

Comparación entre las direcciones de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) y la lineación de estiramiento estructural en las peridotitas de Ronda: hacia un método identificador de lineaciones en ausencia de marcadores en rocas ultramáficas

Comparison between the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and the structural stretching lineation in the Ronda peridotites: towards a method for the identification of lineations in the absence of markers in ultramafic rocks

Fátima MARTÍN-HERNÁNDEZ⁽¹⁾, M^a Luisa OSETE LÓPEZ⁽²⁾,
France BELLEY⁽³⁾, Eric C. FERRE⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geofísica y Meteorología
Universidad Complutense de Madrid
fatima@fis.ucm.es

⁽²⁾ Departamento de Geofísica y Meteorología
Universidad Complutense de Madrid
mlosete@fis.ucm.es

⁽³⁾ Department of Geology
Southern Illinois University
fanfan24@siu.edu

⁽⁴⁾ Department of Geology
Southern Illinois University
eferre@geo.siu.edu

Received: 26/05/2010

Accepted: 09/07/2010

RESUMEN

La cordillera Bético-Rifeña constituye la terminación más occidental de la orogenia Alpina en la zona del Mediterráneo. Su formación y evolución estructural son ampliamente debatidas y una pieza fundamental es el origen y emplazamiento de los cuerpos ultramáficos que afloran a ambos lados de la cordillera. En la parte norte, estos cuerpos conocidos como “Peridotitas de Ronda” han sido objeto de multitud de estudios estructurales como paso para la evaluación de modelos geodinámicos. Sin embargo el mapeo de las direcciones de estiramiento es en algunas ocasiones difícil por la ausencia de mar-

cadores. Se ha realizado un estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) con posterior correlación entre las direcciones de lineación magnética y lineación estructural. Se ha realizado además un estudio de los minerales portadores de la susceptibilidad magnética, identificando magnetita, creada en el proceso de serpentinización, como principal portador de la señal magnética. La correlación positiva entre la dirección de máxima susceptibilidad de ASM y la lineación de estiramiento hace que la primera se pueda utilizar como método de evaluación de direcciones estructurales en ausencia de otros marcadores.

Palabras clave: Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), lineación magnética, lineación de estiramiento, magnetismo de rocas

ABSTRACT

The Betic-Rif cordillera constitutes the western most part of the Alpine orogeny in the Mediterranean area. Its formation and structural evolution are widely debated. An important piece of information is the origin and emplacement of the ultramafic bodies that outcrop in both sides of the cordillera. The bodies in the northern part, known as Ronda peridotites, have been studied from the structural point of view in order to elaborate geodynamical models. A study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been carried out with further correlation between the magnetic lineation and structural stretching lineation measured in the field. Additional rock magnetic measurements have allowed determining the carriers of the magnetic signal. Magnetite originated during the serpentinization process, has been identified as the main carrier of the magnetic susceptibility. The positive correlation between magnetic lineation and stretching lineation makes the method suitable for the evaluation of structural directions in the absence of other markers.

Key words: Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), magnetic lineation, stretching lineation, rock magnetism

SUMMARY: 1. Introducción. 2. Situación geológica. 3. Muestras y técnicas. 4. Resultados. 4.1. Ciclos de histeresis. 4.2 Curvas de imanación remanente isotérmica (IRM) y espectro de coercitividad. 4.3. Curvas termomagnéticas. 4.4. Anisotropía de la susceptibilidad magnética. 4.5. Correlación entre lineaciones magnéticas y lineación de estiramiento. 5. Discusión y conclusiones. 6. Referencias.

1. INTRODUCCIÓN

Las peridotitas de Ronda representan el mayor afloramiento mundial de peridotitas orogénicas además de una oportunidad única de estudiar los procesos de deformación del manto que aflora en la superficie terrestre. Su origen y emplazamiento con controvertidos y su conocimiento requiere el estudio de las deformaciones que han experimentado estos cuerpos ultramáficos.

Existen diversos modelos de emplazamiento, entre ellos modelos de delaminación de una losa subducida (van der Wal & Visser 1996b) o el de diapirismo de delaminación (Tubia *et al.* 2004), todos ellos basados en mayor o menor medida en las direcciones de lineación de estiramiento que se han determinado en el campo. Existen direcciones de lineación en algunos perfiles del macizo de Ronda (van der Wal 1993), en el macizo de Ojén (Tubía & Cuevas 1987) y Carratraca (Esteban *et al.* 2004). Sin embargo, estas direcciones están sujetas a la presencia de buenos marcadores de deformación, que en el caso de las peridotitas de Ronda suelen ser cristales de piroxeno y/o enstatitas.

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) ha demostrado ser una herramienta útil en el estudio de deformaciones (Borradaile 1988; Borradaile &

Henry 1997; Martín-Hernández *et al.* 2004). Para el caso concreto de rocas ultramáficas, las direcciones de ASM pueden resultar complejas debido a la presencia de una fábrica paramagnética atribuida a minerales tales como olivinos, piroxenos, anfíboles, etc. y una fábrica ferromagnética portada por la magnetita creada en procesos secundarios de serpentización (Martín-Hernández & Hirt 2001). Estas fábricas pueden ser coincidentes, pero en algunos casos se ha demostrado que no lo son (Ferré *et al.* 2004).

Se propone un trabajo de correlación entre las direcciones de lineación magnética y las direcciones de lineación de estiramiento observadas en el campo proponiendo la primera como un indicador de deformación en ausencia de otro tipo de marcadores para las peridotitas de Ronda.

2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La cordillera Bético-Rifeña constituye el segmento más occidental de la orogenia alpina (Figura 1a). Dentro de la Cordillera Bética se pueden distinguir dos zonas teniendo en cuenta sus características litológicas y paleogeográficas: Béticas Externas, pertenecientes al paleomargen ibérico; y Béticas Internas, pertenecientes al dominio de Alborán (Vera 2004; Gibbons & Moreno 2006). En las Béticas Internas, afloran macizos de rocas ultramáficas, conocidas como las peridotitas de Ronda, cuyo origen y emplazamiento están aún hoy en debate. Tradicionalmente se han propuesto tres familias de modelos que se pueden resumir en i) diapirismo mantélico (Loomis 1972; Loomis 1975), ii) laja mantélica (Tubía & Cuevas 1987) y iii) origen alóctono en el interior de Alborán y su posterior emplazamiento tras un movimiento hacia el Este (Sanz De Galdeano 1990). En la actualidad se contemplan modelos ligeramente más complejos que combinan varias de las hipótesis anteriores como delaminación de una laja subducida (van der Wal & Visser 1996b) o el de diapirismo de delaminación (Tubía *et al.* 2004).

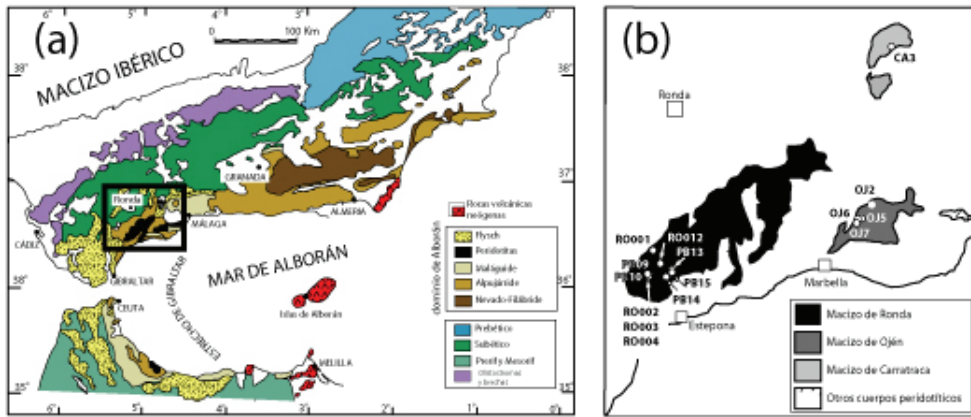


Figura 1. a) Mapa geológico general de la cordillera Bético-Rifeña con énfasis en la localización de las peridotitas. b) Los tres macizos principales de peridotitas en la Cordillera Bética correspondientes a Sierra Bermeja, Sierra Alpujata y Carratraca y la localización de los sitios estudiados.

Figure 1. a) General geologic map from the Betic-Rif arc, with emphasis in the location of the peridotites. B) The three main peridotitic massifs in the Betic Cordillera, corresponding to Sierra Bermeja, Sierra Alpujata and Carratraca and the location of the studied sites.

Las peridotitas de Ronda consisten en lherzolitas con harzburgitas, dunitas y capas máficas subordinadas (Obata 1980). Constituyen el mayor afloramiento mundial de peridotitas de tipo orogénico y están distribuidas en varios cuerpos: i) las peridotitas de Sierra Bermeja o macizo de Ronda; ii) las peridotitas de Sierra Alpujata, también llamadas de Ojén por estar cerca de esta localidad; y iii) las peridotitas de Carratraca, subdivididas en Sierra de las Aguas al norte y Sierra de la Robla al sur (Figura 1b)

Desde el punto de vista de las propiedades magnéticas, se desarrollan serpentinitas y rodingitas durante el retrometarmorfismo de estas rocas máficas y ultramáficas con la consecuente formación de minerales magnéticos en el proceso de serpentinitización (Esteban *et al.* 2003). El grado de serpentinitización es variable, lo cual ha sido ya observado en estudios previos de paleomagnetismo clásico en la zona (Villasante-Marcos *et al.* 2003), aunque esto no parece afectar al tipo de minerales magnéticos sino a su abundancia y/o estado de dominio ya que la señal se debe casi exclusivamente a magnetita (Feinberg *et al.* 1996; Martín-Hernández & Hirt 2001; Villasante-Marcos *et al.* 2003).

3. MUESTRAS Y TÉCNICAS

Se han medido ciclos de histéresis en un magnetómetro de gradiente alternado “Micromag 2900” (Princeton Inc., USA). A partir de ellos se ha calculado la imanación de saturación (M_s), la imanación remanente de saturación (M_{rs}) y la fuerza coercitiva (B_c).

En el mismo instrumento se ha medido la imanación remanente isotérmica (IRM, del inglés “*Isothermal Remanent Magnetization*”) en campos estáticos hasta 2 T y la posterior desimanación por campos estáticos reversos a partir de la cual se ha podido determinar la coercitividad de la remanencia (B_{cr}). Para las curvas de IRM, la derivada de las mismas permite conocer la distribución de coercitividades, que se ha analizado ajustando la misma a una serie de distribuciones normales siguiendo el método descrito por Kruiver et al. (2001).

También se han medido curvas reversibles de primer orden (diagramas FORC, del inglés “*First Order Reversal Curves*”). Se ha utilizado un campo saturante de 1T y un grupo de 200 curvas a partir de las cuales se ha determinado el diagrama FORC siguiendo el método descrito por Pike et al. (1999), utilizando un factor de suavizado de 4 para el procesado de las curvas.

Adicionalmente se han medido curvas termomagnéticas en atmósfera normal con una balanza de translación de Curie modificada (Mullender et al. 1993). El campo alternante varía entre 150-300 mT y la velocidad de enfriamiento y calentamiento fue de 10°C/min. Se ha utilizado el llamado protocolo de segmentos de calentamiento y enfriamiento incremental para detectar posibles alteraciones químicas durante el experimento. La temperatura máxima fue de 650°C. La temperatura de Curie se ha determinado por el método de intersección de tangentes en el último segmento de calentamiento donde se ha detectado la presencia de un marcado punto de inflexión. (Moskowitz 1981).

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) se ha medido en un total de 252 especímenes pertenecientes a 14 sitios. Las muestras son cilindros de una pulgada de diámetro por una pulgada de altura excepto la muestras nombradas RO que son cubos de una pulgada de lado. Para cada sitio, un pequeño trozo se ha utilizado para determinar las propiedades magnéticas. Se ha utilizado para este propósito un trozo de la parte más interna de los testigos utilizados para el análisis, con la intención de evitar una posible alteración superficial.

La ASM en los sitios RO001, RO002, RO003 y RO012 se ha determinado en un puente de susceptibilidad KLY-4S de la compañía AGICO, operando a una frecuencia de 875 Hz y con un campo de 300 A/m en el laboratorio de paleomagnetismo de Universidad de Southern Illinois (USA). Los sitios PB9, PB10, PB14, PB15, OJ5, OJ6 y OJ7 han sido medidos con un KLY-2 con una frecuencia de 920 Hz y un campo de 300 A/m en el laboratorio de paleomagnetismo de Scripps (USA) y por último los sitios OJ2 y CA3 en un KLY-2 en el laboratorio de paleomagnetismo de Zurich (Suiza). Las muestras se han medido en tres planos perpendiculares a partir de lo cual se ha determinado el elipsoide de anisotropía (1978). Los valores medio del ASM por sitio han sido evaluados utilizando el método de multivariable (Jelinek 1978). Además de la representación direccional de los autovalores de elip-

soide de ASM, la forma se ha descrito con el parámetro T , que será 1 para elipsoides oblatos y -1 para los elipsoides prolatos, y el grado de anisotropía corregido P_j (Jelinek 1981).

4. RESULTADOS

4.1. Ciclos de histéresis y diagramas FORC

En todos los experimentos realizados el comportamiento de los ciclos de histéresis es muy similar. Las muestras saturan su imanación inducida a un campo aproximado de 300 mT, mostrando un valor de la imanación de saturación de aproximadamente $0.275 \text{ Am}^2/\text{kg}$ (Figura 2a). Estos valores son compatibles con la presencia de magnetita o titanomagnetita (Dunlop & Özdemir 1997). Los ciclos de histéresis son todos ellos cerrados y asociados a una única población ferromagnética de coercitividad muy similares de aproximadamente 25 mT, compatibles con una población de minerales en estado PSD (pseudo monodominio) (Tauxe 1998).

Para determinar la posible presencia de interacciones entre las partículas ferromagnéticas, se han medido diagramas FORC en gran parte de los sitios estudiados (Figura 2b). Las coercitividades mostradas en los diagramas corroboran las medidas de los ciclos de histéresis, con valores en torno a 25-30 mT, compatibles con partículas de magnetita en estado pseudomonodominio (Dunlop & Özdemir 1997 y referencias contenidas). Los diagramas FORC aparecen todos ellos con el máximo desplazado hacia la parte inferior del eje horizontal, posiblemente debido a la presencia de interacción entre la partículas magnéticas (Muxworthy & Roberts 2007). También es importante destacar que existe una asimetría en cuanto a la forma de las líneas de contorno, que muestran una forma elipsoidal en la parte superior del diagrama que no se observa en la parte inferior, lo cual sugiere la presencia de o bien más de una población, o alta interacción de las mismas (Muxworthy *et al.* 2005).

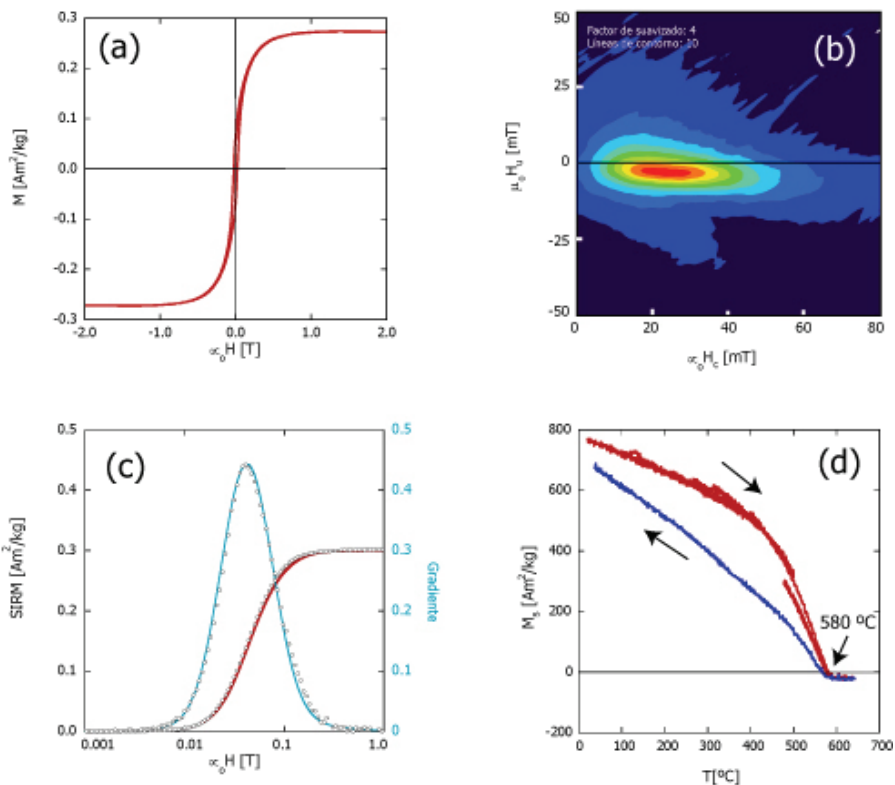


Figura 2. Propiedades magnéticas de las fases ferromagnéticas para una muestra tipo del sitio RO001. a) Ciclo de histéresis hasta 2T, b) diagrama FORC mostrando 10 líneas de contorno, c) Adquisición de la IRM y espectro de la coercitividad asociado. Los símbolos muestran los valores medidos y las líneas continuas muestra el modelo calculado a partir de una distribución normal de coercividades y d) curva termomagnética de calentamiento y enfriamiento y la temperatura de Curie calculada.

Figure 2. Magnetic properties of the ferromagnetic phases for one typical sample from site RO001. a) Hysteresis loop up to 2T, b) FORC diagram showing 10 contour lines, c) IRM acquisition and corresponding coercivity spectra. Symbols show measured values, and full line the model computed from a normal distribution of coercivities and d) warming up and cooling down thermomagnetic curve and computed Curie Temperature.

4.2. Curvas de imanación remanente isotérmica (IRM) y espectro de coercitividad

Se han realizado curvas de adquisición de la IRM en todos los sitios estudiados para así determinar la naturaleza de los minerales ferromagnéticos (Figura 2c). Las medidas se han realizado hasta 2T, aunque la representación gráfica solo muestra valores hasta 1T; esto es debido a la presencia de un salto en la imanación debido a pro-

blemas instrumentales de cambio de rango en 1T. Las curvas muestran la presencia de un mineral cuya remanencia se satura aproximadamente en 250 mT, lo cual corrobora la presencia de magnetita. Las curvas de desimancación por campos estáticos inversos han permitido calcular la coercitividad de la remanencia (B_r), que junto con la coercitividad (B_c) y los parámetros de imanación de saturación (M_s) y la imanación remanente (M_r) permiten describir el estado de dominios a partir de los ratios de imanación y remanencia en el llamado diagrama de Day (Day 1973; Dunlop 2002). Los valores obtenidos para las peridotitas de Ronda son compatibles con una población de estado pseudomonodominio o una mezcla de partículas monodominio y multidominio (Figura 3). Los valores obtenidos son similares a los ya presentados por Villasante-Marcos et al. (2003), aunque más agrupados en la curva de mezcla número 2 definida por Dunlop (2002).

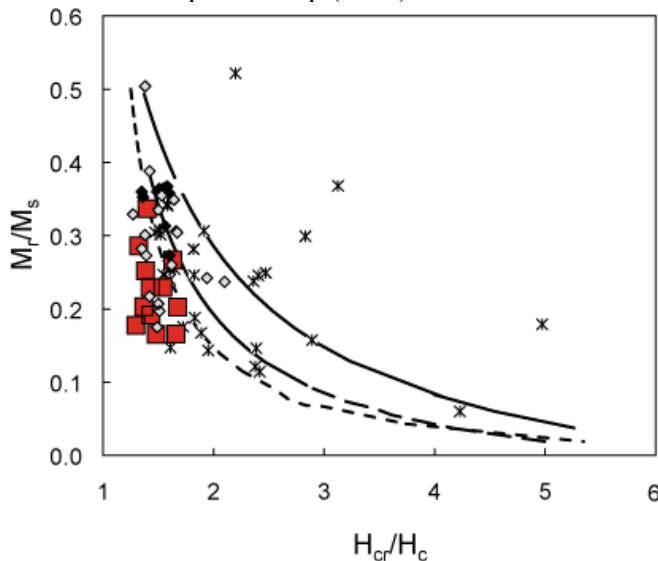


Figura 3. Diagrama de Day (Day 1973) modificado con las curvas de mezcla de poblaciones magnéticas de diferente estado de dominio propuesto por Dunlop (2002) con los valores derivados de medidas de histéresis para las peridotitas de Ronda. Los cuadrados representan las medidas de este estudio, las cruces representan valores de la misma zona publicados por Villasante-Marcos et al. (2003), los rombos blancos medidas de otras peridotitas frescas presentadas y los rombos grises peridotitas serpentinizadas de tipo continental publicadas por Nazarova (1994).

Figure 3. Day plot (Day 1973) modified by the mixing curves proposed by Dunlop (2002) with the hysteresis derived values from the Ronda peridotites. Squares represent values from the Ronda peridotites presented in this study, crosses represent from the Ronda peridotites already reported by Villasante-Marcos et al. (2003), open diamonds are measurement from fresh continental peridotites and gray diamonds altered peridotites reported by Nazarova (1994).

El estudio del espectro de coercitividad nos indica el número de poblaciones magnéticas portadoras de remanencia en las muestras (Figura 2c). Siguiendo el método de ajuste a una distribución normal de coercitividades descrito por Kruiver *et al.* (2001) las medidas se pueden ajustar a una sola distribución con campo medio destructivo ($B_{1/2}$) de 43 mT y un parámetro de dispersión de 0.25 mT.

4.3. Curvas termomagnéticas

Las curvas termomagnéticas muestran todas ellas una inflexión en la curva de calentamiento que se observa también en la curva de enfriamiento en aproximadamente 580 °C (Figura 2d). Este valor es indicativo de la presencia de magnetita. Las curvas de calentamiento y enfriamiento no son reversibles, indicando la presencia de alteraciones químicas en el proceso de calentamiento. También se puede observar en algunas muestras que ambas curvas se cruzan con una ligera inflexión en 250°C, fenómeno que ya había sido observado en la peridotitas de Ronda por otros autores que atribuyeron a la transición I de pirrotina hexagonal (Villasante-Marcos *et al.* 2003). Las curvas de adquisición de IRM no han dado evidencias de una población magnética que sature a campos cercanos a la pirrotina, por lo tanto tampoco se excluye la posibilidad de que se trate de maghemita estable presente en la roca (Dunlop & Özdemir 1997).

4.4. Anisotropía de la susceptibilidad magnética

Los valores medios del elipsoide de ASM para cada sitio (excepto sitio OJ2 cuyo fichero presentaba problemas irresolubles de formato para su procesado) y sus correspondientes valores del grado de anisotropía y parámetro de forma aparecen recogidos en la Tabla 1. El elipsoide de ASM en las peridotitas presenta dos tipologías distintas. En los sitios RO001, RO004, PB10, PB14, OJ5, OJ6, OJ7 y CA3 el elipsoide es triaxial, con las tres direcciones de susceptibilidad bien definidas y la dirección de máxima susceptibilidad magnética, o lineación magnética, contenida en el plano de foliación macroscópica (Figura 4a). En el sitio RO001, además se pudo realizar una medida estructural de la lineación de estiramiento a partir granos de piroxenos estirados. En este caso, la dirección de lineación magnética es coincidente con la dirección de lineación de estiramiento (Figura 4a). El elipsoide de anisotropía tiene en su mayoría forma neutra a oblata, con valores de T variables entre cero y la región negativa. El grado de anisotropía está en torno a 1.10 (Figura 4b). Estos valores medios del grado de anisotropía se pueden considerar normales con respecto a valores de rocas ultramáficas (Tarling & Hrouda 1993 y referencias contenidas; Martín-Hernández *et al.* 2004).

Tabla 1. Valores medios de las direcciones principales de ASM calculadas a partir de la estadística propuesta por Jelinek (1978) y valores medios del grado de anisotropía corregido (P_j) con su desviación estándar y el parámetro de forma (T) con su correspondiente desviación estándar.

Table 1. Mean values for the AMS principal directions computed with the statistical approach proposed by Jelinek (1978) and mean values of the corrected anisotropy degree (P_j) with its standard deviation and the shape parameter (T) with its corresponding standard deviation.

		D_1	I_1	D_2	I_2	D_3	I_3	P_j	T
Ojén	OJ2							1.10±0.03	-0.4±0.1
	OJ5	262.9	8.3	359.3	37.4	162.5	51.3	1.04±0.07	0.0±0.4
	OJ6	266.1	34.7	136.9	42.3	17.8	28.1	1.04±0.01	-0.2±0.3
	OJ7	279.4	22.0	152.7	55.9	20.1	24.6	1.06±0.03	0.0±0.4
	PB9	60.2	14.2	214.8	74.4	328.6	6.4	1.08±0.04	-0.1±0.4
	PB10	251.8	42.2	73.2	47.8	342.5	0.8	1.21±0.13	-0.6±0.4
Ronda	PB14	73.6	5.4	279.9	84.0	163.9	2.6	1.03±0.02	0.0±0.5
	PB15	296.5	70.2	100.6	19.1	192.3	5.0	1.04±0.03	-0.2±0.2
	RO001	265.7	43.1	356.3	0.7	87.1	46.9	1.13±0.01	0.1±0.2
	RO002	73.5	24.7	200.0	51.0	331.1	28.0	1.11±0.02	-0.4±0.3
	RO003	269.3	1.8	359.5	7.5	165.9	82.3	1.09±0.01	-0.5±0.2
	RO004	116.0	10.3	206.2	1.0	301.8	79.7	1.08±0.01	0.4±0.2
Carratraca	RO012	60.9	2.1	327.7	56.6	152.3	33.3	1.16±0.01	-0.1±0.4
	CA3	45.0	10.0	135.0	10.0	225.0	80.0	1.14±0.06	0.5±0.4

En los sitios RO002, RO003, RO012, PB9, PB15 y OJ2 la lineación magnética está bien definida y es perpendicular al plano de foliación. Los ejes de susceptibilidad intermedia y mínima se encuentran distribuidos en un círculo máximo coincidente con el plano de foliación macroscópica (Figura 4c). El elipsoide es prolato con valores de T negativos y el grado de anisotropía es muy similar a la tipología anterior (Figura 4d).

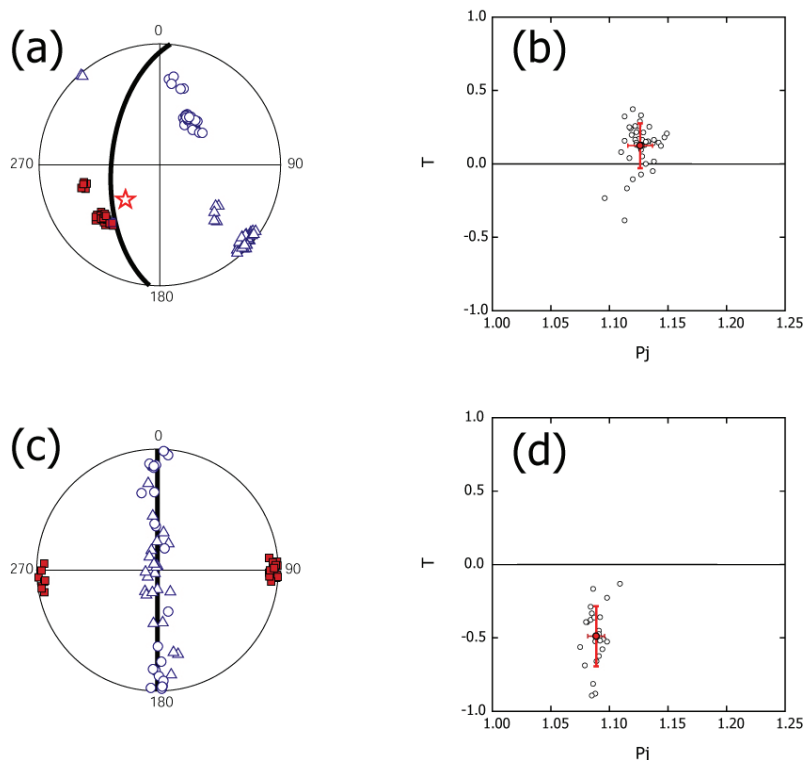


Figura 4. Representación de las direcciones principales de la ASM típicas (a y c) y el correspondiente diagrama de Jelinek (b y d). En a y c los cuadrados representan la dirección de máxima susceptibilidad, los triángulos la susceptibilidad intermedia y los círculos la mínima susceptibilidad. La línea de trazo grueso representa el plano de foliación medido en el campo. La estrella muestra la dirección de lineación de estiramiento medida en el campo. En b y d se representa la forma del elipsoide (T) en función del grado de anisotropía (P_j). a) y b) sitio RO001 y c) y d) sitio RO003.

Figure 4. Typical principal directions of the AMS ellipsoid (a and c) and the corresponding Jelinek diagram (b and d). a) and c), squares represent maximum susceptibility, triangles represent intermediate susceptibility and circles minimum susceptibility. Full line shows the foliation and open star the stretching lineation measured in the field. b) and d) display the shape of the ellipsoid (T) as a function of the degree of anisotropy (P_j). a) and b) site RO001 and c) and d) site RO003.

La Figura 5 muestra los valores medios de forma del elipsoide y grado de anisotropía para todos los sitios estudiados según su localización. En los sitios de Sierra Bermeja el elipsoide tiene valores neutros a prolatos, siendo solamente los sitios RO004 y RO001 los únicos donde el elipsoide de anisotropía es oblató (Figura 5a). El sitio PB10 muestra una gran dispersión en los datos del grado de anisotropía con valores de P_j que alcanzan 1.4, tal vez asociado a la presencia de una alta concentración de minerales magnéticos. En Sierra Alpujata, el elipsoide de ASM tiene forma prolata ó neutra, con valores muy similares del grado de anisotropía (Figura 5b). El único sitio de Carratraca muestra una gran dispersión en los valores tanto del grado de anisotropía como en la forma del elipsoide de ASM, como se ve en las barras de error asociadas al valor medio (Figura 5c).

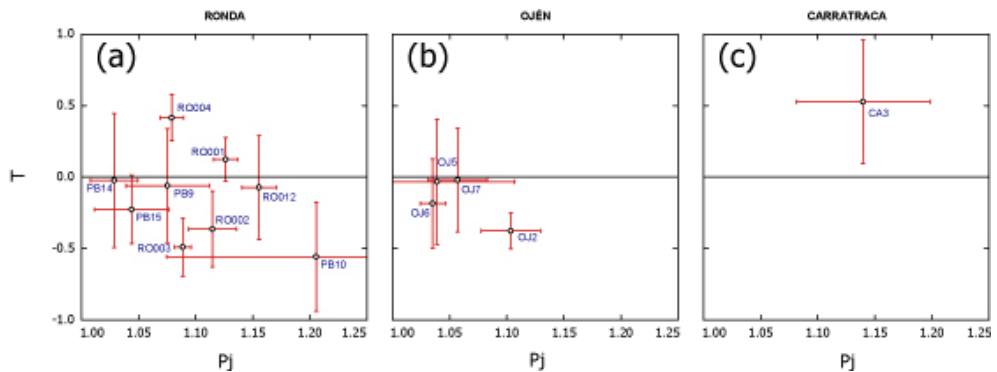


Figura 5. Diagrama de Jelinek mostrando el valor medio de T y P_j para cada sitio (mostrado el nombre en la gráfica). Las barras de error muestran la desviación estándar de P_j y T para cada sitio siendo a) el macizo de Sierra Bermeja, b) Sierra Alpujata y c) Carratraca.

Figure 5. Jelinek diagram showing the mean value of T and P_j for each site (name is displayed in the graph). The error bars represent the standard deviation of P_j and T for each site being a) Sierra Bermeja, b) Sierra Alpujata and c) Carratraca.

4.5. Correlación entre lineaciones magnéticas y lineación de estiramiento

Las direcciones de lineación de estiramiento de Sierra Bermeja están recogidas a partir de los datos de van der Wal & Visser (1996a). Las direcciones, originalmente presentadas en van der Wal (1993), están basadas en medidas de estiramiento de piroxenos y son más abundantes en peridotitas con textura milonítica y tectonitas de plagioclasa. La

Figura 6a muestra la recopilación de las lineaciones de estiramiento y la dirección de lineación magnética en los sitios estudiados en Sierra Bermeja. Existe una correlación excelente entre ambas en las peridotitas con textura milonítica. En las tectonitas con espinela, donde apenas existen marcadores estructurales de lineación, la lineación magnética coincide con la dirección que muestran las lineaciones de estiramiento, que trazan la forma del arco de peridotitas. En el borde de las peridotitas granulares, cerca del contacto con las tectonitas con plagioclasa, se observa como la

dirección de lineación de estiramiento cambia respecto a la traza del arco de peridotitas. Esta nueva dirección, también es captada por la lineación magnética en los sitios PB9, PB10, PB14 y PB15 (Figura 6a).

La Figura 6b muestra las direcciones de lineación mineral extensamente compiladas por Tubía (1985) y Tubía & Cuevas (1987) para el macizo de Ojén junto con la lineación magnética presentada en este estudio. La lineación mineral en Sierra Alpujata tiene varios tipos. Según Tubía (1985), en las peridotitas porfiroclásticas aparecen lineaciones tabulares de enstatita y lineaciones de agregados de plagioclasa y espinela. En las peridotitas miloníticas se exhiben lineaciones lamelares de enstatita. La

Figura 6b muestra como la lineación magnética reproduce las direcciones de la fábrica mineral tanto en la zona norte (sitio OJ2) donde la deformación es milonítica, como en la zona este (sitios OJ5, OJ6 y OJ7) donde se entra en las peridotitas porfiroclásticas.

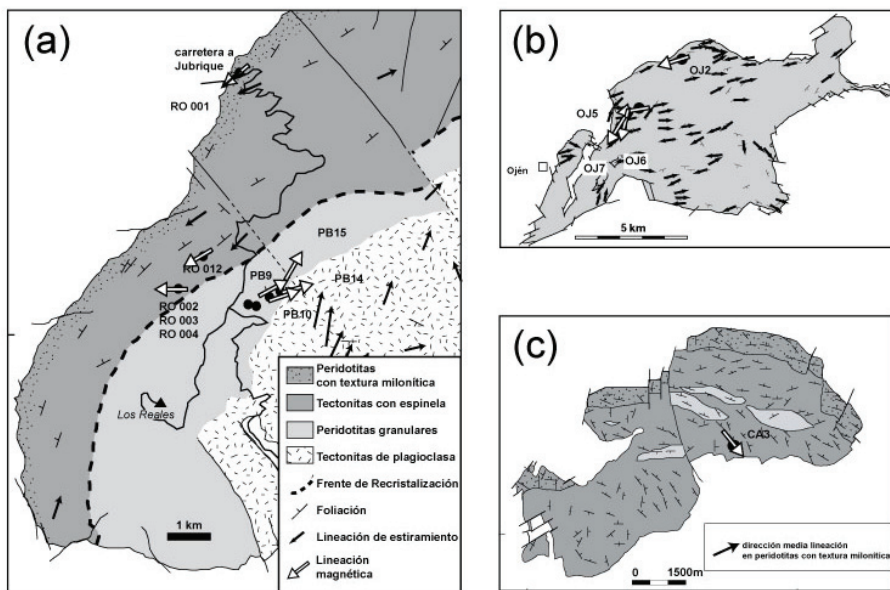


Figura 6. Orientación de la lineación magnética comparada con la lineación de estiramiento observada en el campo. La lineación de estiramiento incluye también valores recopilados de la literatura a partir de a) van der Wal and Visser (1996a) para el macizo de Sierra Bermeja b) Tubía & Cuevas (1987) para el macizo de Sierra Alpujata y c) Esteban et al. (2004) para el macizo de Carratraca.

Figure 6. Orientation of the magnetic lineation compared to the stretching lineation measured in the field. The stretching lineation included values reported in the literature from a) van der Wal and Visser (1996a) for Sierra Bermeja b) Tubía & Cuevas (1987) for Sierra Alpujata y c) Esteban et al. (2004) for Carratraca.

La Figura 6c muestra los resultados del único sitio estudiado en las peridotitas de Carratraca, en concreto en la Sierra de Aguas. La dirección mineral está definida por cristales alargados de enstatita según Esteban et al. (2004), quienes solamente presentan los valores medios para las peridotitas con textura milonítica (Figura 6c). Se puede observar que la dirección de lineación magnética no concuerda con la dirección de estiramiento ya que el sitio estudiado no pertenece al dominio de textura donde aparecen lineaciones minerales.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se ha realizado un estudio sistemático de la ASM en rocas ultrabásicas para determinar si la dirección de lineación magnética es concordante con la lineación mineral observada en el campo. Adicionalmente se ha realizado un exhaustivo estudio de las propiedades magnéticas en todos los sitios para poder determinar los posibles minerales portadores de la ASM.

El magnetismo de rocas indica la presencia de una fase magnética de coercitividad baja, que satura a 250-300mT y una temperatura de Curie de 580°C, compatible con la presencia de magnetita (Dunlop & Özdemir 1997). Los diagramas FORC, ligeramente asimétricos en todas las muestras y desplazados hacia la parte inferior del eje horizontal sugieren una fuerte interacción entre las partículas magnéticas. Esta conclusión es compatible con estudios previos de ASM en rocas ultramáficas que atribuyen a la magnetita creada en el proceso de serpentización, las principales direcciones de ASM (Bina & Henry 1990). El problema que surge es conocer si la nueva magnetita creada en el proceso de serpentización imita las direcciones de la fábrica pre-existente. Estudios previos de separación de subfábricas magnéticas en estas mismas muestras han demostrado que las direcciones de ASM a bajo campo son paralelas a la dirección de la fábrica paramagnética (atribuible a minerales originales de la peridotita, tales como olivinos y/o piroxenos) así como la fábrica puramente ferromagnética portada por la magnetita (Martín-Hernández & Hirt 2001).

Los elipsoides de ASM presentan dos tipologías distintas en los sitios estudiados. Un primer tipo se caracteriza por un elipsoide triaxial donde la lineación magnética está contenida dentro del plano de foliación macroscópica. El elipsoide en estos sitios tiene forma neutra a prolata, aunque tres sitios también muestran un valor medio de la ASM oblata. Un segundo tipo presenta la dirección de susceptibilidad mínima e intermedia distribuida en el plano de foliación mientras que la lineación magnética es paralela al polo del plano de foliación. El elipsoide de ASM en estos sitios es siempre prolato, lo cual es compatible con una orientación preferente en el plano de foliación de microcristales prolatos de olivino (Belley et al. 2009).

Se ha podido mostrar como las lineaciones magnéticas calculadas a partir de las direcciones de máxima susceptibilidad de ASM coinciden con la dirección de lineación de estiramiento documentada en la literatura (Figura 6). Las direcciones de lineación estructural han sido utilizadas para deducir modelos geodinámicos de emplazamiento de las peridotitas (van der Wal & Visser 1996b; van der Wal & Visser

1996a; Tubia *et al.* 2004). Sin embargo, estas direcciones no han sido corregidas por rotaciones en bloque determinadas a partir de datos paleomagnéticos, que se ha documentado puede llegar a ser de 64° en la dirección horaria para el sitio CA3 (Villasante-Marcos *et al.* 2003). Las rotaciones respecto a ejes verticales han sido estudiadas en las peridotitas de Ronda (Feinberg *et al.* 1996; Villasante-Marcos *et al.* 2003). Sin embargo este comportamiento no está únicamente restringido a las peridotitas, sino que se han documentado rotaciones en los sedimentos adyacentes (Platzman & Lowrie 1992; Platzman 1992). Futuros estudios deben tener en cuenta estas rotaciones para evaluar las direcciones de estiramiento a las que se han sometido las peridotitas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda de muchas personas. Por su ayuda en el campo C. Osete, J.J. Villalaín, Carlos J. Garrido, F. Gervilla y V. García-Dueñas. Lisa Tauxe y A. M. Hirt nos permitieron acceso a sus laboratorios para realizar parte de las medidas de ASM. Queremos agradecer las detalladas revisiones de V. Villasante-Marcos y E. Pueyo. También la Dirección General de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (DGICYT, proyectos PB98-0834 y BTE2002-00854) a ML. Osete y el programa Ramón y Cajal a FMH.

6. REFERENCIAS

- BELLEY, F., FERRE, E. C., MARTIN-HERNANDEZ, F., JACKSON, M. J., DYAR, M. D. & CATLOS, E. J., (2009). The magnetic properties of natural and synthetic (Fe-x, Mg1-x)(2) SiO4 olivines. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 516-526.
- BINA, M. M. & HENRY, B., (1990). Magnetic properties, opaque mineralogy, and magnetic anisotropies of serpentinized peridotites from ODP Hole 670A near the mid-Atlantic ridge. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 65, 88-103.
- BORRADAILE, G. J., (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics, and strain: a review. *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- BORRADAILE, G. J. & HENRY, B., (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42, 49-93.
- DAY, R., (1973). The effect of grain size on the magnetic properties of the magnetite-ulvöspinel solid solution series. Ph. D. Dissertation Thesis, University of Pittsburgh.
- DUNLOP, D. J. & ÖZDEMİR, Ö., (1997). *Rock Magnetism*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 573 pp.
- DUNLOP, D. J., (2002). Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107, -.
- ESTEBAN, J. J., CUEVAS, J., TUBIA, J. M. & YUSTA, I., (2003). Xonotlite in rodingite assemblages from the Ronda peridotites, Betic Cordilleras, southern Spain. *Canadian Mineralogist*, 41, 161-170.
- ESTEBAN, J. J., CUEVAS, J. & TUBIA, J. M., (2004). Secuencia microestructural de la peridotitas del macizo ultramáfico de Carratraca (Málaga).

- FEINBERG, H., SADDIQL, O. & MICHARD, A., (1996). New constrains on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Spain), Geological Society of London, Special publication. Geological Society of London, London, pp. 43-52.
- FERRÉ, E. C., MARTÍN-HERNÁNDEZ, F., TEYSSIER, C. & JACKSON, M., (2004). Paramagnetic and ferromagnetic AMS in migmatites: Measurements in high and low fields and kinematic implications. *Geophysical Journal International*, 157, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02294.x.
- GIBBONS, W. & MORENO, T., (2006). *The Geology of Spain*. Geological Society of London, London, 249 pp.
- JELINEK, V., (1978). Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.*, 22, 50-62.
- JELINEK, V., (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.
- KRUIVER, P. P., DEKKERS, M. J. & HESLOP, D., (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189, 269-276.
- LOOMIS, T. P., (1972). Diapiric Emplacement of Ronda High-Temperature Ultramafic Intrusion, Southern Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2475-&.
- LOOMIS, T. P., (1975). Tertiary Mantle Diapirism, Orogeny, and Plate Tectonics East of Strait-of-Gibraltar. *American Journal of Science*, 275, 1-30.
- MARTIN-HERNANDEZ, F. & HIRT, A. M., (2001). Separation of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer. *Tectonophysics*, 337, 209-221.
- MARTÍN-HERNÁNDEZ, F., LÜNEBURG, C., AUBOURG, C. & JACKSON, M., (2004). *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. GSL Special Publications, 238. Geological Society of London, London, 560 pp.
- MOSKOWITZ, B. M., (1981). Methods for estimating Curie temperatures of titanomaghemites from experimental J_s -T data. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 84-88.
- MULLENDER, T. A. T., VAN VELZEN, A. J. & DEKKERS, M. J., (1993). Continuous drift correction and separate identification of ferrimagnetic and paramagnetic contributions in thermomagnetic runs. *Geophysical Journal International*, 114, 663-672.
- MUXWORTHY, A. R., KING, J. G. & HESLOP, D., (2005). Assessing the ability of first-order reversal curve (FORC) diagrams to unravel complex magnetic signals. *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JB003195.
- MUXWORTHY, A. R. & ROBERTS, A. P., (2007). First Order Reversal Curves (FORC) diagrams. In: *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, pp. 266-272, eds, D. Gubbins & E. Herrero-Barbera. Springer, Dordrecht.
- NAZAROVA, K. A., (1994). Serpentinized Peridotites as a Possible Source for Oceanic Magnetic-Anomalies. *Marine Geophysical Researches*, 16, 455-462.
- OBATA, M., (1980). The Ronda Peridotite - Garnet-Lherzolite, Spinel-Lherzolite, and Plagioclase-Lherzolite Facies and the P-T Trajectories of a High-Temperature Mantle Intrusion. *J. Petrol.*, 21, 533-572.
- PIKE, C. R., ROBERTS, A. P. & VEROSUB, K. L., (1999). Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves. *J. Appl. Phys.*, 85, 6660-6667.

- PLATZMAN, E. & LOWRIE, W., (1992). Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 45-60.
- PLATZMAN, E. S., (1992). Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology*, 20, 311-314.
- SANZ DE GALDEANO, C., (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*|*Tectonophysics*, 172, 107-19.
- TARLING, D. H. & HROUDA, F., (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 217 pp.
- TAUXE, L., (1998). *Paleomagnetic principles and practice*. Modern approaches in geophysics, 17. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 297 pp.
- TUBIA, J. M., (1985). Significado de las deformaciones internas en las peridotitas de Sierra Alpujata (Málaga). *Estudios Geológicos*, 41, 369-380.
- TUBIA, J. M., CUEVAS, J. & ESTEBAN, J. J., (2004). Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Tectonics*, 32, 941-944.
- TUBÍA, J. M. & CUEVAS, J., (1987). Structures et Cinématique liées à la mise en places des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodinamica Acta*, 1, 59-69.
- VAN DER WAL, D., (1993). Deformation processes in mantle peridotites. Ph'd Thesis, University of Utrecht, Utrecht, 102 pp.
- VAN DER WAL, D. & VISSER, R. L. M., (1996a). Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21, 1119-1122.
- VAN DER WAL, D. & VISSER, R. L. M., (1996b). Structural petrology of the Ronda peridotite. *J. Petrol.*, 37, 23-43.
- VERA, J. A., (2004). Geología de España. In: J. A. Vera (Editor). SGE-IGME, Madrid, pp. 688.
- VILLASANTE-MARCOS, V., OSETE, M. L., GERVILLA, F. & GARCIA-DUENAS, V., (2003). Palaeomagnetic study of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain). *Tectonophysics*, 377, 119-141.