

Paleomagnetismo y deformación reciente en la zona interna de las Béticas orientales

Paleomagnetism and recent deformation in the internal zone of the eastern Betic Cordilleras

M. Calvo (*), R. Vegas (**) y M.L. Osete (***)

(*) Géophysique et Tectonique. URM CNRS 1760, Univ. Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 5, France.

(**) Dep. de Geodinámica. Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain.

(***) Dep. de Física de la Tierra I. Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain.

ABSTRACT

A paleomagnetic and rockmagnetic study was carried out on rocks from 33 volcanic and 12 sedimentary sites of Serravalian/Tortonian to Pliocene/Quaternary age in the internal zone of the eastern Betic Cordillera. After comparing paleomagnetic results with the expected Pliocene/Miocene direction, rotated and unrotated areas could be recognized, rotations being clockwise and counterclockwise. Very large rotations could be found in some cases. In the Cabo de Gata region, adjacent blocks rotated in opposite senses could be recognized. Block rotations in the internal zone of the eastern Betic Cordillera are non-systematic and related to the movement of faults as local responses to the late Miocene-Present regional stress field.

Key words: *Paleomagnetism, block rotations, Betic region*

Geogaceta, 20 (5) (1996), 1050-1053

ISSN:0213683X

Introducción

La zona externa de las Cordilleras Béticas ha sido objeto de diversos estudios paleomagnéticos durante la última década. Los resultados obtenidos en rocas de edad mesozoica han puesto de manifiesto la existencia de un patrón homogéneo de rotaciones en sentido horario con una magnitud de 40 a 60° en su parte central y occidental (Osete *et al.*, 1988; Platzman y Lowrie, 1992; Villalaín *et al.*, 1994; Villalaín, 1995) y de un comportamiento más heterogéneo en su parte oriental, en la cual también se observa un predominio de rotaciones en sentido horario y se reconocen, además, otras de gran magnitud junto con áreas que no han experimentado rotación alguna (Allerton *et al.*, 1993, 1994). Estas rotaciones han tenido lugar entre el Neógeno y la actualidad (Villalaín *et al.*, 1994; Villalaín, 1995). En la zona interna de las Béticas orientales también se ha observado una fuerte rotación de la paleodeclinación en una sucesión de edad permo-triásica a miocena-superior, con una rotación de 140° posterior al Mioceno inferior (Allerton, 1993).

El conocimiento del patrón de rotaciones entre el Mioceno y la actualidad resulta, por tanto, de gran importancia para la comprensión de la evolución de la deformación en las Cordilleras Béticas.

Por ello, en el presente trabajo se han seleccionado muestras de una edad comprendida entre el Mioceno superior y el Plioceno/Cuaternario. Como zona de estudio se ha elegido una región en la cual no se dispone apenas de datos paleomagnéticos, las Béticas internas orientales.

Descripción geológica

El presente estudio paleomagnético se ha llevado a cabo en rocas pertenecientes a las cuencas sedimentarias intramontañas neógeno-cuaternarias del sureste de la Península Ibérica y al vulcanismo neógeno asociado a ellas.

Las cuencas sedimentarias neógeno-cuaternarias aparecen en el conjunto de las Cordilleras Béticas, tanto en las zonas externas como en las internas. Están relacionadas con un episodio extensional posterior y sobreimpuesto a la tectónica de pliegues y cabalgamientos, que comenzó en el Aquitaniense superior/Burdigaliense (Comas *et al.* 1992) y finalizó en el Tortonense medio o superior. En el sureste de la Península Ibérica se desarrollaron simultáneamente dos tipos de cuencas: Cuencas estrechas y alargadas de fuerte subsidencia y cuencas menores de tipo graben. Estas cuencas se hallan localizadas en una región caracterizada por la existencia un sistema principal de fallas transcurrentes NE-SW a N-S, con

desplazamientos de carácter sinistral y un sistema conjugado de fallas transcurrentes dextrales más cortas, de orientación NW-SE. Estas fallas postdatan el episodio extensional responsable de la formación de cuencas (por ejemplo, Vegas, 1992), aunque algunos autores consideran que están relacionadas con la formación de las cuencas (Montenat *et al.*, 1987).

La región volcánica del sureste peninsular ocupa una ancha banda que se extiende por la costa desde el Cabo de Gata al Mar Menor y por el interior hasta el sureste de la provincia de Albacete. Desde un punto de vista petrológico y geoquímico se han establecido cuatro asociaciones de rocas volcánicas (por ejemplo, Bellon *et al.*, 1983): el vulcanismo calco-alcalino, que se halla sobre todo en el Cabo de Gata, el vulcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico, en las zonas de Níjar, Mazarrón y Cartagena, el vulcanismo lamprofítico, disperso en la región de Murcia y el vulcanismo basáltico alcalino, que se encuentra en el área de Cartagena. Las dataciones radiométricas realizadas empleando el método de K-Ar atribuyen al vulcanismo calco-alcalino una edad entre 8 y 12 a 15 M.a., al vulcanismo calco-alcalino potásico entre 6.6 y 8.3 M.a., al vulcanismo lamprofítico entre 5.7 y 8.3 M.a. y al basáltico alcalino entre 2.6 y 2.8 M.a. (Edades radiométricas determinadas por Bellon *et al.*, 1981a, 1981b,

1983; Nobel *et al.*, 1981; Di Battistini *et al.*; 1987). Dentro del vulcanismo del Cabo de Gata se pueden distinguir dos unidades vulcanoestatigráficas principales (Fernández Soler, 1992): El conjunto inferior (edad K-Ar entre 10 y 12 a 15 M.a.) y el conjunto superior (edad K-Ar de 8 M.a.).

Toma de muestras y estudios paleomagnéticos y magnéticos

Para el presente trabajo se tomaron muestras de 45 afloramientos, 33 de ellos volcánicos y 12 sedimentarios, con edades comprendidas entre el Serravaliense/Tortonense y el Plioceno/Cuaternario (tab.1 y Fig.1). 20 de los afloramientos volcánicos pertenecen al vulcanismo calco-alcalino del Cabo de Gata, 2 al vulcanismo calco-alcalino potásico, 7 al vulcanismo lamproítico y 4 al vulcanismo basáltico-alcalino. De los 12 afloramientos sedimentarios (margocalizas, calizas, calcarenitas y areniscas), 10 pertenecen a las cuencas neógeno-cuaternarias mencionadas con anterioridad y 2 corresponden a los sedimentos marinos que se hallan en el techo del conjunto volcánico del Cabo de Gata. La toma de muestras se llevó a cabo con una taladradora portátil, y para la orientación de las muestras se empleó una brújula magnética en el caso de los afloramientos sedimentarios y una brújula solar para los volcánicos, ya que la imitación de estos últimos puede ser lo suficientemente intensa como para desviar la aguja de la brújula magnética de la dirección del norte magnético.

Las determinaciones paleomagnéticas en las rocas volcánicas se llevaron a cabo con un magnetómetro de tipo spinner en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid, mientras que para la medición de las rocas sedimentarias fue necesario el uso del magnetómetro criogénico CTF del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Montpellier II. El tratamiento utilizado para aislar y determinar la remanencia característica fue el habitual en estudios paleomagnéticos, empleándose las técnicas de desimantación térmica y por campos alternos. Las direcciones medias de cada afloramiento se calcularon mediante estadística de Fisher (1953), pero en algunos afloramientos sedimentarios se hizo necesario el uso de un método que permite combinar direcciones determinadas directamente y círculos de reimanación (McFadden y McElhinny, 1988).

Con el fin de identificar los minerales responsables de la imitación de las rocas volcánicas y de reconocer su estabilidad

Site	Unit	N	Dec	Inc	k	a ₉₅	Rot	
G2	VCA	12	201	-49	357	2	18	
G3	VCA	9	220	-52	3	40	*	
G4	VCA	11	12	55	54	6	9	
G5	VCA	12	356	57	79	4	*	
G6	VCA	12	28	33	103	4	25	
G7	VCA	11	20	54	89	5	17	
G8	VCA	7	10	32	30	12	7	
G9	VCA	11	2	60	70	6	-1	
G10A	VCA	6	252	-65	12	20	*	
G10B	VCA	9	230	-51	333	3	47	
G11	VCA	10	346	33	41	8	-17	
G12	VCA	10	345	43	38	8	-18	
G13	VCA	14	149	-48	67	5	-34	
G14	VCA	10	8	-60	97	5	-175	
G15A	VCA	4	160	-53	47	13	-23	
G15B	VCA	9	109	-42	21	10	-74	
G17	VCA	9	339	58	135	4	-24	
G18B	VCA	9	195	-55	58	7	12	
G19	VCA	10	189	-16	134	4	*	
G21	VCA	9	213	-59	195	3	30	
G16	SED	10	354	50	14	13	*	
G20	SED	sin resultados coherentes						*
G22	SED	5	295	46	12	11	-68	
C1	CAP	10	158	35	49	7	155	
V1	CAP	9	257	-48	97	5	74	
M1	LAM	11	310	48	239	3	-53	
M2	LAM	9	350	66	298	3	-16	
M3	LAM	13	23	58	83	5	20	
M4	LAM	6	326	17	148	6	*	
M5	LAM	10	22	61	51	7	19	
M6	LAM	9	28	32	309	3	25	
V2	LAM	12	314	68	175	3	-49	
C2	BAV	9	198	-49	112	5	15	
C3	BAV	12	174	-45	72	5	-9	
C4	BAV	12	170	-64	112	4	-13	
C5	BAV	5 (0/5)	171	-47	171	9	-12	
M7	SED	15 (1/14)	185	-46	11	13	2	
M8	SED	7	177	-57	41	10	-6	
M9	SED	8 (2/6)	179	-56	7	24	*	
M10	SED	5 (3/2)	187	-47	11	25	*	
M11	SED	9 (8/1)	19	50	26	10	16	
M16	SED	12 (0/12)	165	-57	24	10	-17	
M17	SED	9	327	48	33	9	-36	
C6	SED	10 (0/10)	165	-34	13	15	-18	
C7	SED	19(0/19)	185	-39	29	7	7	

Tabla 1.- Resultados paleomagnéticos. Site: Numero del afloramiento. Unit: VCA: Volcanismo calco-alcalino; CAP: Volcanismo calco-alcalino y potásico; LAM: Volcanismo lamproítico; BAV: Volcanismo basáltico-alcalino; SED: Rocas sedimentarias. N: Número de muestras. Entre paréntesis: Número de direcciones determinadas directamente y número de planos. Dec: Declinación. Inc: Inclinación. k: Parámetro de precisión. a₉₅: Radio del círculo de confianza al 95%. Rot: Rotation de la paleodeclinación con respecto a la dirección esperada (véase texto). Las paleodeclinaciones no consideradas se indican con un asterisco (véase texto).

Table 1.- Palaeomagnetic results. Site: Site number. Unit: VCA: Calk-alkaline volcanism; CAP: Calk-alkaline and potassic volcanism; LAM: Lamproitic volcanism; BAV: Basaltic alkaline volcanism; SED: Sedimentary rocks. N: Number of cores. In brackets: number of directly determined directions and number of planes. Dec: Declination. Inc: Inclination. k: Precision parameter. a₉₅: Radius of 95% confidence circle. Rot: Rotation of palaeodeclination with respect to expected direction (see text). An asterisk shows rejected sites (see text).

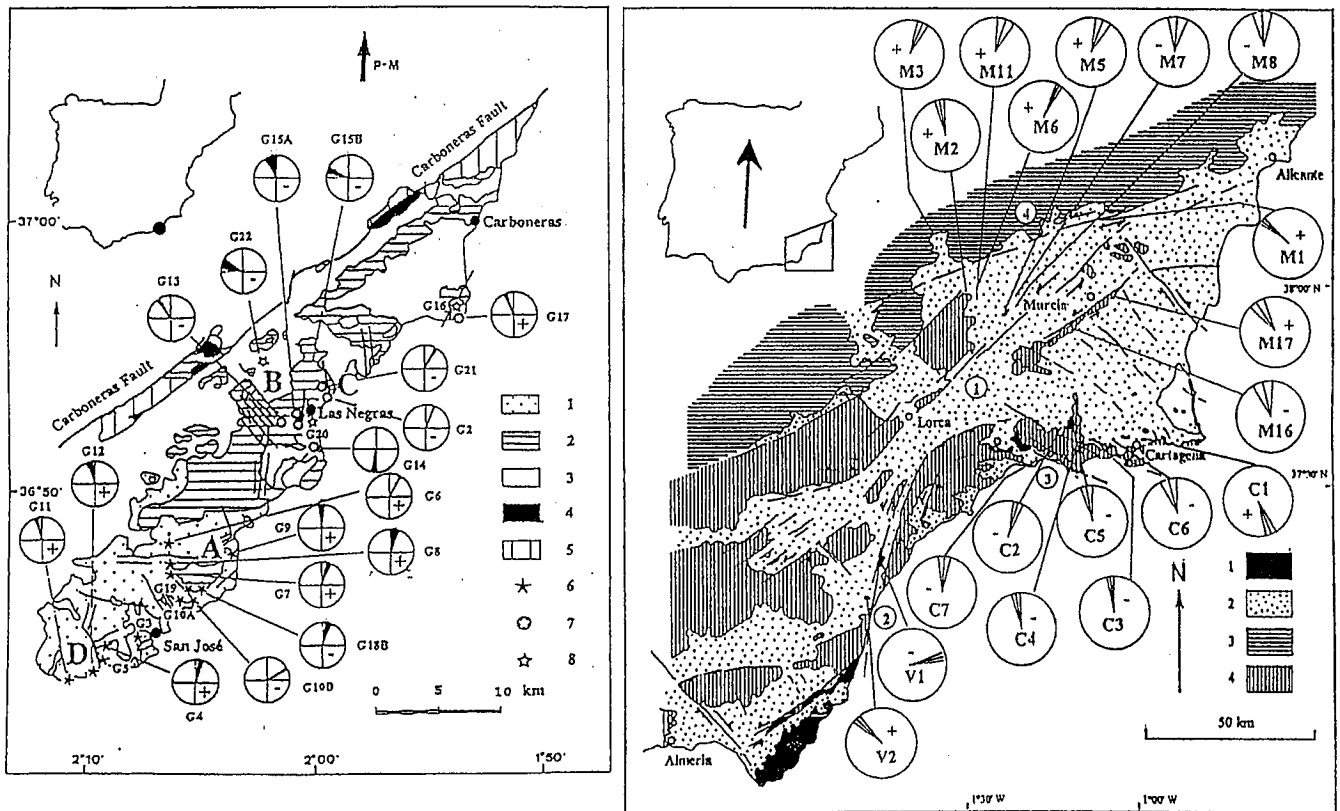


Fig. 1.- Mapas geológicos esquemáticos del área del Cabo de Gata y del sureste de España. Resultados paleomagnéticos: Los círculos muestran las paleodeclinaciones con los límites de confianza (Demarest, 1983) y la polaridad (+: normal, -: inversa). La flecha gruesa indica la dirección Plioceno-Miocena esperada (Besse y Courtillot, 1991; Bógalo *et al.*, 1994). 1a) 1.- Rocas volcánicas, conjunto inferior; 2.- Rocas volcánicas, conjunto superior; 3.- Rocas sedimentarias miocenas, pliocenas y cuaternarias; 4.- Béticas internas; 5.- Rocas volcánicas, sin correlacionar; 6.- Sitios de muestreo, conjunto inferior; 7.- Sitios de muestreo, conjunto superior; 8.- Sitios de muestreo, rocas sedimentarias. Los diferentes dominios se indican con letras mayúsculas (A,B,C,D). El patrón de fallas se indica con trazo grueso (según Montenat *et al.*, 1990). 1b) 1.- Rocas volcánicas; 2.- Cuencas neógenas; 3.- Béticas externas; 4.- Béticas internas. Números en círculos: 1: Zona des fallas de Lorca; 2: Zona de fallas de Palomares; 3: Zona de fallas de Cartagena; 4: Zona de fallas de Crevillente.

Fig. 1.- Schematic geological maps from the Cabo de Gata region and southeastern Spain. Paleomagnetic results: Circles show palaeodeclinations with confidence limits (Demarest, 1983) and polarity (+: normal, -: reversed). The thick arrow shows the expected Pliocene-Miocene direction (Besse and Courtillot, 1991; Bógalo *et al.*, 1994). 1a) 1.- Volcanics, Lower Units; 2.- Volcanics, Upper Units; 3.- Miocene, pliocene and quaternary sedimentary rocks; 4.- Internal Betics; 5.- Volcanics, uncorrelated; 6.- Sampling sites, Lower Units; 7.- Sampling sites, Upper units; 8.- Sampling sites, sedimentary rocks. Different domains are indicated with capital letters (A,B,C,D). Thicker lines show the fault pattern in this area (from Montenat *et al.*, 1990) 1b) 1.- Volcanics; 2.- Neogene basins; 3.- External Betics; 4.- Internal Betics. Numbers in circles: 1: Lorca fault zone; 2: Palomares fault zone; 3: Cartagena fault zone; 4: Crevillente fault zone.

paleomagnética, se realizaron diversos experimentos en el campo del magnetismo de las rocas. Los resultados de dichos experimentos no se presentarán en este trabajo, pero han sido expuestos en otro lugar (Calvo *et al.*, 1994).

Resultados

Se obtuvieron resultados paleomagnéticos satisfactorios en 28 afloramientos volcánicos y 8 sedimentarios (tab.1). Se rechazaron los resultados de los 9 afloramientos restantes por los siguientes motivos: a) Imposibilidad de identificar ningún componente aparte de una dirección correspondiente al campo magnético actual (G5, G16 y G20); b) Dispersión excesiva de los datos, con α_{95} superior a 20° (G3, G10A, M9 y M10); c) Superposición de dos componentes de espectros de temperaturas de bloqueo y campos

desimanzadores coincidentes, y, por tanto, inseparables (G19); d) Inclinación excesivamente baja, probablemente relacionada con un comportamiento transicional del campo magnético terrestre durante la formación de la roca (M4). Los resultados paleomagnéticos del presente estudio se muestran en la figura 1 a) y b). Si se compara la dirección esperada para el Mioceno/Plioceno ($D=2.9^\circ$, $I=49.3^\circ$) -calculada a partir de polos de Besse y Courtillot (1991) y Bógalo *et al.* (1994)- con las paleodeclinaciones obtenidas, se reconoce que en muchos casos éstas se desvían de aquélla. El patrón de rotaciones es heterogéneo: Se observan rotaciones hacia el este, hacia el oeste, y algunas de gran magnitud. En otros casos, la rotación es nula.

En el Cabo de Gata (Fig. 1a) se observan zonas en las cuales la dirección de la declinación de diferentes afloramientos

muestra un sentido de giro homogéneo (dominios A, B, C y D(?)). Estas desviaciones de la declinación no se pueden explicar como debidas únicamente al efecto de la variación secular. El número de afloramientos rotados en un mismo sentido (dominio A), la existencia de un afloramiento sedimentario que confirma el sentido de las rotaciones de los afloramientos volcánicos (dominio B) y el hecho de que los dominios B y C muestren rotaciones en sentidos opuestos, hallándose separados por una falla y encontrándose entre ambos un afloramiento que ha experimentado una rotación cercana a los 180° (G14), apuntan hacia un origen tectónico de las rotaciones.

En el resto de la zona de estudio, donde la densidad de afloramientos muestreados es menor que en el Cabo de Gata, se reconocen varios afloramientos cuya paleodeclinación se desvía de la dirección

esperada (Fig. 1b). Sin embargo, en la mayor parte de los casos, esta desviación no es muy grande. En los afloramientos de rocas volcánicas hay que considerar, además, el efecto perturbador de la variación secular, pero algunas rotaciones son lo suficientemente amplias, como para ser consideradas significativas. Es el caso de M1, rotado hacia el oeste y cercano a la falla de Crevillente, de C1, que muestra una rotación (¿en sentido horario?) de gran magnitud (155°) o de V1 y V2, situados a ambos lados de la falla de Palomares y rotados en sentidos opuestos. En este último caso, al ser V1 de mayor edad que V2, los resultados obtenidos también podrían explicarse mediante una sucesión de rotaciones en sentido antihorario. El único afloramiento sedimentario que muestra una rotación significativa es M17, girado hacia el oeste y situado cerca de una falla transcurrente sinistral, ya que en M16, cercano a M17, la rotación observada no es significativa debido al valor relativamente alto del límite de confianza de la paleodeclinación.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en los afloramientos pertenecientes al vulcanismo basáltico-alcalino del área de Cartagena muestran todos una polaridad inversa. Las dataciones radiométricas por el método K-Ar realizadas por Bellon *et al.* (1983) asignan a estas unidades edades de 2.69 ± 0.27 y 2.80 ± 0.23 M.a., lo cual las situaría, en principio, en el cron de polaridad normal C2An.1n (Cande y Kent, 1995). Esta contradicción aparente se resuelve si se tiene en cuenta la imprecisión de las dataciones, de tal forma, que los resultados paleomagnéticos obtenidos en el presente estudio permiten emplazar la edad de estas rocas, de una forma más precisa, en el tramo final del cron C2r.2r, entre 2.42 y 2.58 M.a.

Conclusiones

Las desviaciones de la paleodeclinación encontradas en las Béticas internas orientales muestran un comportamiento heterogéneo, con rotaciones en ambos sentidos y de diversa magnitud. En determinadas áreas no se observa rotación alguna. Las rotaciones, sobre todo las de

mayor magnitud, se han producido cerca de fallas. Se trata, por tanto, de un patrón de rotaciones no sistemático, con una deformación rotacional localizada en determinadas zonas. Las rotaciones han tenido lugar con posterioridad al Serravaliense/Tortonense superior, ya que el afloramiento de mayor edad (M17) data de dicha época, pero también se encuentran direcciones rotadas correspondientes a afloramientos de edad Messiniense (M1, V2). Estas rotaciones corresponden a una respuesta local, mediante cizalla simple, al campo de esfuerzos producido por la convergencia N140 entre África y la Península Ibérica desde el Tortonense superior (Vegas *et al.*, 1992). Difieren, por tanto, del comportamiento sistemático observado en las Béticas externas, donde las rotaciones observadas podrían estar relacionadas con el despegue de la cobertura mesozoica del basamento hercínico. La deformación de las unidades neógenas de las Béticas internas orientales estudiadas en el presente trabajo está producida por la neotectónica y no muestra relación con las rotaciones halladas en otros lugares en las Béticas externas.

Agradecimientos

Publicación n° 376 del Dep. de Física de la Tierra de la Universidad Complutense de Madrid. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB92-0193 de la DGICYT y CI1-CT94-0114 de la Unión Europea y su realización ha sido posible gracias a una beca postdoctoral del plan de FPU.

Referencias

- Allerton, S.; Lonergan, L.; Platt, J.P.; Platzman, E. y McClelland, E. (1993). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 119, 225-241.
- Allerton, S.; Reicherter, K. y Platt, J.P. (1994). *Jour. Geol. Soc.*, 151, 659-668.
- Bellon, H.; Bau, N.Q.; Chaumont, V. y Phillipet, J.C. (1981a). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 977-980.
- Bellon, H.; Bizon, G.; Calvo, J.P.; Elizaga, E.; Gaudant, J. y López Martínez, N. (1981b). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.292, 1035-1038.
- Bellon, H.; Bordet, P. y Montecat, C. (1983). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 25(2), 205-217.
- Besse, J. y Courtillot, V. (1991). *Jour. Geophys. Res.*, 96, No.B3, 4029-4050.
- Bógalo, M.F.; Osete, M.L.; Ancochea, E. y Villalaín, J.J. (1994). *Geogaceta*, 15, 109-112.
- Calvo, M.; Osete, M.L. y Vegas, R. (1994). *Geophysical Research Letters*, 21, No.9, 761-764.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995). *Jour. Geophys. Res.*, 100, No. B4, 6093-6095.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992). *Geo-Marine Lett.*, 12, 157-164.
- Demarest, H. (1983). *Jour. Geophys. Res.*, 88, No. B5, 4321-4328.
- Di Battistini, G.; Toscani, L.; Iacarino, S. y Vila, I.M. (1987). *N. Jb. Miner. Mh.*, H8, 369-383.
- Fernández Soler, J.M. (1992). *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada. 243 pp.
- Fisher, R. A. (1953). *Geophys. J. Astr. Soc.*, 62, 699-718.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1988). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 161-172.
- Montecat, C.; d'Estevou, P.O.H. y Masse, P. (1987). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine*, 11(1), 1-22.
- Montecat, C., d'Estevou, P.O.H. y de la Chapelle (1990). *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13, 129-164.
- Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebera, E.H., Priem, H.N.A. y Rondeel, H.E. (1981). *Geol. Mijnb.*, 60, 209-214.
- Osete, M.L.; Freeman, R. y Vegas, R. (1988). *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 52, 283-300.
- Platzman, E. y Lowrie, W. (1992). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108, 45-60.
- Vegas, R. (1992). *Física de la Tierra*. Ed. de la Universidad Complutense. Vol. 4, 41-56. IV
- Villalaín J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller, F. (1994). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, 15-33.
- Villalaín J.J. (1995). *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense Madrid. 225 pp.