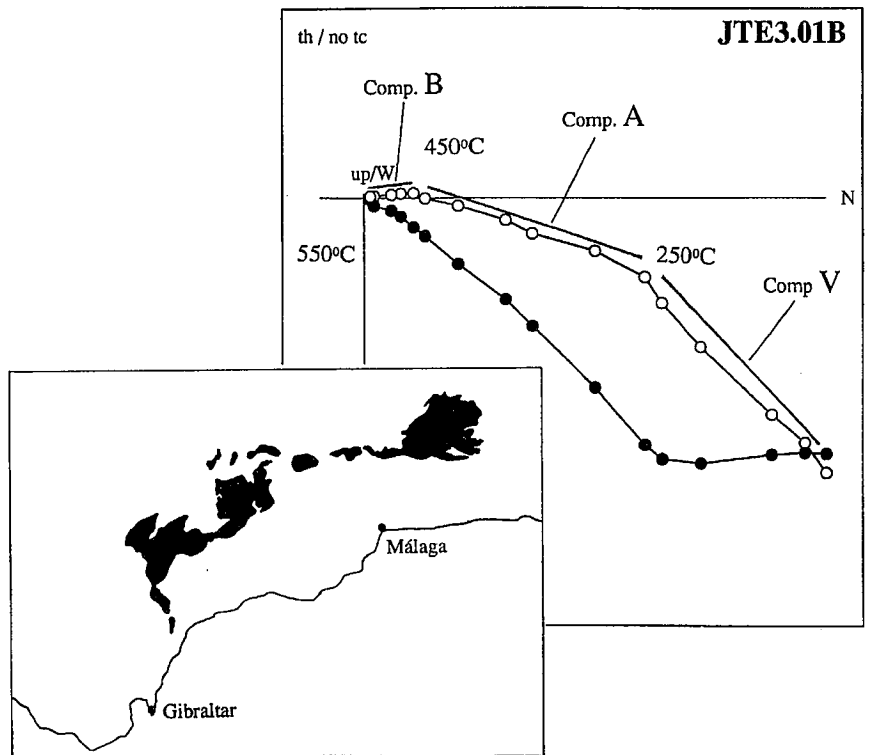


Fig 1.- (a) Proyección ortogonal de la desimanación térmica de la NRM de una muestra de caliza jurásica del Subbético occidental en coordenadas geográficas. Los círculos negros son proyecciones sobre el plano horizontal y los blancos sobre el vertical. La reimanación está señalada como comp. A. (b) Afloramientos jurásicos y cretácicos del Subbético donde hasta ahora se ha observado la reimanación Neógena.

Fig 1.- (a) Orthogonal projection during thermal demagnetization of the NRM of a representative Jurassic limestone specimen from western Subbetics in geographic coordinates. The remagnetization is indicated as comp. A. Solid circles are projections on the horizontal plane and open circles those on the vertical plane. (b) Jurassic and Cretaceous Subbetic outcrops in which the neogene remagnetization has been observed.

del siguiente modo:

- Temperatura máxima de desbloqueo constante a 450°C
- Presenta siempre polaridad normal
- Baja coercitividad
- Su mineral portador es la magnetita
- Se adquirió en el Neógeno de forma simultánea con la deformación por plegamiento del Subbético

En la figura 1 se representa el área donde se ha observado la reimanación, así como un diagrama de Zijderveld que muestra el proceso de desimanación térmica de la NRM de una muestra representativa. En el ejemplo puede observarse la intensidad y estabilidad de la imanación secundaria señalada como componente A. Esta reimanación es un fenómeno de escala regional, pues estas características son invariables a lo largo de todo el área investigada (unos 150 Km).

Hipótesis de una reimanación termoviscosa

Las rocas pueden sufrir procesos de calentamiento durante intervalos grandes de tiempo como resultado de procesos metamórficos. La elevación de la temperatura produce dos tipos de efectos sobre la imanación de las rocas: 1) cambiar la capacidad de la roca para retener una imanación remanente natural primaria, es decir, inestabilizar la imanación original y 2) generar la adquisición de una imanación termoviscosa (TVRM). Los efectos del tiempo de calentamiento y de la velocidad de enfriamiento han sido estudiados por diversos autores (Pullaiah *et al.*, 1975; Dodson y McClelland-Brown, 1980). En estos trabajos se ha observado que la temperatura de desbloqueo obtenida en el laboratorio es mayor que la temperatura real de calentamiento y que la intensidad de la imanación resultante se reduce cuando aumenta el tiempo de calentamiento o de enfriamiento. Por esta razón, rocas que muestran componentes termorremanentes con una temperatura máxima de desbloqueo de 400°C-500°C no muestran los efectos metamórficos que produciría un calentamiento a esas temperaturas. Si en estas rocas el enfriamiento se produjo durante millones de años, y considerando que la temperatura de bloqueo se mide enfriando en el laboratorio durante minutos, esta temperatura sobrestima de una forma muy importante la temperatura real de calentamiento que, por tanto, no fue suficientemente alta como para dejar restos de metamorfismo en la roca. Tomando la teoría de Néel de la imanación de un grano monodominio

como punto de partida, es posible plantear modelos que relacionen tiempos de relajación y temperatura. Estos modelos nos permitirán determinar la temperatura y tiempo de calentamiento que produjo una reimanación termoviscosa caracterizada por una temperatura de bloqueo determinada. Según Néel (1949), el tiempo de relajación τ de un grano monodominio viene dado por:

$$\tau = \frac{1}{C} \exp \left\{ \frac{v H_c(T) J_s(T)}{2kT} \right\}$$

donde T es la temperatura, v el volumen del grano, C la frecuencia característica de la fluctuación térmica (aproximadamente 10^{10} s^{-1}), k la constante de Boltzman, $H_c(T)$ el campo coercitivo y $J_s(T)$ la imanación espontánea. Para un volumen de grano v de una especie mineral determinada, temperatura y tiempo de relajación están relacionadas de modo que el

valor $\frac{T \ln(\tau C)}{J_s(T) H_c(T)}$ es constante. Pullaiah *et al.* (1975) han construido diagramas de bloqueo en los que se representan curvas con valores de T y τ que producen la activación térmica de una partícula para un valor constante del tamaño de grano, es decir, la temperatura y tiempo de exposición que permiten la destrucción o adquisición de la imanación de esa partícula ferromagnética (Fig. 2a). Siguiendo la figura 2a, si consideramos un conjunto de granos con una temperatura de desbloqueo de 450°C (temperatura obtenida calentando durante 1 hora), la curva de puntos del diagrama representa los valores (T, τ) para los cuales esos mismos granos pueden activarse térmicamente. Una solución posible está indicada por el punto 1 que corresponde a una temperatura T \approx 350°C durante un tiempo $\tau=10^6$ años. Se ha considerado este periodo de tiempo porque es el orden de magnitud de la duración máxima de un periodo de polaridad

durante el Neógeno, por otra parte, es también un periodo razonable para la duración de un proceso geológico.

Walton (1980) ha propuesto también otra aproximación teórica considerando el tipo de distribución del tamaño de grano. En la figura 2b se representan las curvas elaboradas con esta aproximación, calculadas por Middleton y Schmidt (1982), considerando una distribución logarítmico-normal. La temperatura de calentamiento que produjo la reimanación, según este segundo modelo, es notablemente menor, 250°C. Esta baja temperatura de calentamiento explicaría por qué las rocas del Subbético no presentan síntomas evidentes de metamorfismo.

Experimentos sobre imanación viscosa y termoviscosa.

Con el fin de probar si las curvas teóricas deducidas a partir del desarrollo de Walton (1980) se adaptan a los resultados experimentales y en concreto a las rocas en las que se ha observado la reimanación neógena del Subbético, se han realizado diversos experimentos sobre adquisición de imanación viscosa y termoviscosa. A continuación se describen estos experimentos:

Experimento 1: Consistió en la adquisición de una componente viscosa a temperatura ambiente en presencia del campo magnético natural (en la dirección del eje Z de la muestra). El tiempo de exposición fue de $1.5 \cdot 10^6$ s (aproximadamente 18 días). La componente creada fue desimada térmicamente en pasos de desimanación a intervalos de 20°C. En el diagrama de Zijderveld de la figura 3a se identifica claramente (señalada como T20) la componente viscosa creada en este experimento. La máxima temperatura de desbloqueo de esta componente se encuentra entre 80°C y 90°C. Este experimento nos

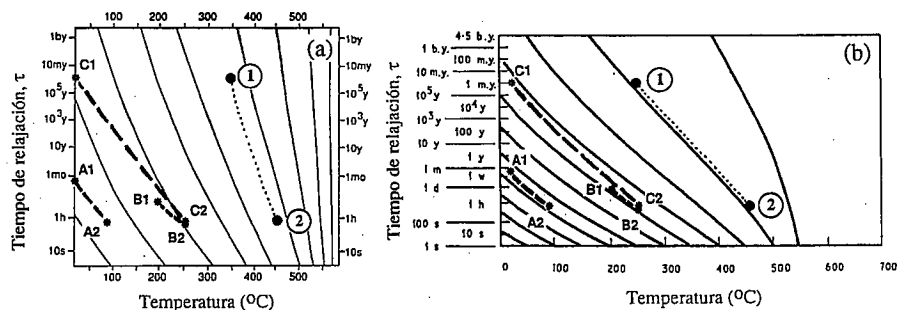


Fig 2.- Curvas de activación térmica para la magnetita (a) por Pullaiah *et al.* (1975) y (b) por Middleton y Schmidt (1982) según Walton (1980). Las estrellas y líneas de trazos corresponden a los resultados de los experimentos realizados. Explicación en el texto.

Fig 2.- Thermal activation curves for magnetite (a) by Pullaiah *et al.* (1975) and (b) by Middleton and Schmidt (1982) after Walton (1980). Stars and dashed lines corresponds to experimental results. See explanation in text.

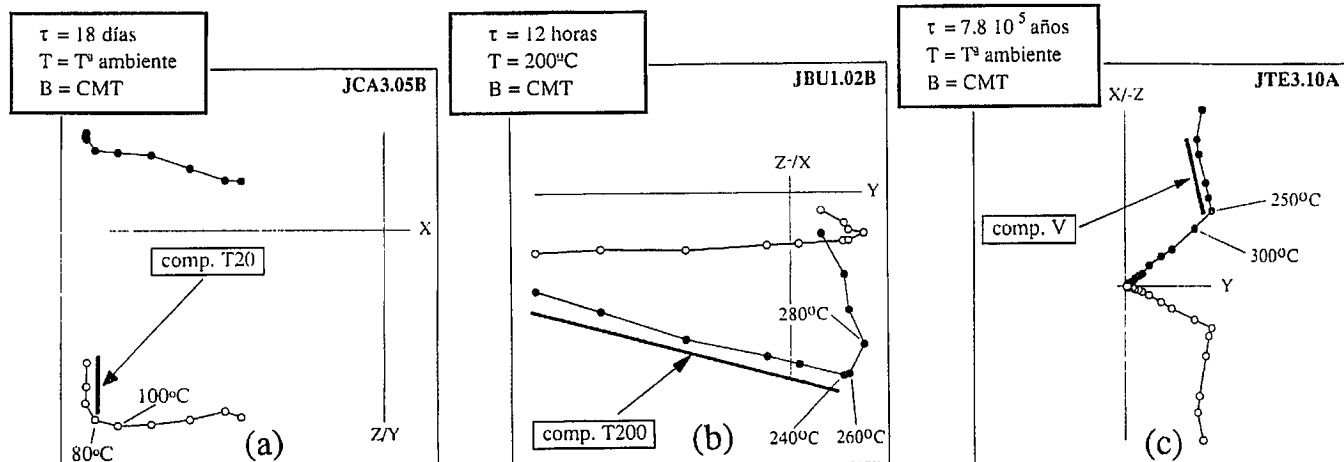


Fig. 3.- Diagramas de Zijderveld de la desimantación térmica de (a) componente viscosa adquirida en el experimento 1, (b) componente termoviscosa adquirida en el experimento 2 y (c) muestra en la que se observa nítidamente la máxima temperatura de desbloqueo de la componente de campo actual (comp. V)

Fig. 3.- Zijderveld plots of the thermal demagnetization of (a) viscous component acquired in the experiment 1, (b) thermoviscous component acquired in the experiment 2 and (c) specimen in which it can be clearly seen the maximum unblocking temperature of the present day field component (comp. V).

proporciona dos puntos de la misma curva de activación térmica: ($\tau_{A1} = 18$ días, $T_{A1} = 20^\circ\text{C}$) y ($\tau_{A2} = 40$ min., $T_{A2} = 85^\circ\text{C}$)

Experimento 2: Para comprobar las curvas de activación que corresponden a granos más estables se ha realizado otro experimento de adquisición termoviscosa. Se han calentado 15 muestras durante un tiempo $t = 4.3 \cdot 10^4$ s (12 horas) a una temperatura $T = 200^\circ\text{C}$. Tanto el calentamiento como el enfriamiento se produjeron sin blindaje magnético, en presencia del Campo Magnético Terrestre paralelo a la dirección Y de las muestras. Los especímenes fueron después desimantados térmicamente. El diagrama de Zijderveld correspondiente al proceso de desimantación térmica (Fig. 3b) muestra una componente muy intensa y estable (T200) con una máxima temperatura de desbloqueo del orden de 250°C . Los dos puntos obtenidos en este experimento son: ($\tau_{B1} = 12$ h., $T_{B1} = 200^\circ\text{C}$) y ($\tau_{B2} = 40$ min., $T_{B2} = 250^\circ\text{C}$)

Componente V: Obviamente, los experimentos de laboratorio no nos permiten probar la zona del diagrama correspondiente a un rango de tiempos de relajación grandes (10^6 años). Sin embargo, sí podemos obtener esta información a partir de la desimantación térmica de la NRM de las calizas del Subbético. En la NRM de todas estas rocas se observa una componente viscosa con la dirección del campo magnético actual que hemos llamado componente V (Fig. 1). Podemos asumir que esta última ha sido adquirida durante el último periodo de polaridad normal (Brunnes), lo que significa una exposición ante el Campo Magnético Te-

rrestre durante 780.000 años a temperatura ambiente. La máxima temperatura de desbloqueo para estas componentes es del orden de 250°C (Fig. 3c). Así obtenemos otro par de puntos de una misma curva en el diagrama (T, τ): ($\tau_{C1} = 0.78 \cdot 10^6$ años, $T_{C1} = 20^\circ\text{C}$) y ($t_{C2} = 50$ min., $T_{C2} = 250^\circ\text{C}$)

Los resultados de estos tres experimentos (A1 y A2 de la componente T20, B1 y B2 de la componente T200 y C1 y C2 de la componente V) se han introducido en las tablas de nomogramas de activación térmica de Pullaiah *et al.* (1975) y de Middleton y Schmidt (1982) (líneas de trazos de las figuras 2a y 2b). Esta figura muestra que nuestros resultados experimentales presentan importantes discrepancias con las curvas teóricas de Pullaiah *et al.* (1975), y por el contrario muestran un notable acuerdo con la tabla de nomogramas de Middleton y Schmidt (1982).

Esto indica que el comportamiento térmico de las calizas jurásicas del Subbético Interno puede determinarse con las curvas de bloqueo de Middleton y Schmidt. Por lo tanto, siguiendo este modelo teórico, podemos concluir que los granos de magnetita con una temperatura de desbloqueo $T_p \leq 450^\circ\text{C}$ pueden inestabilizarse y reorientar sus momentos magnéticos a una temperatura $T = 250^\circ\text{C}$ durante un tiempo del orden de $\tau = 10^6$ años.

Discusión

Se ha demostrado que un calentamiento prolongado a una temperatura de 250°C puede haber producido la reimanación observada en el Subbético. Aunque,

por desgracia, no hay datos de paleotemperaturas para la región investigada, sí hay, sin embargo, claros indicios de un calentamiento general en las unidades vecinas del Dominio de Alborán durante el Mioceno. Entre otras podemos citar: la evidencia de adelgazamiento cortical durante el Mioceno (García-Dueñas *et al.*, 1992), las intrusiones de leucogranitos en las unidades más altas del Dominio de Alborán (Muñoz, 1991) y un evento metamórfico de baja presión y alta temperatura (Bakker *et al.*, 1989; Balanyá *et al.*, 1993, etc.). La causa de este calentamiento pudo ser el soterramiento de las unidades más internas del Subbético bajo mantos del dominio de Alborán, antes de que se produjera la inversión tectónica del Cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá, 1991).

No puede, por otra parte, excluirse la posibilidad de un origen químico para esta reimanación regional. Algunos estudios recientes realizados en calizas que muestran una reimanación regional de edad paleozoica en los Apalaches han demostrado que su origen se debe a la creación de magnetita autigénica (McCabe *et al.*, 1983), sin embargo, aún no se conocen bien ni las fuentes de hierro para generar esa magnetita ni el mecanismo que produce una precipitación a tan gran escala, del mismo mineral y con las mismas propiedades.

Aunque la solución de esta cuestión pasa por completar la información paleomagnética con la que ofrecerán otro tipo de técnicas como la observación directa de los minerales portadores de la remanencia magnética mediante micros-

copio electrónico de tipo SEM y TEM, nos decantamos por la hipótesis de una reimanación termoviscosa por las siguientes razones:

Un calentamiento hasta una temperatura de 250°C es suficiente para explicar la reimanación termoviscosa del Subbético Interno. Por otro lado, los procesos químicos que pudieran producir precipitación de magnetita autigénica precisan cierto calentamiento (Lu *et al.*, 1990).

- El contexto geológico está de acuerdo con la hipótesis del calentamiento.

- La magnetita responsable de la reimanación presenta una temperatura de bloqueo de 450°C. Esta baja temperatura puede deberse, bien a la presencia de cationes sustituyentes del hierro (habitualmente Ti), o bien al tamaño del grano. La primera posibilidad debe excluirse si aceptamos una hipótesis química, pues, como ya hemos indicado, la formación de magnetita autigénica se produciría muy probablemente sin la contribución de elementos sustitutivos del hierro (McCabe *et al.*, 1983). Por otra parte, si consideramos la posibilidad de la reimanación química, difícilmente puede aceptarse una distribución tan homogénea del tamaño de grano a lo largo de esta región.

- La gran efectividad de la imanación térmica explica la alta intensidad de la imanación de las calizas estudiadas. Por otra parte, en algunos afloramientos en los que hay evidencias de la presencia de magnetita de alta temperatura de desbloqueo para la imanación remanente isoterma IRM (hasta 500°C-550°C) (Villalaín

et al., 1984), la NRM presenta, sin embargo, una máxima temperatura de desbloqueo de 450°C. Este hecho puede explicarse por que la imanación termoviscosa que afecta a los granos de hasta 450°C de temperatura de desbloqueo orienta con más efectividad sus momentos magnéticos, mientras que la magnetita más estable, con temperaturas de desbloqueo mayores de 450°C, no afectada por el calentamiento, tiene una contribución despreciable a la NRM. Sin embargo, en la IRM participan con gran intensidad todos los granos, independientemente de su temperatura de desbloqueo.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento a los Drs. R. Vegas y V. García-Dueñas por su asesoramiento geológico así como al Dr. F. Heller por su ayuda en el laboratorio de paleomagnetismo de Zurich, donde se realizaron estos experimentos. Este trabajo ha sido financiado por la U.E. (Proyecto CII-CT94-0114) Publicación N° 378 del Departamento de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid.

Referencias

Bakker, H.E., De Jong, D., Helmers, H. y Bierman, C. (1989): *J. Metam. Geol.*, 7: 359-381.
Balanyá, J.C. (1991): *Tesis*, Universidad de Granada, 210 pp.
Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sánchez-

Gómez, M. y García-Dueñas, V. (1993): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, Ser. II: 1595-1601.

Dodson, M.A. y McClelland-Brown., E.A. (1980): *J. Geophys. Res.* 85: 2625-2637.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): *Geo-Marine Lett.*, 12: 88-95.

Kent., D.V. (1979): *J. Geophys. Res.*, 84:3576-3588.

Kent, D.V., Zheng, X., Zhang, W.Y. y Opdyke, N.D. (1987): *Tectonophysics*, 139: 133-144.

Lu, G., Marshak, S. y Kent, D.V. (1990): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 351-361.

McCabe, C., van der Voo, R., Peacor, D.R., Scotese, C.R. y Freeman, R. (1983): *Geology*, 11: 221-223

Middleton, M.F. y Schmidt, P.W. (1982): *J. Geophys. Res.*, 87: 5351-5359.

Muñoz, M. (1991): *Geogaceta* 9: 10-13.

Néel, L. (1949): *Ann. Geophys.*, 5: 99-

136.

Oliver, J. (1986): *Geology*, 14: 99-102.

Pullaiyah, G., Irving, E., Buchan, K.L. y Dunlop, D.J. (1975). *Earth Planet Sci. Lett.*, 28: 133-143.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller, F. (1994):

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller, F. (1996): *Geological Society of London, special publication.* (A. Morris y D.H. Tarling eds.), 105: 33-41.

Walton., D. (1980): *Nature*, 286: 245-247.