

*Rotaciones de bloques observadas  
a partir de resultados paleomagnéticos  
en la región del Cabo de Gata, Almería*

Block rotations inferred from palaeomagnetic results  
in the Cabo de Gata region, Almería

M. CALVO y M. L. OSETE

Departamento de Física de la Tierra I.  
Universidad Complutense Madrid

R. VEGAS

Departamento de Geodinámica.  
Universidad Complutense Madrid

**RESUMEN**

Las investigaciones paleomagnéticas realizadas en 20 afloramientos de rocas volcánicas y 3 afloramientos de rocas sedimentarias de edad tortoniense a mesiniense de la región del Cabo de Gata (Almería) muestran que en este área han tenido lugar rotaciones de bloques. Estas rotaciones se han podido producir a partir del Tortoniense. Se reconocen rotaciones de la paleodeclinación tanto en sentido horario como en sentido antihorario, pudiéndose observar que, de forma alternante, bloques adyacentes muestran rotaciones en sentidos opuestos. Como estudio complementario, se ha sometido a las muestras a diversos experimentos en el campo del magnetismo de las rocas, con el fin de determinar los minerales portadores de la imanación remanente y la calidad de los resultados paleomagnéticos.

**1. INTRODUCCION**

El borde sur de la Península Ibérica es el límite occidental de la parte continental de las placas Europea y Africana. Se trata de una región sísmicamente activa, y la distribución de la sismicidad (Udías y Buforn, 1992, en la presente monografía) permite reconocer que este límite de placas no tiene, en superficie, una representación lineal, sino que abarca una amplia zona deformada.

Los estudios paleomagnéticos realizados en áreas de deformación continental han permitido reconocer que en estas regiones la deformación a menudo se

produce mediante rotaciones de bloques rígidos alrededor de ejes verticales (por ejemplo, Beck, 1976; Ron *et al.*, 1984; Terres y Luyendyk, 1985; Kissel *et al.*, 1989). La mayor parte de los trabajos paleomagnéticos realizados en este área habían estado dirigidos, por regla general, hacia estudios comparativos a gran escala o de magnetoestratigrafía (Vandenberg, 1980; Ogg *et al.*, 1984; Mäkel *et al.*, 1986; Steiner *et al.*, 1987; Ogg *et al.*, 1988). Sin embargo, los estudios paleomagnéticos llevados a cabo por Osete *et al.* (1988, 1989) en rocas de edad jurásica y Platzman (1990) en rocas mesozoicas, han puesto de manifiesto la existencia, en la parte central de las Cordilleras Béticas, de bloques rotados de forma sistemática y significativa hacia el este.

El presente estudio se ha planteado con el fin de obtener una más completa información sobre la distribución espacial de las rotaciones de bloques que pudieran haberse producido en el borde sur de la Península Ibérica y para delimitar la época en la cual estas rotaciones habrían tenido lugar. Con objeto de resolver estas cuestiones se han tomado muestras de una región —el Cabo de Gata (figura 1)— la cual no había sido objeto de estudio paleomagnético alguno, y de una edad —serravaliense a mesiniense— posterior a la de las unidades muestreadas por Osete *et al.* (1988 y 1989) y Platzman (1990).

## 2. DESCRIPCION GEOLOGICA

El área del Cabo de Gata se halla situada en la región volcánica del sureste de la Península Ibérica, que ocupa una ancha banda que se extiende por la costa desde el Cabo de Gata hasta el Mar Menor y por el interior hasta hasta Jumilla y el sur de Albacete. También tiene continuación en el Mar de Alborán. Desde un punto de vista petrológico y geoquímico se han establecido cuatro asociaciones de rocas volcánicas (Araña y Vegas, 1974; López Ruíz y Rodríguez Badiola, 1980; Bellon *et al.*, 1983): El volcanismo calcoalcalino, el volcanismo calcoalcalino potásico y shoshonítico, el volcanismo lamproítico y el volcanismo basáltico alcalino. El volcanismo que se ha desarrollado en la región de Cabo de Gata pertenece al primer grupo, es decir, es de tipo calcoalcalino.

La mayor parte de los materiales que se encuentran en la región del Cabo de Gata son brechas autoclásticas formadas a partir de lavas andesíticas o dacíticas que fueron emitidas como domos y raramente como coladas y se fragmentaron en superficie a causa de su elevada viscosidad. También abundan los depósitos de coladas piroclásticas de pómez y ceniza lapilli, indicativos de procesos áltamente explosivos en las rocas volcánicas de Cabo de Gata (Fernández Soler y Muñoz, 1988). Otro rasgo destacable del volcanismo de esta zona es el desarrollo, durante el Mioceno, de una serie de sistemas hidrotermales, conse-

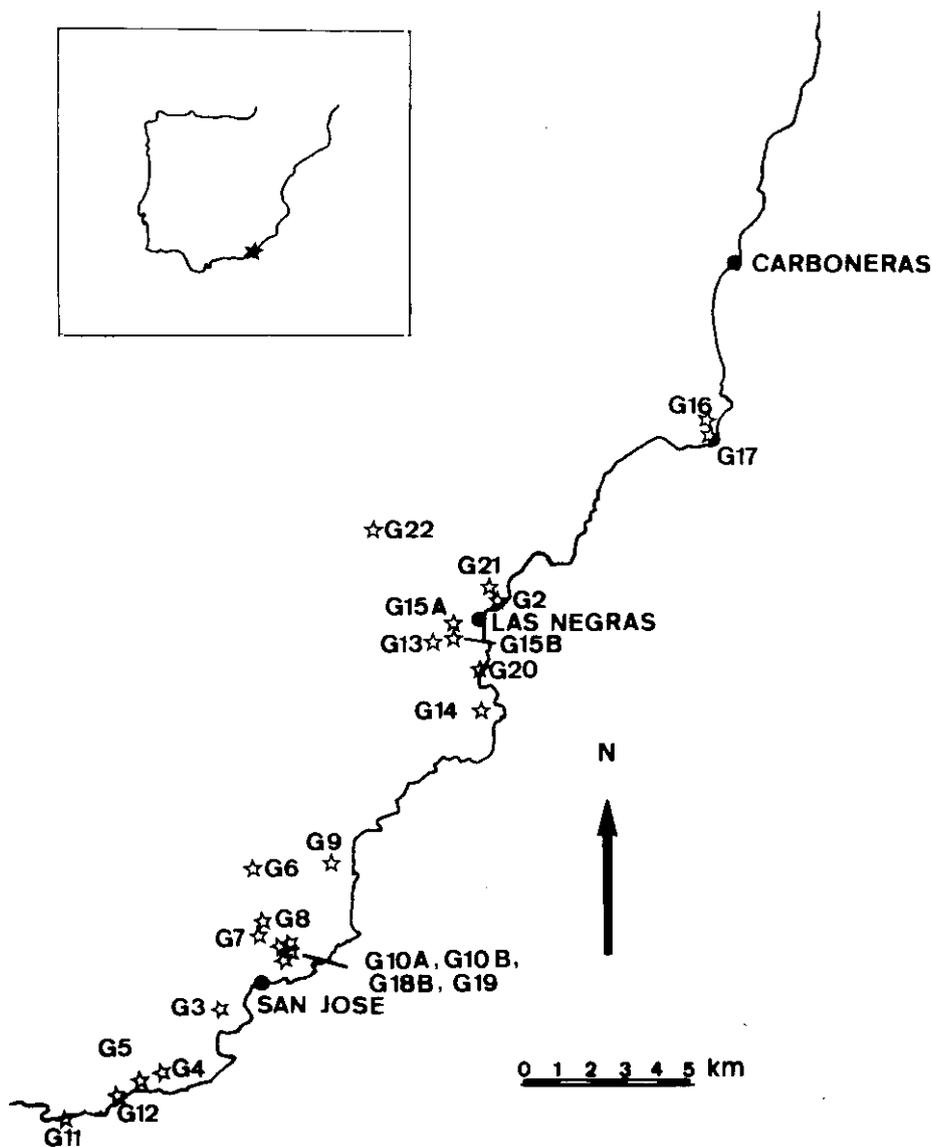


Figura 1.—La región volcánica del Cabo de Gata. Situación geográfica y puntos de muestreo. Prefrailes: G3, G4, G5, G6, G7, G8, G11 y G12. Frailes I: G9, G10A, G10B, G18B y G19. Frailes II: G2, G13, G14, G15A, G15B, G17 y G21. Rocas sedimentarias: G16, G20 y G22.

cuencia de la actividad volcánica y subvolcánica y simultáneos a la emisión de las rocas volcánicas.

Existen diferentes sistemas de clasificación petrológica y cronológica de las unidades volcánicas del Cabo de Gata, que son parecidos pero no siempre completamente coincidentes (Bellon *et al.*, 1983, Fernández Soler y Muñoz, 1988). Estos últimos autores subdividen las unidades volcánicas de la zona del Cabo de Gata en Prefrailes, Frailes I, Frailes II, Unidad del Morrón de Mateo y vulcanismo dacítico rojo. Las dataciones radiométricas mediante el método K/Ar realizadas por Di Battistini *et al.* (1987) asignan a las muestras del grupo más antiguo —las unidades Prefrailes— edades entre los 11 y 12 millones de años, mientras que Bellon *et al.* (1983) sitúa la edad del vulcanismo más antiguo entre 12 y 15 millones de años, utilizando el mismo método de datación. Para el presente estudio paleomagnético se tomaron muestras de ocho afloramientos pertenecientes a estas unidades (figura 1). En las rocas pertenecientes al ciclo Frailes I se cuenta con un único dato obtenido a partir de dataciones radiométricas K/Ar que además no parece ser muy fiable (12,2 millones de años, Di Battistini *et al.*, 1987). En la parte superior de Frailes I hay un nivel de roca caliza que indica una edad Tortonense inferior. Las dataciones mediante el método K/Ar realizadas en las unidades Frailes II sitúan la edad de dichas unidades entre 7,9 m. a. (Bellon *et al.*, 1983) y 8,5 / 8,6 m. a. (Di Battistini *et al.*, 1987). Para el presente trabajo se tomaron muestras de cinco afloramientos pertenecientes a las unidades Frailes I y de siete de las unidades Frailes II (figura 1). La Unidad del Morrón de Mateo y el vulcanismo dacítico rojo, unidades que no fueron muestreadas, son contemporáneas al ciclo Frailes II.

En el techo del conjunto volcánico de la región del Cabo de Gata aparecen sedimentos marinos considerados por unos autores de edad tortonense a mesiniense (Di Battistini *et al.*, 1987) o, por otros, mesiniense a pliocena (Fernández Soler y Muñoz, 1988). Se tomaron muestras en dos afloramientos pertenecientes a estas unidades: En Mesa Roldán, calizas oolíticas y en El Playazo, calcarenitas finas, producto de la erosión de arrecifes coralinos (Dabrio *et al.*, 1981). También se tomaron muestras de calizas bioclásticas de un afloramiento situado en la cuenca de Níjar, perteneciente a las cuencas sedimentarias neógeno-cuaternarias del sureste español (figura 1).

### 3. ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS Y DE MAGNETISMO DE LAS ROCAS

La remanencia magnética de las rocas volcánicas fue medida con un magnetómetro de tipo *spinner* en el laboratorio de paleomagnetismo del Depar-

tamento de Geofísica de la Universidad Complutense de Madrid, mientras que la remanencia de las rocas sedimentarias, debido a la débil intensidad de su imanación, fue medida con un magnetómetro criogénico en el laboratorio paleomagnético del Institut für Geophysik de la Universidad de Munich. Se tomaron, generalmente, cuatro muestras piloto por afloramiento, de las cuales dos se destinaban a la desimanación por campos alternos y dos a la desimanación térmica. La desimanación se realizó de forma progresiva, en pasos de 5mT / 50° C o de 2,5mT / 25° C, llegándose a campos máximos de 100mT en la desimanación por campos alternos y a temperaturas máximas entre los 600° C y 700° C en la desimanación térmica. A partir de los resultados obtenidos en la desimanación de las muestras piloto se determinaron las etapas más adecuadas para llevar a cabo la desimanación de las restantes muestras de cada afloramiento. Después de cada etapa de desimanación térmica se midió la susceptibilidad a temperatura ambiente, con el fin de controlar posibles alteraciones en los minerales magnéticos, inducidas por el propio proceso de desimanación.

En los afloramientos estudiados, a menudo se puede observar la presencia de un componente paleomagnético inicial, poco estable y caracterizado por campos coercitivos y temperaturas de desbloqueo bajas, asociado a la presencia de titanomaghemitas y a una remanencia de tipo viscoso. Este componente, en ocasiones, puede llegar a constituir una fracción muy importante de la remanencia inicial de las muestras (figura 2b). El componente paleomagnético característico, generalmente, aparece relacionado con magnetita o titanomagnetitas de composición cercana a la magnetita, y en algunos afloramientos es el único componente que se puede hallar en las muestras (figura 2a). En el afloramiento G14 la desimanación por campos alternos permite reconocer la presencia de un mineral de alta coercitividad, probablemente titanohematita, asociado a la remanencia característica. En los tres afloramientos de rocas sedimentarias la interpretación de los diagramas de desimanación resulta dificultosa, debido a la baja intensidad de su remanencia, pero en dos de ellos se puede hallar un componente paleomagnético estable, asociado a la presencia de hematita. En la tabla 1 se resumen los resultados paleomagnéticos obtenidos en la región del Cabo de Gata.

Se realizó, también, una serie de experimentos, en los cuales, mediante la observación de determinadas características magnéticas de las rocas, se trató de obtener información sobre cuáles eran los minerales portadores de la imanación remanente presentes en ellas, qué alteraciones químico-mineralógicas pudieron haber sufrido, qué características presentaba su petrofábrica y en qué medida podían considerarse estables las componentes paleomagnéticas asociadas a dichos minerales. Para ello se llevaron a cabo experimentos de adquisición de SIRM y su consiguiente desimanación térmica, registros de curvas termomag-

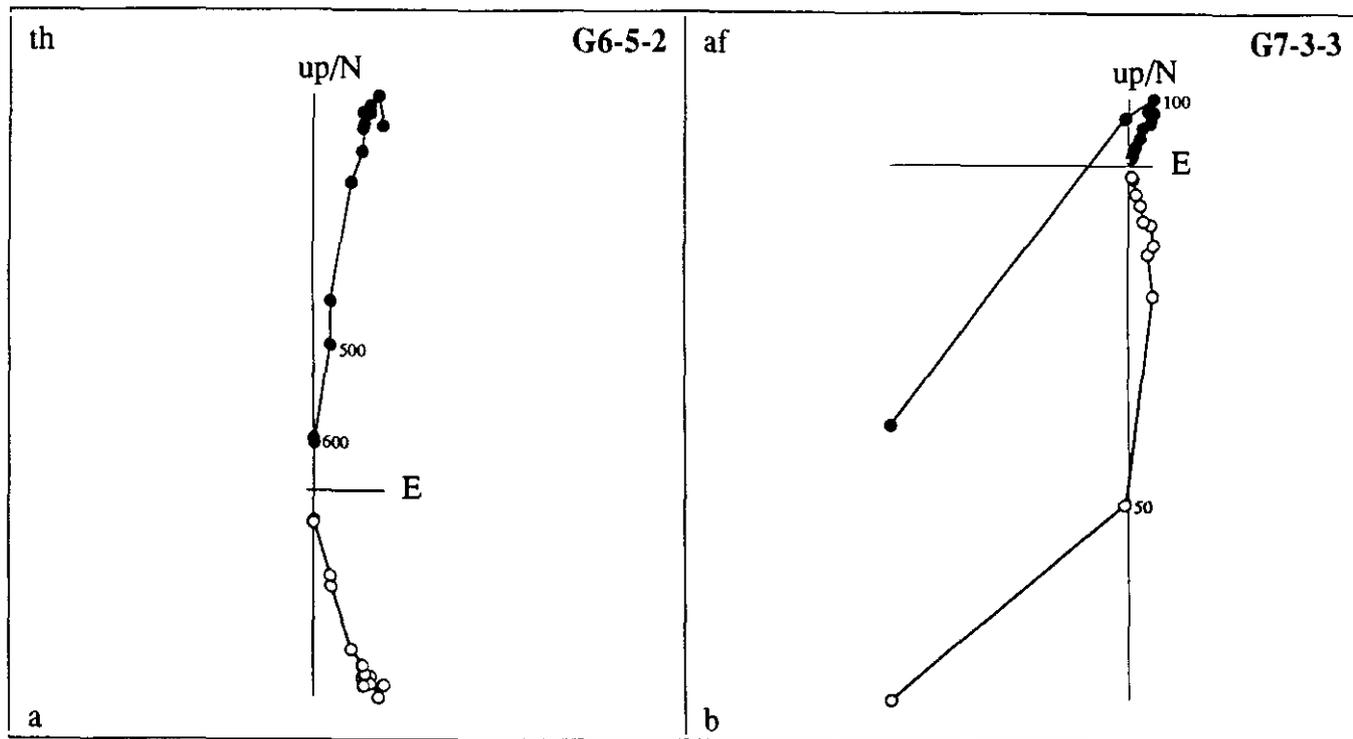


Figura 2.—Diagramas de Zijderveld representativos de las muestras de los afloramientos de rocas volcánicas de la región del Cabo de Gata. Explicación en el texto.

néticas, determinaciones de los parámetros de la curva de histéresis y estudios de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). También se realizaron observaciones microscópicas en secciones pulidas mediante un microscopio de reflexión.

Los experimentos de adquisición de SIRM y su consiguiente desimanación, en los que se aplicó un campo máximo de 1,6 T, generalmente mostraron la presencia, en las rocas volcánicas, de minerales de baja coercitividad, como titanomagnetitas o titanomaghemitas, y en el caso del afloramiento G14, permitieron reconocer la presencia de un mineral de alta coercitividad, probablemente titanohematita. Este método es especialmente útil para determinar los componentes ferromagnéticos de las rocas sedimentarias, en las que la baja concentración y la débil intensidad de la imanación remanente de los minerales ferromagnéticos que se hallan presentes en ellas, muchas veces impide su determinación y estudio mediante otros métodos basados en sus propiedades magnéticas. En las rocas sedimentarias de la región del Cabo de Gata se pudo apreciar la presencia de magnetita y hematita.

Las curvas termomagnéticas se registraron mediante una balanza de Curie. Las muestras fueron pulverizadas y sometidas después a campos entre 0,4 T y 0,6 T mientras eran calentadas hasta temperaturas máximas de 600 a 700° C y enfriadas otra vez a temperatura ambiente, registrándose durante dicho procedimiento su imanación. De forma general se distinguen tres tipos de curvas termomagnéticas (figura 3). Las más sencillas se caracterizan por la presencia de un sólo componente ferrimagnético, con una temperatura de Curie cercana o igual a la de la magnetita (figura 3a). En otros casos, junto con un punto de Curie correspondiente a magnetita o a un mineral de composición similar se distingue un punto o una zona de inflexión, relacionada con la presencia de titanomaghemita y su conversión en otros minerales, como por ejemplo, hematita (figura 3b). Finalmente, se puede reconocer un tercer grupo, en el que, prácticamente, sólo se aprecia la presencia de titanomaghemita.

El estudio de determinadas relaciones entre la susceptibilidad, el campo destructor medio y los parámetros de la curva de la histéresis puede ser utilizado para obtener información sobre la estructura de dominios, y, por tanto, de la estabilidad paleomagnética de los minerales ferromagnéticos. En el presente trabajo, se pudieron reconocer grandes diferencias en la estructura de dominios de muestras pertenecientes a los distintos afloramientos. Aunque en unos casos se pudo apreciar una buena correlación entre el comportamiento paleomagnético real y la estabilidad paleomagnética determinada por medio de estos métodos, en otros casos, en un mismo afloramiento se podían obtener resultados contradictorios según cual fuera el método utilizado en la determinación de la estructura de dominios de los minerales responsables de la imanación remanente.

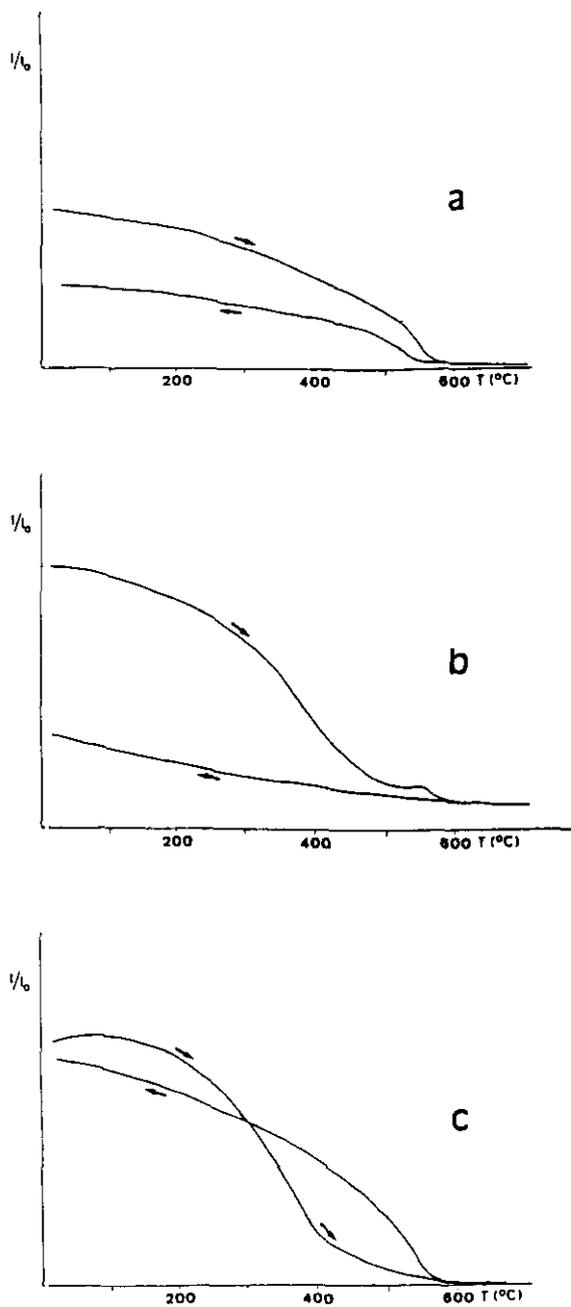


Figura 3.—Curvas termomagnéticas representativas de las muestras de los afloramientos volcánicos de la región del Cabo de Gata. Explicación en el texto.

Los estudios sobre la anisotropía de la susceptibilidad magnética revelaron que en todos los afloramientos el grado de anisotropía de la susceptibilidad magnética era bajo, ya que este parámetro no superaba en ningún afloramiento el 3,5 %. Por otra parte, el estudio de la ASM también mostró su utilidad, en algunos casos, como método para comprobar la validez de la corrección tectónica que había sido determinada sobre el terreno.

Las observaciones microscópicas realizadas en secciones pulidas pusieron de manifiesto la diversidad que caracteriza a las unidades volcánicas objeto del presente estudio, reconociéndose en diferentes muestras la presencia de magnetita, maghemita, hematita, titanohematita e ilmenita, así como la ocurrencia de oxidación a bajas temperaturas, oxidación a altas temperaturas y alteración hidrotermal.

#### 4. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se obtuvieron resultados paleomagnéticos satisfactorios en 17 de los 23 afloramientos paleomagnéticos estudiados, siendo 16 de rocas volcánicas y 1 de rocas sedimentarias (tabla 1). Los seis afloramientos restantes tuvieron que ser descartados por diversos motivos: a) Imposibilidad de identificar ningún componente aparte de una dirección correspondiente al campo magnético actual; b) Muestras alteradas, cuya remanencia característica presentaba una dispersión excesiva; c) Intensidad de la remanencia de valor muy bajo; d) Superposición de dos componentes de espectros de temperaturas de bloqueo y coercitividades coincidentes, y, por tanto, inseparables.

Las direcciones de la declinación de los 16 afloramientos que ofrecen resultados positivos, se desvían, en la mayoría de los casos de forma moderada, pero significativa, de la dirección norte, habiendo rotado en algunos afloramientos hacia el este y en otros hacia el oeste (figura 4). En esta figura, junto con las direcciones de la declinación, se han representado también los accidentes y fracturas que pueden observarse en esta zona. Se trata de la falla de Carboneras y de otros alineamientos que han sido interpretados sobre imágenes del satélite LANDSAT (Barranco, 1986; Vegas *et al.*, 1987). Los alineamientos muestran tres direcciones principales —NE-SW, N-S y NW-SE— que compartimentan la región en múltiples y pequeños bloques. Pueden reconocerse zonas en las cuales la dirección de la declinación se caracteriza por mostrar un sentido de giro homogéneo con respecto al norte, como, por ejemplo, en la zona cercana al Cerro de los Frailes (G6, G7, G8, G9, G10B y G18B; figura 4), donde se aprecia una rotación de la paleodeclinación hacia el oeste. Estos resultados apuntan hacia la existencia de bloques rotados en la región del Cabo de Gata, ya que si se considera

TABLA 1

**Resultados palomagnéticos y parámetros estadísticos de los afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias de la región de Cabo de Gata**

	UN	N	D	I	K	$\alpha_{95}$
G2	F2	12	200.7	-49.0	356.7	2.3
G4	PF	11	40.3	52.8	54.1	6.3
G6	PF	12	27.8	32.5	102.8	4.3
G7	PF	11	19.6	54.0	88.9	4.9
G8	PF	7	9.9	31.7	29.9	11.7
G9	F1	11	17.2	56.7	69.8	5.5
G10B	F1	9	229.6	-51.2	333.3	2.8
G11	PF	10	346.4	32.9	40.9	7.6
G12	PF	10	338.1	42.7	41.6	7.6
G13	F2	14	148.9	-48.3	66.8	4.9
G14	F2	10	8.0	-60.3	96.9	4.9
G15A	F2	4	159.6	-53.2	47.7	13.4
G15B	F2	12	109.4	-42.0	20.9	9.7
G17	F2	9	339.3	57.9	135.1	4.4
G18B	F1	9	194.7	-55.2	57.8	6.8
G21	F2	9	213.2	-58.5	195.4	3.7
G22	SD	5	292.9	46.6	42.1	11.9

En la columna UD (Unidades) se indican las unidades a las que pertenecen los distintos afloramientos: PF-Prefrailes; F1-Frailes I; F2-Frailes 2; SD-Rocas sedimentarias (Cuencas neógeno-cuaternarias del sureste español).

el sentido de giro de las paleodeclinaciones de los distintos afloramientos en relación con su distribución geográfica y edad (Calvo, 1992), parece muy poco probable que los valores anómalos de la declinación se deban, principalmente, al efecto de la variación secular.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en el Cabo de Gata muestran la ocurrencia de rotaciones que son significativas, pero cuya distribución resulta difícil de explicar en un contexto general, ya que, de forma alternante, bloques adyacentes muestran rotaciones en sentido opuesto (figura 4). Kissel *et al.* (1987, 1989) también observan, en investigaciones paleomagnéticas llevadas a cabo en el noroeste del Mar Egeo y en Anatolia Occidental, rotaciones en sentidos opuestos de bloques cercanos o adyacentes. Garfunkel y Ron (1985) y Garfunkel (1989) presentan modelos en los que se discuten las posibles rotaciones que pueden producirse en áreas en las que existen dominios de fallas conjugadas. En dichos modelos el sentido de los movimientos de las fallas depende de la

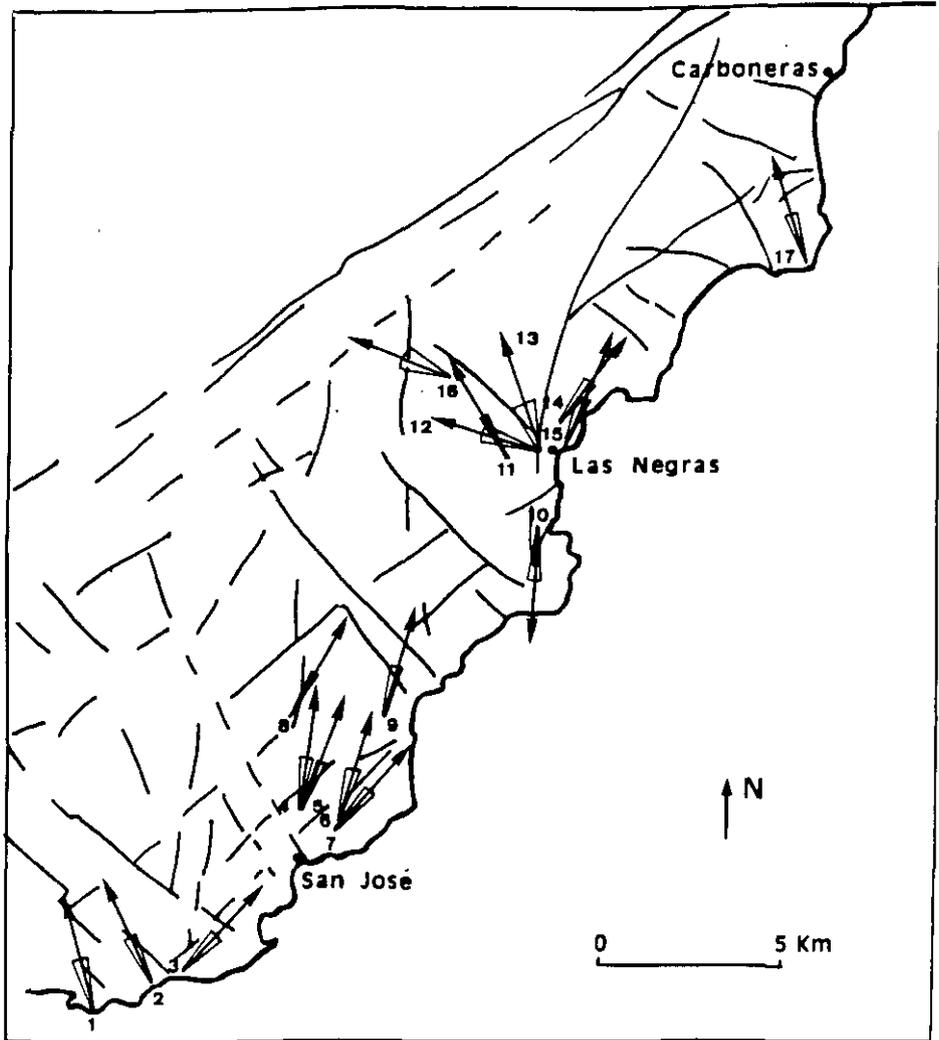


Figura 4.—Mapa de la región de Cabo de Gata. Las flechas indican la declinación paleomagnética encontrada en cada localidad. El parámetro  $\alpha_{95}$  está indicado en cada caso. También se han representado los principales alineamientos observados en imágenes de satélite (según Barranco, 1986). Los números corresponden a los siguientes afloramientos: 1: G11; 2: G12; 3: G4; 4: G8; 5: G7; 6: G18B; 7: G10B; 8: G6; 9: G9; 10: G14; 11: G13; 12: G15B; 13: G15A; 14: G21; 15: G2; 16: G22; 17: G17.

orientación original de las fallas que bordean los bloques en relación con el régimen total de esfuerzos. Cobbold *et al.* (1989) realizaron una serie de experimentos, en los cuales se modelizaba en el laboratorio la litosfera continental

sometida a diferentes tipos de esfuerzos. En uno de estos experimentos —especialmente interesante en relación con los resultados paleomagnéticos obtenidos en el presente estudio— en el que se aplica al modelo de litosfera una compresión junto con una ligera cizalla simple de carácter sinestral, se puede reconocer que se desarrollan dos sistemas de fallas conjugadas, y aunque ambos se ven representados en igual cuantía, las fallas sinestrales son más largas, mientras que las dextrales aparecen confinadas en un dominio central (figura 5). Se producen rotaciones en sentidos opuestos, girando los dominios enmarcados por fallas dextrales en sentido antihorario, y los limitados por fallas sinestrales en sentido horario.

Puede concluirse, por tanto, que en el Cabo de Gata han tenido lugar rota-

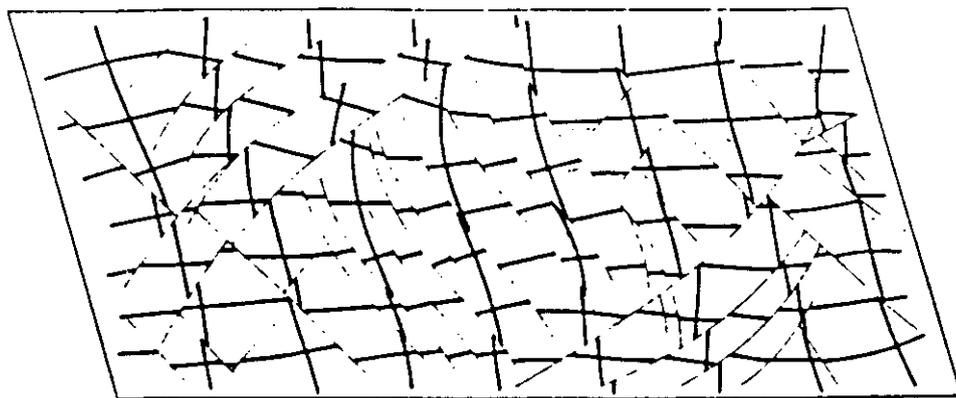


Figura 5.—Modelo de deformación de la litosfera tras la aplicación de cizalla simple sinestral y compresión. Inicialmente, los límites externos formaban un cuadrado y las líneas de trazo grueso una red cuadrangular. Las líneas de trazo fino corresponden a fallas (Cobbold *et al.*, 1989).

ciones recientes de bloques, que se habrían podido producir a partir del Tortonense. Sin embargo, mientras que en la parte central y occidental de las Cordilleras Béticas los estudios paleomagnéticos realizados hasta el momento (Osete *et al.*, 1988, 1989; Platzman, 1990; Villalaín *et al.*, 1992, este último incluido en la presente monografía) revelan que las direcciones de la paleodeclinación se desvían de forma sistemática hacia el este, caracterizándose esta zona por la presencia de bloques rotados de forma homogénea en sentido horario, los resultados paleomagnéticos obtenidos en el sureste de la Península Ibérica —Cabo de Gata y Murcia (Calvo, 1992)— muestran la presencia de pequeños bloques rotados en sentidos opuestos. La deformación en esta parte de las Cordilleras Béticas es de

carácter distribuido y discontinuo, en contraposición a la deformación distribuida, pero continua, que se aprecia en su parte central y occidental.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos N.º 212183 de la CAICYT, N.º PB89-0141 de la DGICYT y PRECOM UCM-89 de la Universidad Complutense de Madrid. Agradecemos al Institut für Geophysik de la Universidad de Munich las facilidades prestadas para la utilización de su laboratorio de paleomagnetismo.

Publicación del Departamento de Física de la Tierra I N.º 347.

### BIBLIOGRAFIA

- Araña, V., Vegas, R. (1974): «Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc». *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- Barranco, L. M. (1986): *Análisis de la fracturación en el sureste de España. Implicaciones geodinámicas*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 190 pp.
- Beck, M. E., Jr. (1976): «Discordant palaeomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America». *American Journal of Science*, 276, 694-712.
- Bellon, H., P. Bordet, C. Montenat (1983): «Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne Meridionale)». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 25 (2), 205-217.
- Calvo, M. (1992): *Estudio paleomagnético del sureste de la Península Ibérica: Interpretación tectónica*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 413 pp.
- Cobbold P. R., J. P. Brun, C. Fiquet, C. Basile, D. Gapais (1989): «Some experiments on block rotation in the brittle upper crust». En: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. (Eds.: C. Kissel y C. Laj). NATO ASI Series: Mathematical and Physical Sciences, 254, Kluwer Academic Publishers-Dordrecht, 145-155.
- Dabrio, C., M. Esteban, J. Martín (1981): «The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería province, S. E. Spain». *Journal of Sedimentary Petrology*.
- Di Battistini, G., L. Toscani, S. Iacarino, I. M. Villa (1987): «K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, S. E. Spain». *N. Jb. Miner. Mh.*, H8, 369-383.
- Fernández Soler, J. M., M. Muñoz (1988): *Análisis y problemática de los depósitos volcanoclásticos de la región volcánica de Cabo de Gata (Almería)*. Guía de excursión. II Congreso Geológico de España, Granada.
- Garfunkel, Z. (1989): «Regional deformation by block translation and rotation». En: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. (Eds.: C. Kissel y C. Laj)

- NATO ASI Series: *Mathematical and Physical Sciences*, 254, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 181-208.
- Garfunkel, Z., H. Ron (1985): «Block rotation and deformation by strike slip faults. 2. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation». *Jour. Geophys. Res.*, 90, 8589-8602.
- Kissel, C., C. Laj, A. M. C. Sengör, A. Poisson, A. (1987): «Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegea and western Anatolia» *Geophysical Research Letters*, 14, N.º 9, 907-910.
- Kissel, C., C. Laj, A. Poisson, K. Simenakis (1989): «A pattern of block rotation in Central Aegea». En: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. (Eds.: C. Kissel y C. Laj). NATO ASI Series: *Mathematical and Physical Sciences*, 254, Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 115-129.
- López Ruiz, J., E. y Rodríguez Badiola (1980): «La región volcánica neógena del sureste de España». *Est. Geol.*, 36, 5-63.
- Mäkel, G. H., H. E. Rondeel, J. Vandenberg (1984): «Triassic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (Southeast Spain)». *Tectonophysics*, 101, 121-141.
- Ogg, J. G., M. B. Steiner, F. Oloriz, J. M. Tavera (1984): «Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 147-162.
- Ogg, J. G., M. B. Steiner, M. Company, J. M. Tavera (1988): «Magnetostratigraphy across the Berrasian-Valanginian stage boundary (Early Cretaceous) at Cehegín (Murcia province, southern Spain)». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 205-215.
- Osete, M. L., R. Freeman, R. Vegas (1988): «Preliminary paleomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): Kinematic and structural implications». *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 52, 283-300.
- (1989): «Paleomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary». En: *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation*. (Eds. C. Kissel y C. Laj). NATO ASI Series: *Mathematical and Physical Sciences*, 254, Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 381-391.
- Platzman, E. (1990): *Paleomagnetism and tectonics in the Gibraltar Arc*. Tesis Doctoral. E. T. H. Zürich, 164 pp.
- Ron, H., R. Freund, Z. Garfunkel, A. Nur (1984): «Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence». *J. Geophys. Res.*, 89, n. B 7, 6256-6270.
- Steiner, M. B., J. G. Ogg, J. Sandoval (1987): «Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey, Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, southern Spain)». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 357-372.
- Terres, R. R., B. P. Luyendyk (1985): «Neogene tectonic rotation of the San Gabriel region, California, suggested by paleomagnetic vectors». *J. Geophys. Res.*, 90 (B14), 12467-12484.

- Udías, A., E. Buform (1992): «Sismicidad y sismotectónica de las Béticas». En: *Paleomagnetismo y Tectónica en las Cordilleras Béticas*. (Eds. M. L. Osete y M. Calvo). Editorial de la Universidad Complutense.
- Vandenberg, J. (1980): «New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula». *Geol. en Mijnb.*, 59, 49-60.
- Vegas, R., L. M. Barranco, J. T. Vázquez (1987): «Tectónica de bloques en el SE de España: Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental». *Geogaceta*, 3, 17-19.
- Villalaín, J. J., M. L. Osete, R. Vegas, V. García Dueñas (1992): «Evidencia de una reimanación terciaria en las Béticas Occidentales. Implicaciones Tectónicas». En: *Paleomagnetismo y Tectónica en las Cordilleras Béticas*. (Eds. M. L. Osete y M. Calvo). Editorial de la Universidad Complutense.