

Propuesta metodológica para la caracterización de la mineralogía magnética en estudios paleoambientales. Aplicación al yacimiento de Atapuerca.

A methodology for the characterisation of magnetic mineralogy in paleoenvironmental studies. Application to the Atapuerca site.

M.F. Bógalo ⁽¹⁾, F. Heller ⁽²⁾, J.J. Villalaín ⁽¹⁾, M. Calvo ⁽¹⁾, M.L. Osete ⁽³⁾ y A. Pérez – González ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Dpto. de Física. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Burgos. 09006, Burgos. mfbogalo@ubu.es

⁽²⁾ Department of Geophysics. ETH Zürich, 8093, Zürich, Switzerland.

⁽³⁾ Dpto. de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040, Madrid.

⁽⁴⁾ Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040, Madrid.

ABSTRACT

A methodology is proposed, which gives information about the contents of ferrimagnetic and antiferromagnetic minerals with different domain structure in soils and sediments. Isothermal remanent magnetisation (IRM) acquired and measured both at room temperature and at low temperature (77K) provides data which define a set of new parameters: ΔIRM_c provides information about the fraction of superparamagnetic ferrimagnetics in the studied samples; parameters G and g , respectively, inform about absolute and relative contents of goethite, and parameters B and b discern the fraction of goethite, in superparamagnetic state. The proposed methodology is applied to the study of cave sediments from the palaeo-anthropological site of Atapuerca.

Key words: rock magnetism, environmental magnetism, sediments, Atapuerca.

Geogaceta, 34 (2003), 107-110

ISSN:0213683X

Introducción

Las propiedades magnéticas de los minerales presentes en suelos y sedimentos pueden proporcionar información acerca de los procesos ambientales que tienen lugar en la superficie terrestre. Su estudio ha dado lugar a un nuevo campo de investigación, denominado magnetismo ambiental. En el presente trabajo se estudiarán propiedades magnéticas de los minerales ferromagnéticos – en el sentido amplio del término – que se pueden hallar en los suelos y sedimentos. Estas son la magnetita y la maghemita (ferrimagnéticos) y la goethita y el hematites (antiferromagnéticos). Aunque la presencia del hematites y la goethita es muy importante tanto en suelos como sedimentos, este último mineral ha sido objeto de muy pocos trabajos (Heller, 1978; Dekkers, 1988, 1989; France y Oldfield, 2000).

Estos minerales se pueden encontrar en diferentes estados magnéticos (*i.e.* estructura de dominio magnético de los granos), tales como el estado monodominio (SD), el estado multidominio (MD) y el superparamagnético (SP). El estado magnético de los granos está relacionado con

el tamaño de grano ferromagnético (*s.l.*) y su mineralogía (*i.e.* Dunlop y Özdemir, 1997), y ambos se hallan condicionados por el tipo de aporte y la evolución diagenética del material. La relación directa entre estado y estabilidad magnéticos puede servir de base para el diseño de experimentos de magnetismo de rocas que permitan definir la mineralogía magnética y la distribución de tamaños de grano.

En los estudios de magnetismo ambiental se emplean diferentes métodos para analizar el estado magnético de los minerales ferromagnéticos. Por ejemplo, para identificar la presencia de minerales ferrimagnéticos en estado superparamagnético, se puede utilizar la dependencia de la susceptibilidad magnética con la frecuencia y el análisis de la variación con la temperatura de la magnetización remanente isoterma adquirida a bajas temperaturas. En el primero de estos métodos, se mide la susceptibilidad magnética a dos frecuencias (470 Hz y 4700 Hz). El parámetro χ_{fd} ($\chi_{fd} = 100 \times (\chi_{470\text{Hz}} - \chi_{4700\text{Hz}}) / \chi_{470\text{Hz}}$) permite estimar de forma rápida la presencia de granos ferrimagnéticos finos (*i.e.* Maher,

1988). Este método tiene el inconveniente de que, en el caso de que el contenido de minerales ferrimagnéticos sea bajo, la presencia de minerales paramagnéticos puede distorsionar la información acerca de los minerales ferrimagnéticos en estado SP. Por otra parte, este parámetro basado en la utilización de solo dos frecuencias, proporciona una información muy limitada de la distribución de tamaños de grano en las muestras (Eyre, 1997; Worm, 1998; Worm y Jackson, 1999). El segundo método se basa en la aplicación a bajas temperaturas (15-20 K) de un campo magnético que sature la muestra y en el posterior calentamiento de la misma hasta temperatura ambiente, midiendo durante el mismo la disminución de la magnetización remanente de saturación (SIRM) con la temperatura. En la curva que se obtiene queda reflejado el desbloqueo de casi todos los granos SP (Banerjee *et al.*, 1993; Hunt *et al.*, 1995; Fang *et al.*, 1999).

La metodología que aquí se presenta pretende identificar las contribuciones de minerales ferri- y antiferromagnéticos de diferente estado magnético a partir de experimentos de adquisición de IRM a dife-

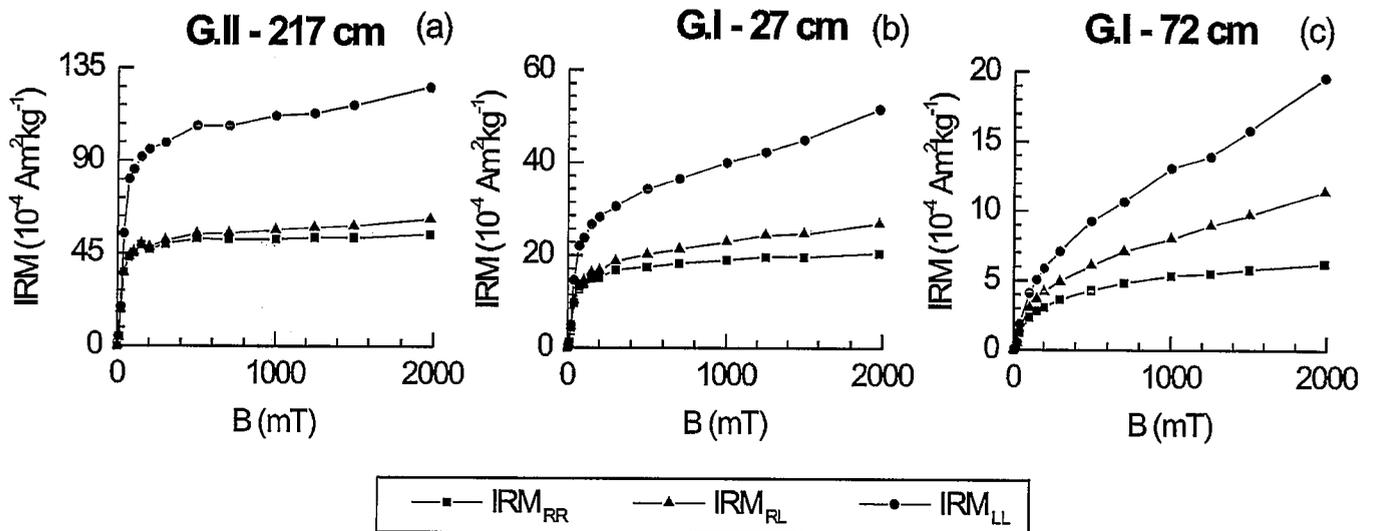


Fig. 1.- Curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM) de muestras de sedimentos de relleno de la cueva de Galería (Atapuerca). IRM_{RR} : campo aplicado y remanencia medida a 293 K; IRM_{RL} : campo aplicado a 293 K y remanencia medida a 77 K; IRM_{LL} : campo aplicado y remanencia medida a 77 K. En el nombre de cada una de las muestras se indica la posición que éstas ocupan en la columna estratigráfica de la figura 2.

Fig. 1.- Isothermal remanent magnetisation (IRM) acquisition curves of infill sediments from Galería cave (Atapuerca). IRM_{RR} : Field applied and remanence measured at 293 K; IRM_{RL} : Field applied at 293K and remanence measured at 77 K; IRM_{LL} : Field applied and remanence measured at 77 K.

rentes temperaturas. La aplicación de los experimentos se ilustra en una serie de muestras extraídas de la secuencia de relleno de la cueva de Galería en el yacimiento de Atapuerca (Burgos).

Propuesta metodológica

Los experimentos de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM) se llevaron a cabo a temperatura ambiente (293 K) y a 77 K con el objetivo de estimar la contribución de minerales ferri- y antiferromagnéticos en diferente estado magnético. Se describirá, seguidamente, la secuencia de las medidas realizadas. En la nomenclatura empleada, el primer subíndice de la IRM denota la temperatura a la que se ha aplicado el campo (R = ambiente, L = baja) y el segundo la temperatura a la cual se ha medido la remanencia.

La secuencia de medidas se llevó a cabo de la siguiente forma: 1) Aplicación a temperatura ambiente de un campo magnético (10 – 2000 mT). 2) Almacenamiento de las muestras inmediatamente después en campo nulo durante dos minutos (con el fin de evitar el efecto perturbador de las imanaciones viscosas) mediante un apantallamiento magnético. 3) Medida de la remanencia a temperatura ambiente utilizando un magnetómetro criogénico 2G. Al valor de IRM así obtenido se le ha llamado IRM_{RR} . 4) Enfriamiento de las muestras a 77 K, introduciéndolas en nitrógeno líquido en una

zona libre de campo. 5) Medida de la remanencia pasados cinco minutos. Al valor obtenido se le denomina IRM_{RL} . 6) Aplicación subsiguiente de un campo del mismo valor que en el punto 1) a cada una de las muestras que se encontraban a 77 K preservándolas seguidamente en una zona libre de campo. 7) Medición, al cabo de dos minutos, de su remanencia a dicha temperatura, obteniéndose los valores de IRM_{LL} . Después de que las muestras se calienten hasta la temperatura ambiente, se vuelve a repetir el experimento para el siguiente valor de campo. Los resultados obtenidos se han representado en la Figura 1.

Los resultados obtenidos muestran tres tipos de comportamientos diferentes, que se describen a continuación:

a) A temperatura ambiente la respuesta magnética está dominada por minerales de baja coercitividad. Las curvas IRM_{RR} e IRM_{RL} casi coinciden y prácticamente muestran saturación a campos del orden de 100 – 200 mT. La intensidad de la IRM para la curva de IRM_{LL} es mucho mayor que para las otras dos curvas (Fig. 1a).

b) A temperatura ambiente las propiedades magnéticas de la muestra se deben fundamentalmente a minerales de baja coercitividad (IRM_{RR} prácticamente se satura a campos del orden de 100 mT). Sin embargo, cuando la remanencia se mide a baja temperatura (IRM_{RL}), se observa un pequeño aumento de la coercitividad respecto a la curva medida

a temperatura ambiente. La curva de IRM_{LL} muestra un fuerte aumento de la intensidad de la remanencia para campos del orden de 100 – 200 mT, así como un aumento de la coercitividad. La remanencia no se satura con el campo máximo aplicado (Fig. 1b).

c) Las propiedades de la muestra están dominadas a temperatura ambiente por minerales de alta coercitividad (antiferromagnéticos) (IRM_{RR}) (Fig. 1c). Cuando la remanencia se mide a baja temperatura (IRM_{RL}), se observa un fuerte aumento de la coercitividad de la muestra. La curva de adquisición a baja temperatura (IRM_{LL}) también muestra un fuerte aumento de la coercitividad de la muestra en comparación con las curvas de adquisición de IRM a temperatura ambiente (IRM_{RR} e IRM_{RL}).

Las diferencias observadas en las distintas curvas de IRM cuando el campo se aplica y se mide a 293 y 77 K se deben a diferentes razones: a) A las variaciones en la magnetización espontánea, fundamentalmente en la goethita cuando la temperatura disminuye (Heller, 1978; Dekkers, 1988, 1989); b) a la contribución de minerales magnéticos que se encuentran en estado superparamagnético a temperatura ambiente y que quedan bloqueados cuando las muestras se enfrían hasta 77 K; c) a transiciones de baja temperatura, como la transición de Verwey para la magnetita o la de Morin para el hematites (Dunlop y Özdemir, 1997). En la Fig. 1a, la intensidad de IRM_{RR} e IRM_{RL} a 100 mT

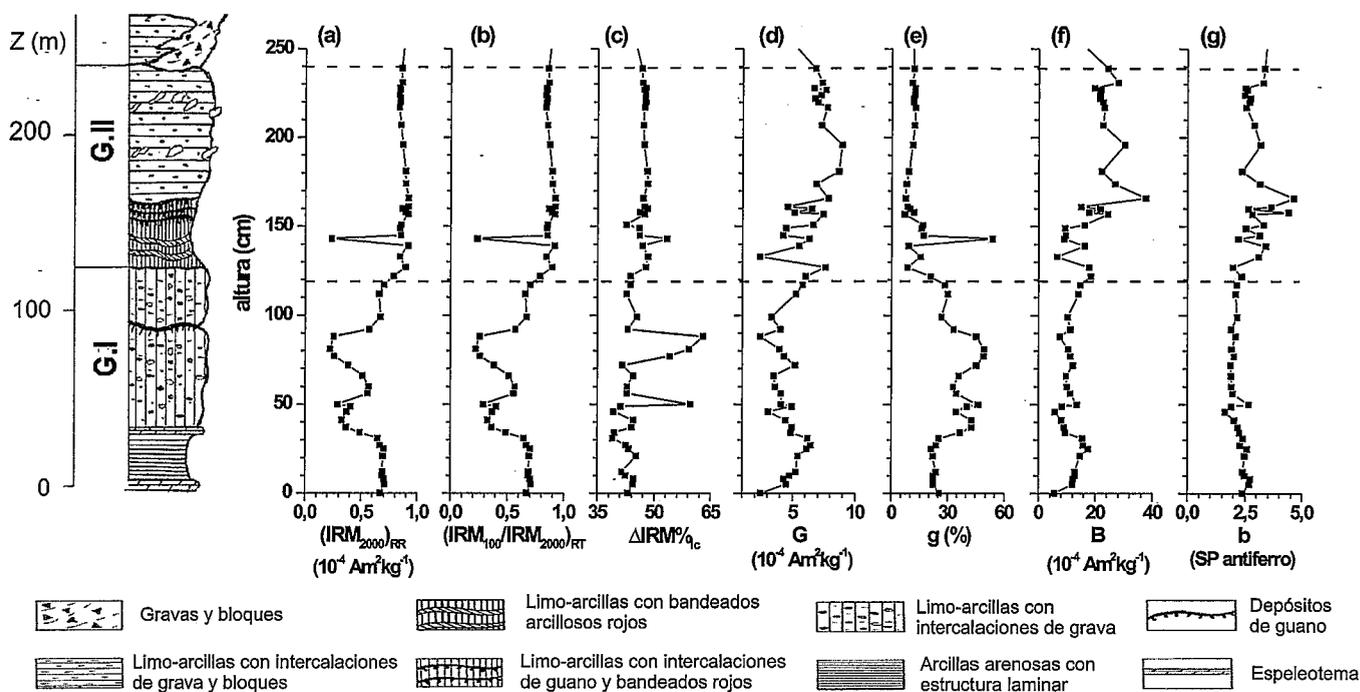


Fig. 2.- Parámetros relacionados con la IRM en la sección inferior (unidades GI y GII) de los sedimentos de relleno de la cueva de Galería (Atapuerca). $(IRM_{2000})_{RR}$: IRM aplicando a temperatura ambiente un campo de 2000 mT; $(IRM_{100}/IRM_{2000})_{RR}$: relación entre los valores de la IRM aplicando a temperatura ambiente un campo a 100 y a 2000 mT; $\Delta IRM\%_c$: diferencia normalizada entre IRM_{LL} e IRM_{RR} a 100 mT (explicación en el texto) indicativa del contenido de granos ferrimagnéticos en estado SP respecto al total de los ferrimagnéticos; G: diferencia entre IRM_{RL} e IRM_{RR} a 2000 mT (explicación en el texto), estimativo de la contribución de goethita en términos absolutos; g: parámetro G normalizado por el valor de IRM_{RL} aplicado a 2000 mT; B: (explicación en el texto). Este parámetro evalúa en términos absolutos la contribución a la remanencia a baja temperatura de la goethita en estado SP; b: parámetro B normalizado (explicación en el texto).

Fig. 2.- IRM related parameters in the lower section (units GI and GII) of infill sediments from Galería cave (Atapuerca). $(IRM_{2000})_{RR}$: IRM acquired in a 2000 mT field at room temperature; $(IRM_{100}/IRM_{2000})_{RR}$: ratio of IRM acquired at 100 mT and IRM acquired at 2000 mT, both at room temperature; $\Delta IRM\%_c$: Normalised difference of IRM_{LL} and IRM_{RR} at 100 mT (see text). This parameter informs about the fraction of ferrimagnetics in SP state; G: difference between IRM_{RL} and IRM_{RR} at 2000 mT (see text). This parameter informs about the goethite contents; g: parameter G normalised to IRM_{RL} acquired in a 2000 mT field; B: see text. This parameter provides information about the contribution of SP goethite to low temperature remanence; b: normalised parameter B.

prácticamente coinciden, y por tanto, la presencia de granos de magnetita en estado multidominio (MD) y monodominio (SD), en los que la anisotropía magnetocristalina produce una disminución de la remanencia alrededor de la temperatura de transición de Verwey, es insignificante. No obstante, probablemente exista una cierta contribución de granos monodominio de magnetita oxidada. Por tanto, la diferencia entre IRM_{LL} e IRM_{RR} a 100 mT (ΔIRM_{ic}) puede ser un indicador de la concentración de minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad en estado superparamagnético que quedan bloqueados en el intervalo de temperatura comprendido entre 293 y 77 K (Bógaló, 1999; Bógaló, et al., 2001):

$$\Delta IRM_{ic} = (IRM_{LL} - IRM_{RR})_{100mT}$$

El contenido de granos ferrimagnéticos en estado SP relativo al total de los ferrimagnéticos se puede expresar mediante el siguiente parámetro normalizado:

$$\Delta IRM\%_c = 100 \cdot \frac{(IRM_{LL} - IRM_{RR})_{100mT}}{(IRM_{LL})_{100mT}}$$

Respecto al comportamiento de los minerales antiferromagnéticos a baja temperatura, Heller (1978), Dekkers (1988, 1989) y France y Oldfield (2000) estudiaron la dependencia de la remanencia con la temperatura en muestras naturales que contenían goethita y hematites. En el caso de la goethita, la termorremanencia y la IRM aumentan constantemente cuando la muestra se enfría desde temperatura ambiente hasta 77 K. Heller (1978) observó que para la goethita de grano fino y con temperaturas de bloqueo máximas de 60 °C, la relación IRM_{LL}/IRM_{RR} es de aproximadamente 3,7.

La remanencia de saturación de diferentes fracciones de tamaño de grano de hematites (desde 0.25 hasta 10 mm) disminuye ligera y continuamente durante el enfriamiento sin indicación de la transición de Morin (Dekkers, 1988).

Comparando las curvas de IRM obtenidas mediante la aplicación del campo a temperatura ambiente y la subsiguiente medida de la remanencia i) a dicha temperatura y ii) a la temperatura del nitrógeno líquido (IRM_{RR} e IRM_{RL}) se pueden observar los cambios en la magnetización espontánea para la goethita al disminuir la temperatura. La contribución de goethita en términos absolutos se puede calcular a partir del siguiente parámetro:

$$G = (IRM_{RL} - IRM_{RR})_{2000}$$

La contribución relativa de goethita respecto al contenido de minerales ferromagnéticos se puede calcular normalizando el parámetro anterior respecto a la IRM_{RL} :

$$g = 100 \cdot \frac{(IRM_{RL} - IRM_{RR})_{2000}}{(IRM_{RL})_{2000}}$$

Por otra parte, es posible también evaluar la contribución de goethita en estado

SP (y quizás también de hematites) a la remanencia a baja temperatura en términos absolutos a partir del siguiente parámetro:

$$B = (IRM_{2000} - IRM_{100})_{LL} - (IRM_{2000} - IRM_{100})_{RL}$$

Normalizando este parámetro respecto a la diferencia de IRM a temperatura ambiente, se obtiene:

$$b = \frac{(IRM_{2000} - IRM_{100})_{LL} - (IRM_{2000} - IRM_{100})_{RL}}{(IRM_{2000} - IRM_{100})_{RR}}$$

El primer cociente está controlado por el aumento de la magnetización espontánea de la goethita al disminuir la temperatura y por la contribución de los minerales antiferromagnéticos en estado SP que quedan bloqueados por debajo de la temperatura ambiente. El segundo cociente está controlado por el aumento de la remanencia en la goethita debido al incremento de la magnetización espontánea al disminuir la temperatura.

Aplicación a los sedimentos de la cueva de Galería (Atapuerca)

En la Figura 2 se muestra una aplicación de la metodología propuesta a un estudio de magnetismo ambiental llevado a cabo en los sedimentos de relleno de la cueva de Galería en el yacimiento de Atapuerca. En esta figura se muestran dos de las seis unidades (GI y GII) de que consta la secuencia sedimentaria. La unidad GI, de carácter autóctono, está constituida por depósitos laminares de texturas muy finas, espeleotemas y fases arcillosas masivas. La unidad GII (y el resto de las unidades GIII a GVI), de carácter alóctono, está compuesta, principalmente, por flujos de materiales detríticos, de clastos calizos en matrices arcillosas y gravillas calizas homométricas, organizadas por corrientes hídricas (Pérez – González *et al.*, 1999). En la Figura 2 se comparan los perfiles de diferentes parámetros magnéticos obtenidos a partir de la medida de la IRM. Las curvas de IRM medidas a temperatura ambiente (IRM_{RR}) e (IRM_{100}/IRM_{2000}) $_{RR}$ (Fig 2a - b) muestran claras diferencias entre las secciones GI y GII, indicando una menor concentración de minerales ferrimagnéticos en la sección inferior del perfil. El contenido relativo de minerales ferrimagnéticos en estado

SP es ligeramente superior en GII, salvo entre 80 – 100 cm, donde presenta valores máximos (Fig. 2c). Los minerales antiferromagnéticos son también importantes a lo largo de todo el perfil. El parámetro “G” (Fig. 2d) estima la contribución absoluta de goethita. La curva obtenida para este parámetro indica, probablemente, una ligera mayor contribución de goethita en la unidad GII. Sin embargo, debido a que en la unidad GI la concentración de minerales ferrimagnéticos es muy baja en relación con la de minerales antiferromagnéticos, el parámetro “g” (Fig. 2e) presenta valores máximos en la unidad inferior, correlacionables con los mínimos obtenidos en las curvas correspondientes a los parámetros (IRM_{2000}) $_{RR}$ y (IRM_{100}/IRM_{2000}) $_{RR}$ (Figs. 2a y 2b). Finalmente estudiamos la presencia de minerales antiferromagnéticos en estado SP gracias a los parámetros “B” y “b” (Fig. 2f y g). Puesto que la variación de “B” a lo largo del perfil muestra un comportamiento similar al de “G”, podemos deducir que las variaciones del contenido de granos SP se deben fundamentalmente a variaciones en la goethita. Observamos, por tanto, una clara diferencia entre el comportamiento de los parámetros magnéticos en la unidad GI, correspondiente a un ambiente de cueva cerrada o transitorio, y en la unidad GII, de cueva abierta.

Conclusiones

Los parámetros de IRM medidos a temperatura ambiente y a temperatura del nitrógeno líquido y las relaciones entre parámetros de IRM proporcionan evidencias claras acerca de la presencia de goethita y de minerales ferromagnéticos en estado superparamagnético en sedimentos y suelos. La goethita, al ser un mineral de alta coercitividad, difícilmente identificable por otros métodos de magnetismo de rocas, se reconoce fácilmente gracias al peculiar aumento de su magnetización espontánea al disminuir la temperatura. Existen métodos más sofisticados para la identificación y determinación de la concentración de minerales magnéticos, pero son difíciles de llevar a cabo sobre los grandes volúmenes de muestras que habitualmente son requeridos en estudios de magnetismo ambiental. Sin embargo, los parámetros aquí propuestos pueden ser medidos para todas las muestras, proporcionando regis-

tros de alta resolución de la presencia de minerales ferri- y antiferromagnéticos, así como de su estado magnético, lo que permitirá la reconstrucción e interpretación de diferentes procesos ambientales.

Agradecimientos

Agradecemos las invitaciones del Prof. J. Urrutia para la realización de medidas de IRM en el laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM en México. Las estancias en este centro fueron financiadas por la Universidad de Burgos. Este trabajo ha sido también financiado por el proyecto BU16/00B concedido por la Junta de Castilla y León.

Referencias

Banerjee, S.K., C.P. Hunt and X.M. Liu. 1993. *Geophys. Res. Letters*, 20, 843-846.
 Bógalo, M.F. 1999. *Tesis*, Universidad Complutense de Madrid, pp. 378.
 Bógalo, M.F., Heller, F. and M.L. Osete. 2001. *Geophys. Res. Letters*, 28, nº 3, 419-422.
 Dekkers, M.J. 1988. *Tesis*, University of Utrecht.
 Dekkers, M.J. 1989. *Geophys. Jour.*, 97, 341-355.
 Dunlop, D.J. and Ö. Özdemir. 1997. *Cambridge University Press*, Cambridge.
 Eyre, J.K. 1997. *Geophys. Jour. Int.*, 129, 209-211.
 Fang, X.M., J.J. Li, S.K. Banerjee, M. Jackson, E.A. Oches and R. Van der Voo. 1999. *Geophys. Res. Letters*, 26, 2485-2488.
 France, D.E. and F. Oldfield. 2000. *Jour. Geophys. Res.*, 105, 2781-2795.
 Heller, F. 1978. *Jour. Geophys.*, 44, 525-543.
 Hunt, C.P., S.K. Banerjee, J.M. Han, P.A. Solheid, E.A. Oches, W.W. Sun and T.S. Liu. 1995. *Geophys. Jour. Int.*, 123, 232-244.
 Maher, B.A. 1988. *Geophys. Jour.*, 94, 83-96.
 Pérez-González, A., Parés, J.M., Gallardo, J., Alexandre, T., Ortega, A.I. y Píñilla, A. 1999. *Arqueología en Castilla y León*, 7, 31-41.
 Worm, H.-U. 1998. *Geophys. Jour. Int.*, 133, 201-206.
 Worm, H.-U. and M. Jackson. 1999. *Jour. Geophys. Res.*, 104, 25415-25425.