

Caracterización paleomagnética y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) preliminar de las terrazas antiguas del río Ebro

Preliminary paleomagnetic characterization and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of ancient terraces of the Ebro river

Héctor Gil¹, Emilio Pueyo², Arturo Palma-Rodríguez³, María Asunción Soriano¹, Aránzazu Luzón¹, Andrés Pocovi¹, Antonio Pérez¹ y Alfonso Yuste¹

¹ Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza, España.

hecgilgarbi@gmail.com, asuncion@unizar.es, aluzon@unizar.es, apocovi@unizar.es, anperez@unizar.es, alfon@unizar.es.

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Unidad de Zaragoza, Manuel Lasala, 44 - 9º B. 50006 Zaragoza, España. unaim@igme.es

³ Museo de Paleontología, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México. arctoduspr@gmail.com.

ABSTRACT

In this work we carry out a preliminary paleomagnetic analysis focused in the oldest fluvial terrace (198-220 m) of the Ebro River, in the central sector of the Ebro Basin. We have also conducted a combined analysis of anisotropy of magnetic susceptibility (ASM) and paleocurrent data in the area. The paleomagnetic record shows a clear high temperature (300-675°C) reverse polarity with an additional viscous normal component <100°C, indicating that the materials were deposited during the Matuyama chron (reverse polarity) which implies an age > 773.000 years. The ASM shows a more complex behaviour controlled by the magnetic mineralogy. Dominant paramagnetic fabrics show magnetic foliation parallel to the bedding indicating their potential utility in the study of paleocurrents.

Key-words: Terrace, paleomagnetism, AMS, Quaternary, Ebro Basin.

RESUMEN

En este trabajo se realiza el estudio paleomagnético preliminar del nivel de terraza más antiguo (198-220 m) del río Ebro, en el sector central de la Cuenca del Ebro. Igualmente se ha realizado un análisis conjunto de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) y los datos de paleocorrientes en la zona. Las desmagnetizaciones muestran direcciones con una clara polaridad inversa de alta temperatura (300-675°C), con una componente adicional normal viscosa <100°C, indicando que la edad del depósito es anterior al límite Brunhes-Matuyama (773.000 años). La ASM muestra un comportamiento más complejo controlado por la mineralogía magnética. Las fábricas con susceptibilidad paramagnética dominante mostraron foliación magnética paralela al plano de estratificación indicando su posible utilidad en el estudio de paleocorrientes.

Palabras clave: Terraza, paleomagnetismo, ASM, Cuaternario, Cuenca del Ebro.

Geogaceta, 53 (2013), 129-132.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10 de julio de 2012
Fecha de revisión: 25 de octubre de 2012
Fecha de aceptación: 30 de noviembre de 2012

Introducción

El área central de la Cuenca del Ebro presenta un substrato constituido fundamentalmente por evaporitas miocenas, recubiertas por depósitos detríticos cuaternarios (glacis y terrazas). Esta configuración geológica junto con la presencia de agua de origen natural ha permitido el desarrollo de un extenso karst de cobertera durante el Cuaternario (últimos ~ 2,5 M.a.), favorecido en las últimas décadas por los excedentes de regadíos de la zona, pudiéndose observar numerosas paleodolinas en los niveles de terraza del Ebro y sus principales afluentes. En los últimos años se ha abordado el estudio de las paleodolinas y sus depósitos

asociados desde una perspectiva multidisciplinar (Pérez *et al.*, 2011; Soriano *et al.*, 2012). Dentro de este marco de estudio, la datación de los diferentes niveles de terraza del río Ebro y sus afluentes tiene una gran importancia en el conocimiento geológico de la zona. El criterio altitudinal (alturas relativas de cada terraza con respecto al curso actual) se ha utilizado para la correlación y datación relativa de las terrazas a lo largo de los años. Sin embargo en una región con frecuente desarrollo de procesos kársticos, la utilización de otras técnicas y criterios de datación puede aportar nuevos datos sobre la edad de las terrazas. A los niveles más antiguos de terraza (T8 según Soriano, 1990), con una altura relativa de 198-220

m sobre el río Ebro, Marqués *et al.* (1998) les atribuyen una edad de Pleistoceno inferior (~1,8 a 2,5 M.a.). Ello haría inviable la utilización de métodos de datación como la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) o la datación geoquímica (¹⁴C).

El objetivo fundamental del presente trabajo es la determinación de la polaridad magnética mediante paleomagnetismo de los depósitos detríticos que conforman el nivel de terraza T8 del río Ebro. La determinación de la polaridad permitirá situar las muestras analizadas en el cron magnético cuaternario correspondiente y obtener una datación relativa de la terraza. Esta técnica ha dado muy buenos resultados en depósitos de terraza del río Cinca (Sancho *et al.*, 2007).

Igualmente se ha realizado un análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de parte de las muestras obtenidas para determinar su aplicabilidad en el análisis de paleocorrientes de la zona.

Los materiales analizados corresponden a tres canteras de extracción de áridos denominadas LGMD, ANT y RG, situadas al norte de la localidad de Mediana de Aragón a unos 30 Km al sureste de la ciudad de Zaragoza (Fig. 1).

Metodología

El muestreo se ha llevado a cabo a partir de 8 estaciones repartidas en las 3 canteras estudiadas. En cada estación se han obtenido de 1 a 11 especímenes a partir de los testigos y bloques orientados extraídos en niveles lutíticos y limosos, consiguiéndose 118 muestras estándar. Las medidas de susceptibilidad magnética se han realizado en 57 especímenes escogidos de las 3 canteras. Estos se han analizado en condiciones de temperatura ambiente con un susceptómetro Kappabridge KLY-3S de AGICO (Geotransfer-Universidad de Zارا

goza), con un campo de baja intensidad (300 A/m) y baja frecuencia (875 Hz) según el método "spinning" que consigue una determinación muy sensible de la susceptibilidad magnética. Las medidas de ASM han dado información sobre la orientación y magnitud de los ejes K_{max} , K_{int} y K_{min} del elipsoide magnético y sobre la susceptibilidad magnética media (K_m). Además se han calculado diferentes parámetros (Jelinek, 1981; Hroudá, 1982) para determinar diferentes características de los elipsoides magnéticos como su forma $T = (2 \ln K_{int} - \ln K_{max} - \ln K_{min}) / (\ln K_{max} - \ln K_{min})$, o el grado de anisotropía magnética corregido $P' = \exp [2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2)] / 2$ donde $a_1 = \ln (K_i / K_m)$, etc. Finalmente se han comparado estos datos con las paleocorrientes obtenidas a partir de la imbricación de 240 cantos, en 20 estaciones repartidas a lo largo de las tres canteras. El análisis paleomagnético se ha realizado en los 118 especímenes mediante un desmagnetizador térmico TD48-DC de ASC llegando a temperaturas de hasta 680° en pasos de 10°, 25° y 50°. La magnetización remanente se midió con un magnetómetro superconductor 755-2G (Área de Fís

sica Aplicada-Universidad de Burgos) con el que también se han medido algunas desmagnetizaciones por campos magnéticos alternos (AF). Este equipo puede abordar estudios en materiales muy débilmente magnetizados.

El procesado y análisis de los datos de ASM se ha realizado con el software ANISOFT 4.2 de AGICO (Chadima y Jelinek, 2009). Para los datos de paleomagnetismo se ha utilizado el programa Virtual Paleomagnetic Directions (Ramón y Pueyo, 2008) basado en el análisis de las componentes principales de vectores paleomagnéticos (Kirschvink, 1980). Para conocer la mineralogía de los especímenes se ha realizado difracción de rayos X (DRX) de diversas muestras recogidas en los niveles lutíticos y limosos prospectados. Además con un equipo CS-03 acoplado al susceptómetro KLY-3 se han obtenido curvas de variación de la susceptibilidad con la temperatura (curvas K-T) de 5 muestras, con un rango de temperatura de 40° a 700°, este análisis a permitido conocer la contribución de las fases magnéticas presentes a la susceptibilidad magnética.

Resultados

ASM y mineralogía

El rango de susceptibilidad de las muestras estudiadas se sitúa entre 15 y 140 x 10⁻⁶ SI, con un promedio de 65,6 x 10⁻⁶ SI ($\sigma = 3,4$). Estos datos se encuentran dentro del rango habitual para fabricas magnéticas controladas fundamentalmente por la fracción paramagnética (Rochette, 1987), no obstante, las curvas KT y la modelización de las hipérbolas paramagnéticas (Hroudá, 1994) muestra una importante contribución de las componentes ferromagnéticas a la susceptibilidad de las muestras, en el intervalo del 60% al 96%. Las caídas de susceptibilidad a 530°C y 670°C indican la presencia de magnetita y hematites. El análisis semicuantitativo de mineralogía total con DRX deja patente que las muestras presentan entre un 20-52% de cuarzo, 24-43% de calcita, 1-3% de plagioclasa, 0-2% de feldespato potásico y 22-41% de filosilicatos que se componen fundamentalmente de illita, esmectita, clorita y caolinita.

El grado de anisotropía total de las muestras es bajo (la media de P' es de 1,025; $\sigma = 0,001$) y la forma del elipsoide es triaxial con tendencia al carácter oblat



Fig. 1.- Mapa geológico del área y localización de las canteras estudiadas.

Fig. 1.-. Geological map of the area and location of studied quarries.

(media del parámetro $T = 0,281$; $\sigma = 0,04$). Analizando los datos de cada cantera por separado, se puede establecer que:

En la cantera LGMD se han analizado 31 especímenes de dos estaciones diferentes, presentan una anisotropía baja ($P' = 1,023$; $\sigma = 0,001$) con una forma del elipsoide triaxial con tendencia al carácter oblató ($T = 0,523$; $\sigma = 0,029$). En la cantera ANT se han considerado 15 especímenes de una única estación, presentan una anisotropía idéntica a LGMD ($P' = 1,022$; $\sigma = 0,006$), la forma del elipsoide es triaxial ($T = 0,039$; $\sigma = 0,255$). En la cantera RG se han analizado 11 especímenes de una única estación presentando una anisotropía un poco mayor a los casos anteriores ($P' = 1,044$; $\sigma = 0,006$), la forma del elipsoide es oblató ($T = 0,823$; $\sigma = 0,104$).

La morfología de los elipsoides magnéticos no presenta la esperable forma oblató propia de fábricas sedimentarias, presentando morfologías fundamentalmente triaxiales $0,5 \geq T \geq -0,5$ (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982). El análisis de dichas fábricas permite establecer algunas observaciones, las fábricas con independencia de la morfología del elipsoide, presentan el polo de la estratificación (S_0) paralelo al polo de la foliación magnética, lo que es una característica de fábricas magnéticas sedimentarias (K_{min}). Este paralelismo está ausente en el caso de la cantera ANT (Fig. 2). En cualquier caso los ejes K_{max} al restituir los datos a la horizontal de los especímenes de las cantera RG tienden a ser pseudoparalelos con las paleocorrientes medidas con métodos convencionales (cantos imbricados y estratificaciones cruzadas) (Fig. 2). En el caso de la estación LGMD, al restituir los datos a la horizontal, la correlación con la paleocorriente difiere de la anterior, presentando una disposición de la lineación magnética ortogonal a la paleocorriente medida en campo. En este caso, la ausencia de paralelismo entre la lineación magnética y la orientación de cantos en afloramiento podría deberse a un cambio entre el patrón sedimentario de la unidad y la fábrica magnética (cantos imbricados con respecto a la corriente o transversales a ésta por rodamiento). Esta variación no puede contrastarse a partir de métodos de análisis de campo puesto que las unidades muestreadas no presentan indicios de paleocorrientes y se comparan los datos de unidades de mayor granulometría localizados por encima y por debajo del nivel de estudio.

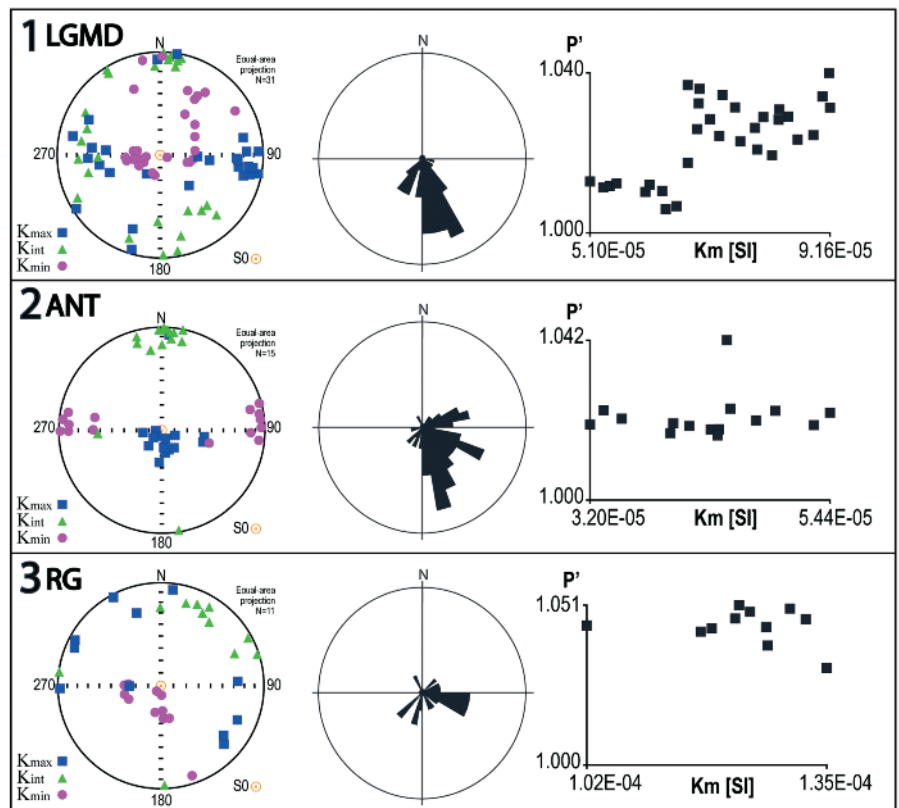


Fig. 2.- Estereogramas con los resultados de ASM corregidos a la horizontal, paleocorrientes y representación P' vs K_m para las tres canteras estudiadas (1-cantera LGMD, 2-cantera ANT, 3-cantera RG).

Fig. 2.- Stereograms with the results of ASM corrected to the horizontal, paleocurrent and representation P' vs K_m for the three quarries studied. (1-quarry LGMD, 2-quarry ANT, 3-quarry RG).

La elevada contribución de fases ferromagnéticas a la susceptibilidad (entre un 75 y 80%) o la relación positiva entre K_m y P' , podría suponer cambios entre la anisotropía de grano mineral y de susceptibilidad.

Análisis paleomagnético

La magnetización remanente natural (NRM) de las muestras estudiadas es muy variable, oscila entre $0,33$ y $87 \cdot 10^{-6}$ A/m con un valor medio de $8,78 \cdot 10^{-6}$ A/m. Sin embargo más del 80% de las muestras tiene $NRM < 10 \cdot 10^{-6}$ A/m, lo que atestigua la baja intensidad magnética de estos sedimentos, aunque no impide la observación de desmagnetizaciones bien estructuradas y consistentes en muchas de las muestras. Para el análisis se han utilizado los especímenes que mostraron intensidades por encima del ruido de fondo del magnetómetro, en torno a $1 \cdot 10^{-6}$ A/m, lo que representa algo menos del 50% del total de muestras estudiadas.

Aparte de una componente viscosa ($< 100^\circ\text{C}$) la mayoría de las direcciones de alta

temperatura son mono-componentes y muestran una clara polaridad inversa que se ha desmagnetizado entre 300 y 675°C (Fig. 3A). Estos especímenes mostraron además direcciones normales intermedias entre 100°C y $250-300^\circ\text{C}$, que en muchos casos se distribuyó a través de un círculo mayor durante la desmagnetización en la proyección estereográfica. Además, también se observaron muestras con direcciones de polaridad normal en ambos intervalos ($100-300^\circ\text{C}$ y $300-675^\circ\text{C}$) (Fig. 3B). Las direcciones normales de alta temperatura indican probablemente un bloqueo tardío de la magnetización en dichas muestras. Los desbloques térmicos vuelven a atestiguar la existencia de magnetita ($\approx 575^\circ\text{C}$) y hematites ($\approx 680^\circ\text{C}$). Las pocas desmagnetizaciones por campos alternos realizadas (hasta 100 mT) fueron incapaces de desmagnetizar completamente las NRM.

La calidad de las desmagnetizaciones es variable, aunque las estaciones de las canteras RG, y en menor medida LGMD, presentan componentes inversas bien caracterizadas. La mayor parte de las mues-

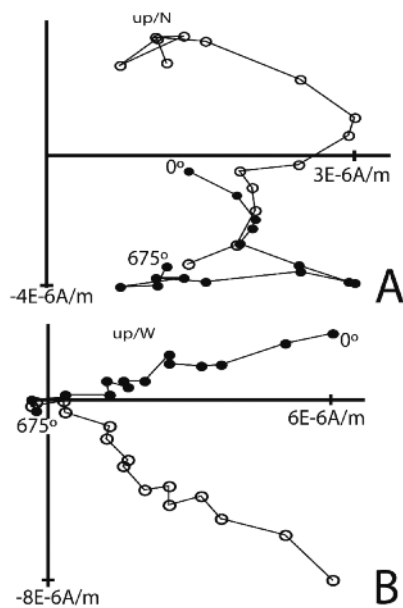


Fig. 3.- A) Diagramas de vectores ortogonales para una de las muestras inversas. B) Diagramas de vectores ortogonales para una de las muestras normales.

Fig. 3.- A) Orthogonal projection diagrams of a inverse sample. B) Orthogonal projection diagrams of a normal sample.

tras de ANT presentan desmagnetizaciones inestables debido a su baja intensidad (media de $3,37 \times 10^{-6}$ A/m). La componente de alta temperatura se ha considerado como la magnetización remanente característica (MRC). Las componentes MRC de las muestras antes y después de la restitución de la estratificación a la horizontal presentan un mejor agrupamiento antes de la deformación (DEC = 191, INC = -40, $\alpha_{95} = 28,5^\circ$ y $k = 6,4$; Fig. 4B) que en el estado actual (DEC = 185, INC = -24, $\alpha_{95} = 30,7^\circ$ y $k = 6,9$; Fig. 4A).

Discusión y Conclusiones

A pesar de la baja anisotropía y tendencia al carácter triaxial del elipsoide magnético, la fábrica magnética en algunos casos podría indicar un posible origen sedimentario (eje K_{min} perpendicular a la estratificación). Así, la coincidencia del eje K_{max} y la disposición pseudoparalela con las paleocorrientes medidas en una de las tres canteras (la de mayor contribución paramagnética) sugeriría que la ASM puede ser una herramienta útil para la caracterización de paleocorrientes (orientación preferente mineral) en sedimentos de grano fino en depósitos de terraza, siempre complementados por estudios de la mineralogía (total y

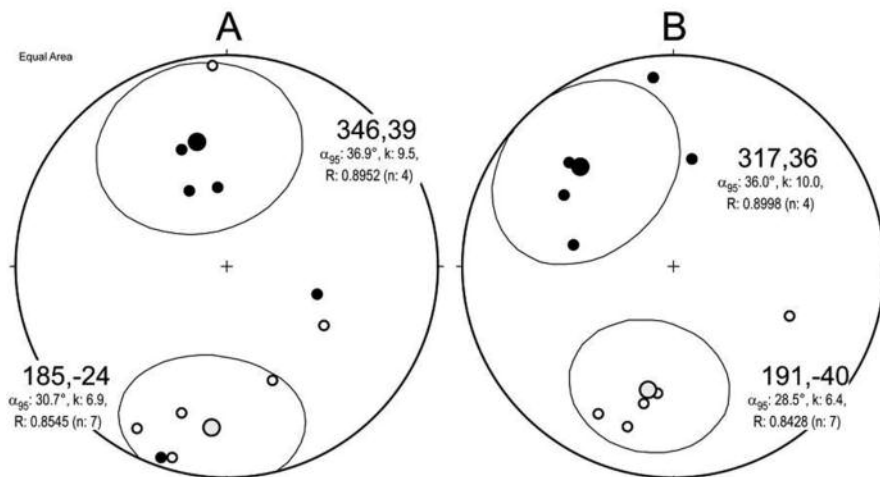


Fig. 4.- Proyección estereográfica de los vectores principales extraídos de las muestras de 10 testigos y bloques orientados de las canteras LGMD y RG, se incluye el promedio de la declinación e inclinación de los vectores y sus principales valores estadísticos, (A sin corrección de capa y B con corrección de capa). Las direcciones de inclinación negativa abatidas presentan direcciones cercanas al campo magnético inverso esperable.

Fig. 4.- Stereoplots projection of the main vectors extracted from samples of 10 drillings and oriented blocks from quarries RG and LGMD, it includes the average declination and inclination of the vectors and their main statistical values (A uncorrected layer and B correction layer). Negative inclinations after bedding correction fall within the expected reverse polarity field.

magnética). El análisis paleomagnético deja patente el registro de una clara polaridad inversa de alta temperatura (675°C). Ello nos permite atribuir los sedimentos estudiados al cron magnético Matuyama, anterior a 773.000 años según la última calibración de Channell *et al.* (2010). Las muestras con polaridades normales o intermedias de alta temperatura, serían indicativas de un bloqueo tardío de la magnetización probablemente relacionado con su cercanía al límite Matuyama-Brunhes. Estas evidencias deberán ser confirmadas en futuros estudios paleomagnéticos más detallados, así como el análisis de los niveles de terraza inmediatamente posteriores para acotar espacio-temporalmente con mayor precisión el registro de la polaridad de etapa Matuyama.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto, GA-LC-026/2009 del Gobierno de Aragón-Caixa y el grupo Geotransfer. Igualmente este trabajo no habría sido posible sin la colaboración de los investigadores pertenecientes a los grupos DGA y FSE Análisis de cuencas sedimentarias continentales y Geotransfer, especialmente los implicados en el Análisis de fábricas magnéticas. También reconocer al grupo de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos la ayuda y consejos ofrecidos. Los autores agradecen a Belén Oliva y a Miguel Garcés la revisión del manuscrito original.

Referencias

Chadima, M. y Jelinek, V. (2009). Anisoft 42. Beta-version [software].
 Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Singer, B.S. y Xuan, C. (2010). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 1-21.
 Hrouda, F. (1982). *Geophysical Survey*, 5, 37-82
 Hrouda, F. (1994). *Geophysical Journal International*, 118, 604-612.
 Jelinek, V. (1981). *Tectonophysics*, 79, 63-70.
 Kirschvink, J.L. (1980). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
 Marqués, L.A., Santos, J.A., Esnaola, J.M. y Gil, C. (1998). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 384 (Fuentes de Ebro)*. IGME.
 Pérez, A. Pueyo, O., Gil, H., Soriano, M.A., Luzón, A. y Pocoví A. (2011). *Geogaceta*, 50(2), 117-120.
 Ramón, M.J. y Pueyo, E.L. (2008). *Geo-Temas*, 10, 1203-1206.
 Rochette, P. (1987). *Journal of Structural Geology*, 9, 1015-1020.
 Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., Pueyo, E.L. y Gosse, J. (2007). En: *Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila*. 2 p.
 Soriano, M.A. (1990). *Geomorfología del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Publi. Institución Fernando el Católico. Diputación Provincial de Zaragoza. Zaragoza (España), 269 p.
 Soriano, M.A., Luzón, A., Yuste, A., Pocoví, A., Pérez, A., Simón, J.L. y Gil, H. (2012). *Journal of Cave and Karst Studies*, 74(2), 173-185.