

*Evidencia de una reimanación terciaria
en las Béticas occidentales. Implicaciones tectónicas*

Evidence of a Tertiary remagnetization in the Western Betics.
Tectonic implications

JUAN JOSÉ VILLALAÍN y MARÍA LUISA OSETE

Dpto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. F. C. Físicas.
Universidad Complutense de Madrid

RAMÓN VEGAS

Dpto. de Geodinámica. F. C. Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid

VÍCTOR GARCÍA-DUEÑAS

Dpto. de Geodinámica.
Universidad de Granada

INTRODUCCION

Las Cordilleras Béticas son el resultado de la interacción entre Africa e Iberia desde el Mesozoico hasta la actualidad. Para este límite de placas se han establecido diferentes modelos geodinámicos que pretenden explicar su estructuración neógena. Estos modelos se agrupan básicamente en dos categorías: una que propone el desplazamiento hacia el oeste de los terrenos que forman las llamadas Zonas Internas (Andrieux *et al.*, 1971) y otra, en la cual la contracción N-S entre Africa e Iberia produce «in situ» engrosamiento y posterior colapso de la corteza (Platt y Vissers, 1990).

En el primer grupo, la deformación del margen ibérico es el resultado del desplazamiento de Alborán, a su vez un elemento deformable, mediante el cabalgamiento cortical de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1988, Balanyá, 1991). Según estos autores, una extensión subsiguiente (Aldaya *et al.*, 1984) invierte las estructuras compresionales mediante despegues extensionales, que a su vez son deformados por fallas de salto en dirección.

En el segundo modelo de engrosamiento y extensión por colapso «in situ», la deformación del margen de Iberia ha de relacionarse con la expansión del núcleo engrosado y la posterior extensión.

Cualquier modelo propuesto para la región Bética debe explicar las rotaciones tectónicas que se han observado en el Subbético (Osete *et al.*; 1988, 1989; Platzman and Lowrie, 1992). Para caracterizar este tipo de deformación por

rotaciones alrededor de ejes verticales el paleomagnetismo resulta ser la técnica más idónea, por su sensibilidad ante este tipo de movimientos y porque constituye una metodología independiente de la geología.

Los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la región central de las Unidades Subbéticas (Osete *et al.*; 1988, 1989) revelaron la existencia de rotaciones alrededor de ejes verticales. Las rotaciones que ha sufrido esta región son (salvo una localidad: Sierra Gorda, Ogg *et al.*; 1984) sistemáticas y dextrales. Estudios paleomagnéticos recientes (Platzman and Lowrie, 1992) han confirmado el carácter dextral de las rotaciones en el Subbético occidental y el comportamiento anómalo de la región de Sierra Gorda. Las edades de las rocas investigadas en los trabajos anteriores son jurásicas y cretácicas, por lo que las rotaciones señaladas han podido producirse desde el Mesozoico hasta la actualidad.

Los estudios paleomagnéticos anteriores carecen de suficientes pruebas de campo como para establecer el origen primario o secundario de la magnetización característica. Incluso una de las localidades investigadas en la parte central del Subbético fue desestimada por la presencia de una componente secundaria y carecer del necesario control estructural sobre la zona como para poder utilizar esta información (localidad BC, Osete *et al.*, 1988). Así pues, con objeto de controlar estos factores se ha llevado a cabo un estudio paleomagnético sistemático en calizas nodulosas del Jurásico superior, de manera que cada uno de los datos que se presenta a continuación está avalado por pruebas de campo (prueba del pliegue-*fold-test*).

DESCRIPCION DE LAS LOCALIDADES

Se han muestreado en este estudio ocho *sitios* en tres localidades que se corresponden con tres pliegues que afectan a los materiales jurásicos y cretácicos que componen la parte occidental de la región subbética (fig. 1). Cada estructura está representada por varios *sitios* con el fin de realizar una prueba de pliegue en cada localidad. Las localidades muestreadas son las siguientes:

- *Teba*: El afloramiento jurásico situado en el norte de la región de estudio es el anticlinal de Teba. En este anticlinal de orientación E-W que afecta a los materiales del Jurásico se han muestreado los sitios JTE1 y JTE2.
- *Los Canutos*: Al S de la localidad de Gaucín emerge a través de una ventana en el flysch del Campo de Gibraltar el afloramiento más meridional de los materiales subbéticos. Se trata de un anticlinal de orientación N-S, donde se han muestreado los sitios JCA1, JCA2 y JCA3.

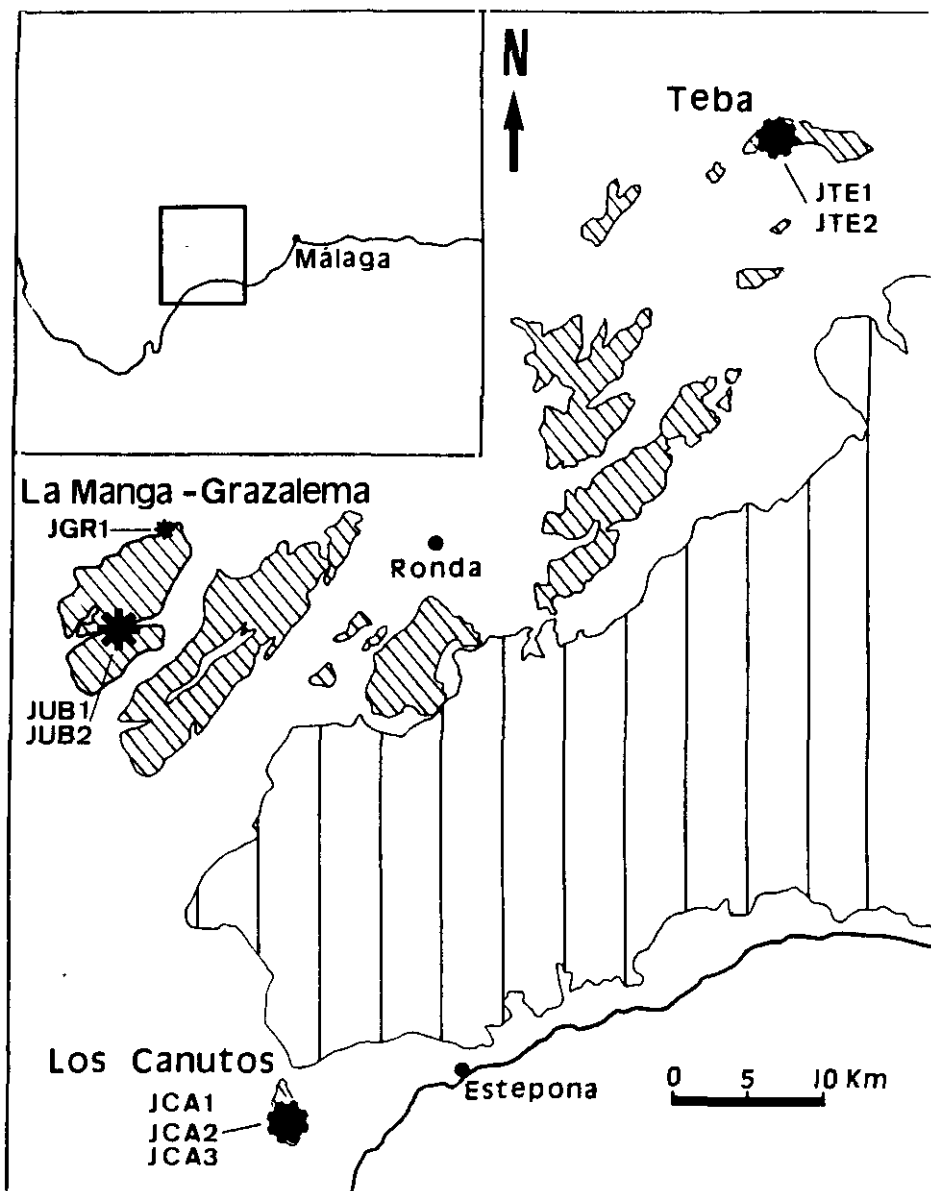


Figura 1.—Esquema geológico de la región investigada en el que están representadas las localidades estudiadas. El rayado vertical indica los complejos del Dominio de Alborán y el rayado oblicuo los afloramientos jurásicos del Subbético Interno.

- *La Manga-Grazalema*: En esta localidad se han muestreado los sitios JUB1, JUB2 y JGR1. Los dos primeros se localizan a ambos lados del sinclinal de La Manga, próximo a Villaluenga del Rosario. El sitio JGR1 se sitúa en el flanco opuesto del anticlinal norte contiguo. La dirección de esta estructura es NE.

Las litologías estudiadas son calizas pelágicas nodulosas brechoides y oolíticas del Titónico, correspondientes a la formación Torcal (Martín-Algarra, 1987). En concreto, Los sitios JTE2 y JCA2 corresponden a calizas nodulosas rojas, los JTE1, JCA1 y JCA3 a calizas nodulosas blancas y los JUB1, JUB2 y JGR1 a calizas oolíticas grises.

TRATAMIENTO MAGNETICO

La magnetización remanente natural (NRM) de los especímenes ha sido medida con un magnetómetro criogénico 2G y con un magnetómetro spinner «Molspin». Las medidas fueron realizadas en los laboratorios de palcomagnetismo del ETH de Zurich y de la Universidad Complutense de Madrid. Una muestra de cada testigo fue desimanada térmicamente y otra por campos alternos. Se midió la susceptibilidad magnética en cada paso de lavado térmico, con el fin de detectar posibles cambios que pueden originarse en la mineralogía magnética durante este proceso.

Se han calculado curvas de adquisición de imanación remanente isoterma (IRM) en todos los sitios. También se han sometido a desimanación térmica progresiva muestras en las que se indujeron dos componentes perpendiculares de IRM, una de ellas adquirida en un campo de 0,1 T y la otra en un campo de 1 T. Este tratamiento permite relacionar temperaturas de bloqueo y coercitividades, con el fin de caracterizar los minerales magnéticos que son responsables de la imanación (Lowrie, 1990). Con objeto de determinar la presencia de magnetita se han realizado, también, experimentos de medida de la IRM a bajas temperaturas.

El cálculo de las direcciones paleomagnéticas se ha realizado generalmente mediante regresión lineal en las trayectorias rectilíneas que muestran los diagramas de Zijderveld. En los casos en los que aparecía una componente de baja intensidad fue difícil determinar su dirección utilizando la técnica de la regresión lineal. En estos casos se ha considerado el punto final estable como representativo de esta dirección.

Por último, se ha realizado la prueba del pliegue (*fold-test*) en cada localidad. Esta prueba ha sido una herramienta fundamental en este trabajo, pues sus resultados, como más adelante podrá apreciarse, han permitido obtener conclusiones importantes sobre la edad de la deformación en esta región.

PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS LITOLOGIAS ESTUDIADAS

La intensidad de la NRM oscila entre $5 \cdot 10^{-3} \text{ Am}^{-1}$ y 10^{-4} Am^{-1} . La desimanación térmica ha permitido aislar las componentes magnéticas que en adelante se describirán, mucho más claramente que la desimanación por campos alternos, de modo que la primera ha sido la utilizada como elemento para el análisis de las componentes paleomagnéticas.

Desimanación térmica de la NRM

La desimanación térmica de la NRM determina dos tipos de comportamiento magnético:

Los Canutos y Teba (JTE1, JTE2, JCA1, JCA2 y JCA3)

Una vez eliminada la componente magnética viscosa relacionada con el campo actual, se han podido identificar sistemáticamente dos componentes direccionales bien diferenciadas de aquella (fig. 2a). Una de ellas tiene una temperatura máxima de desbloqueo de 450° C aproximadamente. La otra componente queda aislada cuando se sobrepasa esta temperatura y su temperatura de desbloqueo no está muy bien definida, aunque parece situarse levemente por encima de los 500° C . Este patrón se ha presentado de forma muy regular en los cinco afloramientos. La componente de más baja temperatura de desbloqueo, que en adelante señalaremos como componente A, es responsable de la mayor parte de la NRM. La otra componente (componente B), por el contrario, presenta una intensidad muy débil, por lo que en algunos casos su identificación era dificultosa. El tratamiento térmico que se ha realizado ha permitido, sin embargo, determinar esta componente, aunque en algunas muestras su cálculo fue imposible. Es importante señalar que la componente A ha presentado en todas las muestras polaridad normal, mientras que la componente B ha mostrado ambas polaridades. Tanto la componente viscosa asociada al Norte actual, como las dos componentes interpretadas han presentado direcciones estadísticamente diferenciadas.

La Manga de Villaluenga del Rosario y Grazalema (JUB1, JUB2 y JGR1)

Estas localidades han mostrado, también, una componente viscosa que presenta la dirección del campo actual y que se destruye a una temperatura de

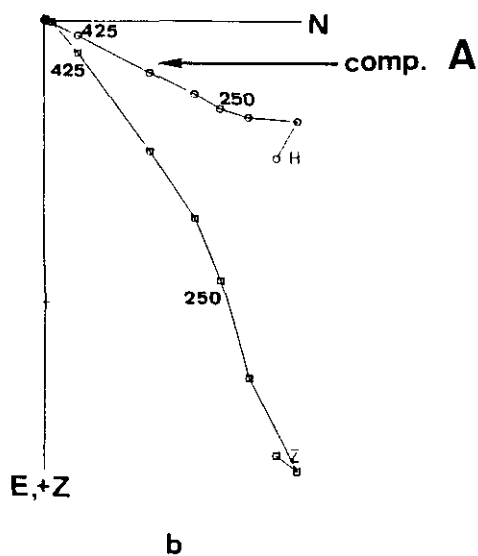
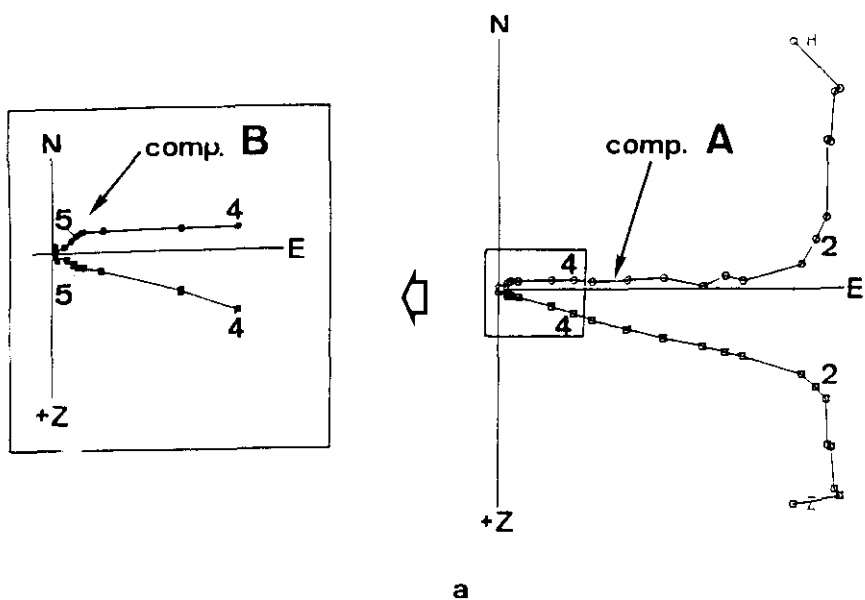


Figura 2.—Proyección ortogonal de la desimanación térmica de la NRM (diagramas de Zijderveld). a) Muestra representativa de la localidad de Teba (JTE2). Se observan dos componentes magnéticos A y B. Se añade una ampliación de las últimas etapas de la desimanación. Los valores indican centerares de grados. b) Muestra representativa de La Manga-Grazalema (JUB1). Sólo se aprecia un componente magnético: componente A. Los valores indican grados centígrados.

300° C. A esta temperatura queda aislada una componente estable con una temperatura de desbloqueo de unos 450° C (figura 2b). Por encima de esta temperatura la señal magnética registrada en estas muestras era prácticamente nula. Esta única componente magnética presenta también en todas las muestras polaridad normal. Se ha identificado esta componente magnética con la componente A descrita en el anterior párrafo para las otras localidades, considerando su temperatura de bloqueo y polaridad.

Experimentos de IRM

Las curvas de adquisición gradual de IRM (figs. 3a y b) muestran la presencia de un componente mayoritario de baja coercitividad, que se satura entre 0,2 y 0,3 Tesla y una contribución variable de un mineral de alta coercitividad que tiene un campo saturador por encima de 1 Tesla.

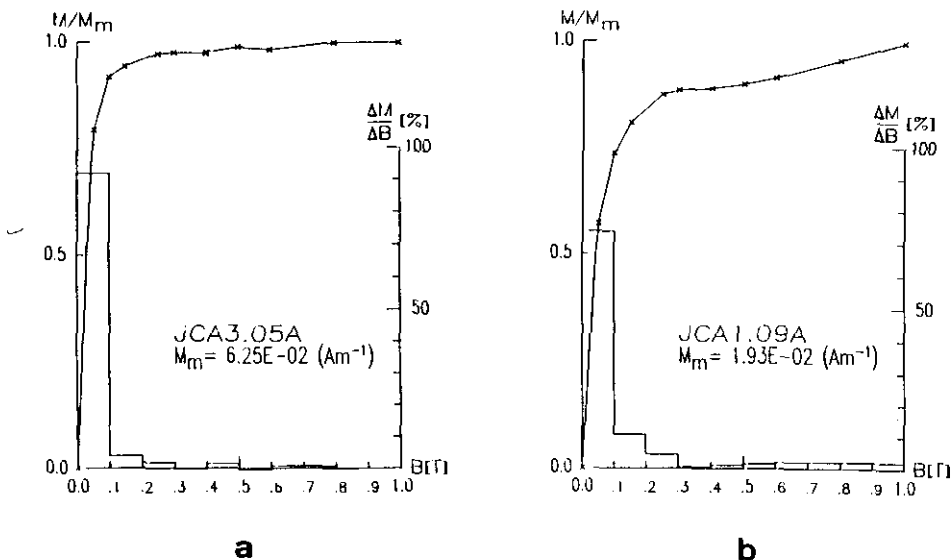


Figura 3.—Curvas de adquisición gradual de imanación remanente isoterma (IRM). a) Predominio de componentes magnéticos de baja coercitividad. b) Presencia de componentes de baja y alta coercitividad.

Se ha sometido a las muestras a la adquisición de dos componentes ortogonales de IRM bajo campos sucesivos de 0,1 T (en la dirección horizontal) y 1 T (en la dirección vertical). Posteriormente, se han desimanado térmicamente estas dos componentes, de modo que en el diagrama de Zijdeveld correspondiente (figura

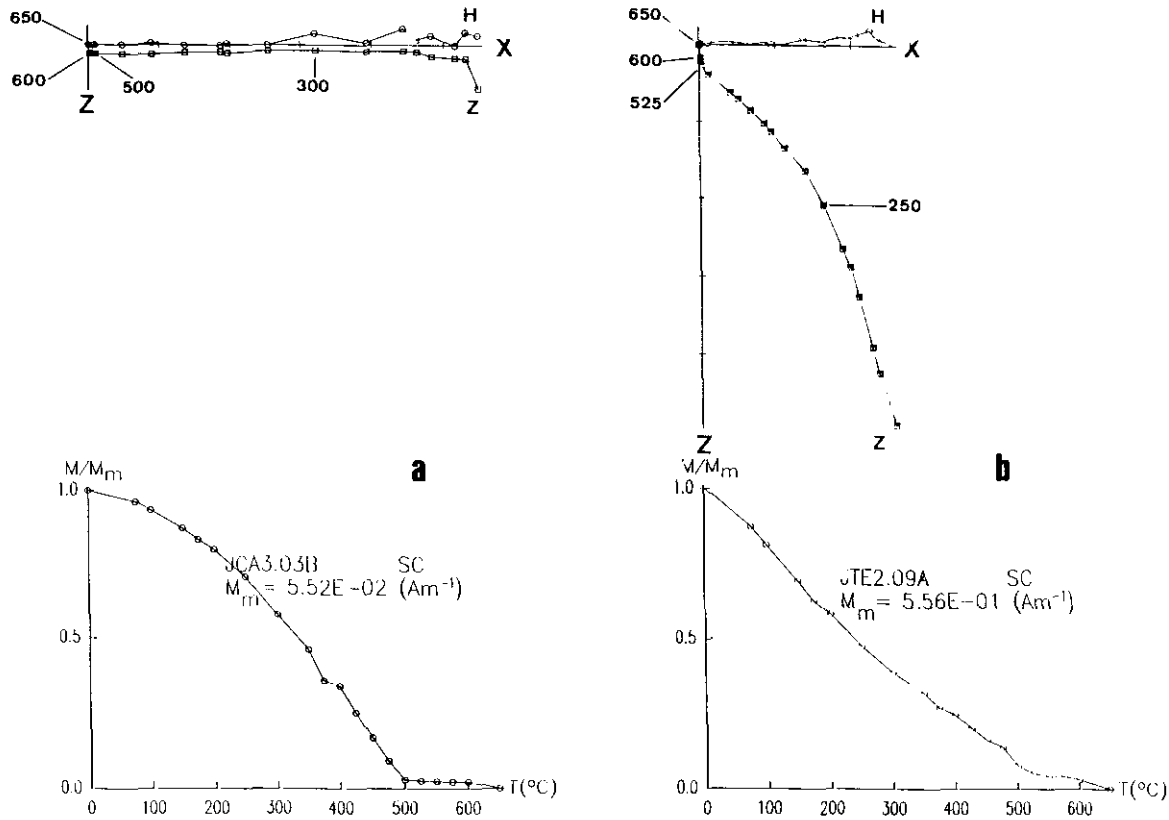


Figura 4.—Diagrama de Zijderveld (arriba) y espectro de temperaturas de desbloqueo (abajo) durante la desimantación térmica de dos componentes de magnetización remanente isoterma. Eje x: baja coercitividad y eje Z: Alta coercitividad. a) Muestra de la localidad de Los Canutos. b) Muestra de la localidad de Teba.

4a y b), pueden separarse las fases de baja (eje X) y alta coercitividad (eje Z), asociándose con rangos de temperatura de desbloqueo de cada una. Todas las muestras presentan una fracción mayoritaria de baja coercitividad, con una temperatura de desbloqueo de 550-575° C. Además, puede observarse una componente de alta coercitividad y temperatura de desbloqueo, por encima de los 600° C, como puede verse en la figura 4. Esta fase se presenta en distintas proporciones y en algunos casos es inexistente. Las características descritas nos permiten asociar estas dos componentes a magnetita y hematita respectivamente. En los afloramientos compuestos por calizas nodulosas rojas (JCA2 y JTE2) se presentaba, además, una componente sobrepuesta de alta coercitividad y un espectro muy extendido de temperaturas de bloqueo, manifestándose especialmente hasta los 300° C (fig. 4 b) El mineral responsable de este comportamiento es probablemente hematita pigmentaria.

Cotejando estos resultados con los obtenidos para la NRM podemos decir que el mineral responsable de la componente B es la magnetita. Sin embargo la baja temperatura de desbloqueo que exhibe la componente A presenta un problema en cuanto a su origen mineralógico. Con la intención de resolver esta cuestión se realizó un experimento que consiste en la medida de la IRM, previamente inducida, durante el calentamiento desde temperatura de nitrógeno líquido hasta temperatura ambiente (Mauritsch y Turner, 1975; Lowrie y Heller, 1982). Se realizó este experimento en una muestra que únicamente presentaba componente A y por tanto una temperatura máxima de bloqueo de 450° C. La presencia de una clara discontinuidad a una temperatura próxima a los -150° C, relacionada con la transición de los ejes magnetocristalinos de fácil imanación, revela la presencia de magnetita multidominio en estas rocas. Por tanto, también podemos considerar la magnetita como responsable de la componente A.

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

En la tabla 1 se muestran las direcciones calculadas para las componentes A y B en todos los sitios, antes y después de efectuar la corrección tectónica. Los resultados de la prueba del pliegue obtenidos en cada localidad se muestran en la tabla 2.

Teba

En la figura 5 se representa la proyección estereográfica de las direcciones obtenidas en la localidad de Teba. En ella podemos apreciar como la concentración de los datos aumenta considerablemente después de realizar la corrección tectónica para las dos componentes ($K_{\text{después}}/K_{\text{antes}} = 8,6$ para la componente A y

$K_d/K_n = 7,0$ para la componente B). Por tanto, la prueba del pliegue es positiva en esta localidad. Este resultado indica que las dos componentes fueron adquiridas antes de la formación del anticlinal.

TABLA 1

Direcciones paleomagnéticas para las componentes A y B.
N es el número de muestras utilizadas para el cálculo de cada componente,
K el parámetro de dispersión y α_{95} el radio del círculo de confianza 95 %

Sitio.	Comp.	ANTES DE LA CORRECCION TECTONICA					DESPUES DE LA CORRECCION TECTONICA				
		N	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Dec.	Inc.	K	α_{95}	
JCA1	A	9	35,7	51,3	29	9,8	115,3	83,6	23	10,9	
JCA1	B	6	26,5	16,6	13	19,2	26,8	53,1	13	19,0	
JCA2	A	11	55,7	72,2	244	2,9	350,2	71,6	243	2,9	
JCA2	B	11	20,9	52,5	76	5,3	357,6	47,6	79	5,2	
JCA3	A	12	51,7	67,3	99	4,4	67,0	39,0	228	2,9	
JCA3	B	11	159,1	-47,7	33	8,1	188,7	-43,0	32	8,1	
JTE1	A	10	44,5	37,1	297	2,8	72,0	59,3	311	2,7	
JTE1	B	5	16,0	18,2	37	12,3	20,4	47,7	48	11,2	
JTE2	A	9	89,5	22,2	145	4,3	59,9	51,9	176	3,9	
JTE2	B	9	60,8	39,7	102	5,1	15,6	43,4	136	4,4	
JUB1	A	11	24,2	52,0	79	5,2	118,0	50,9	84	5,0	
JUB2	A	12	103,7	31,0	81	4,9	9,7	43,1	83	4,8	
JGR1	A	11	124,0	59,2	140	3,9	34,6	51,4	142	3,8	

TABLA 2

Resultados de la prueba del pliegue efectuada en las tres localidades.
N es el número de muestras utilizadas, K el parámetro de dispersión
y α_{95} el radio del círculo de confianza 95 %

Localidad	Comp.	ANTES DE LA CORRECCION TECTONICA					DESPUES DE LA CORRECCION TECTONICA				
		N	Dec.	Inc.	K	α_{95}	Dec.	Inc.	K	α_{95}	
Teba	A	19	67,5	32,1	14	9,4	65,3	56,0	119	3,1	
	B	14	43,0	34,1	12	12,1	17,3	45,0	83	4,4	
Los canutos	A	32	46,2	64,9	37	4,3	53,1	67,4	10	8,7	
	B	28	7,1	45,4	11	8,8	7,6	47,4	25	5,5	
La Manga- Grazalema	A	34	88,1	54,3	8	9,6	46,2	57,8	8	9,6	

TEBA

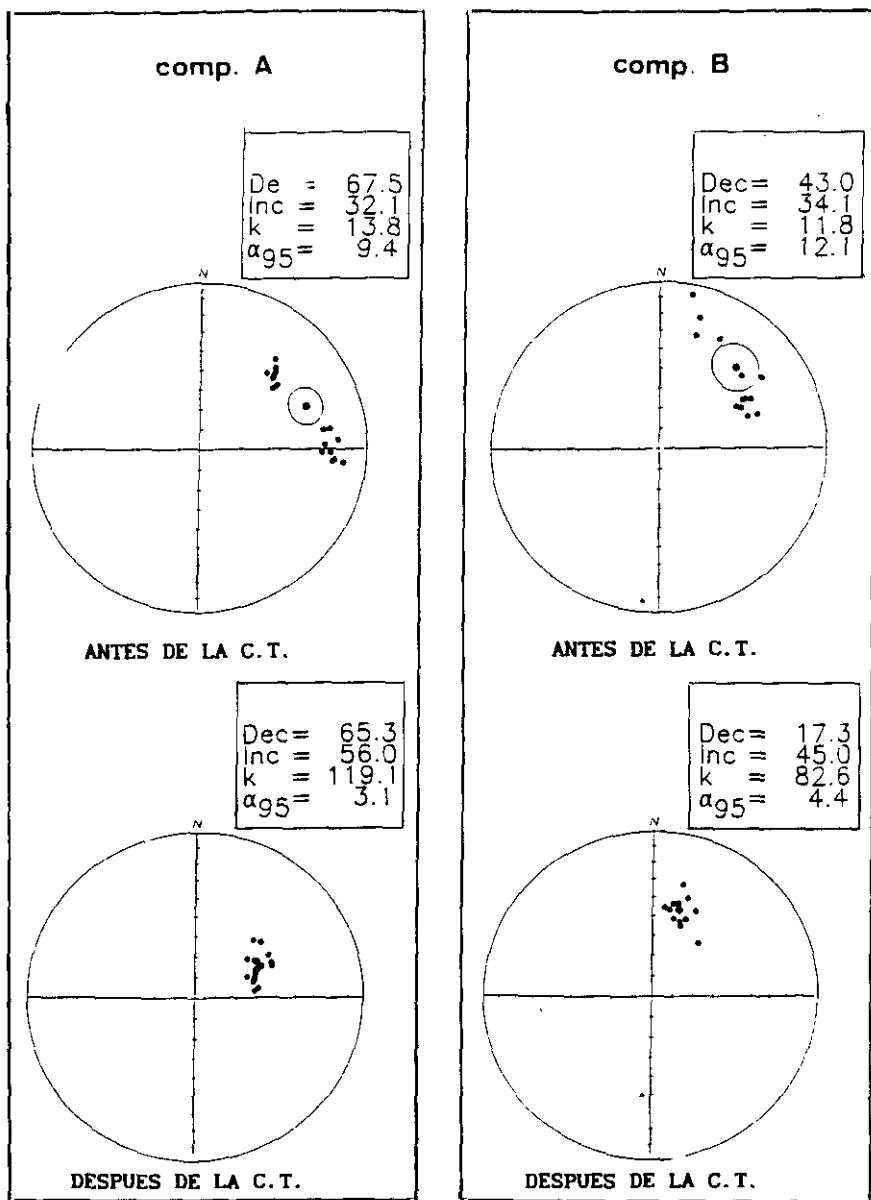


Figura 5.—Direcciones de la localidad de Teba para las componentes A y B, antes y después de realizar la corrección tectónica. En la figura se indican los valores de los parámetros estadísticos K y α_{95} . La prueba del pliegue resulta positiva para las dos componentes.

Los Canutos

En la localidad de Los Canutos (figura 6) la componente B (de más alta temperatura de desbloqueo) pasa la prueba del pliegue, y por tanto es anterior al pliegue. Sin embargo la componente A presenta un mejor agrupamiento antes de realizar la corrección tectónica. Es decir: la componente A es una componente secundaria originada por una reimanación adquirida con posterioridad a la deformación neógena por plegamiento de esta localidad.

La Manga-Grazalema

En la localidad de La Manga-Grazalema las direcciones A se muestran muy dispersas tanto antes como después de realizar la corrección tectónica (tabla 2). En la figura 7(a y b) pueden verse las direcciones antes y después de la corrección. Las direcciones de los sitios que se encuentran en los flancos norte (triángulos y círculos en la figura) conjugan la posición después de la corrección tectónica con las del sitio JUB1 situado en el flanco sur (señaladas con cuadrados), de modo que los datos no buscan una dirección común. Hemos interpretado este resultado del siguiente modo: La componente A fue adquirida en algún momento durante la formación de los dos pliegues que afectan a esta localidad. Esto significa que se ha sobreestimado la corrección tectónica. Es decir, cuando estas facies adquirieron la imanación secundaria A su posición no era horizontal.

Se ha obtenido gráficamente una corrección tectónica parcial que minimiza la dispersión de estas direcciones. Para calcular esta solución óptima se ha variado el buzamiento de las capas, manteniendo la dirección. En la figura 8 se han trazado las trayectorias de las direcciones medias durante la corrección tectónica. El hecho de que los ejes de basculamiento no sean totalmente paralelos hace que las tres trayectorias delimiten una pequeña región del estereograma. La inclinación de este punto de cruce es la esperada para el Terciario, como en las anteriores localidades para la componente A. Por otra parte, la declinación es consistente con las rotaciones obtenidas para la componente A en todo el Subbético occidental (Villalán *et al.*, 1991). Teniendo en cuenta estos resultados se ha considerado esta dirección como representativa de la componente A en esta localidad, lo que nos ha permitido estimar la corrección tectónica en cada sitio. En la figura 8 se muestra con los símbolos en gris la dirección media de cada sitio tras la corrección tectónica parcial. La concentración de las direcciones paleomagnéticas es buena, como puede verse en la figura 7c. La dirección media calculada con esta corrección puede compararse con las obtenidas antes y después de la corrección tectónica total en la tabla 3.

LOS CANUTOS

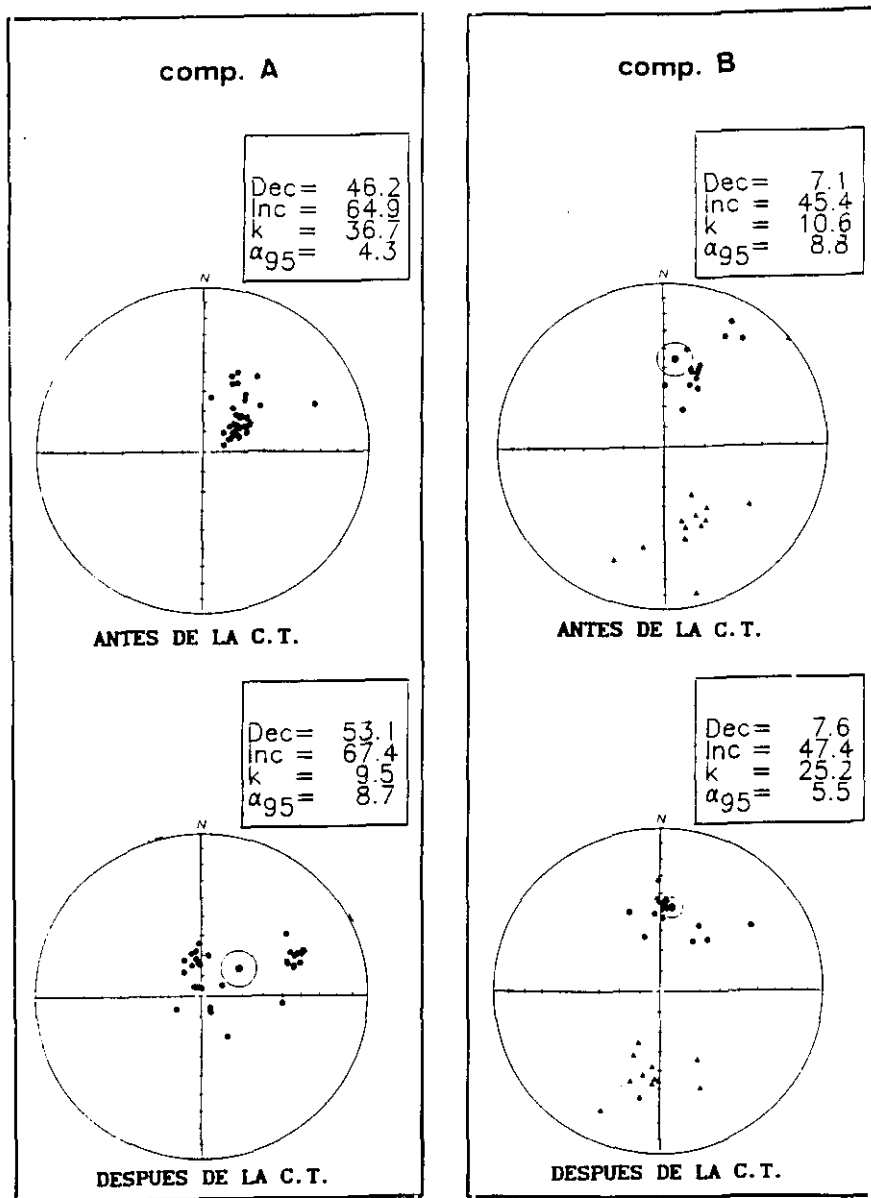


Figura 6.—Direcciones de la localidad de los Canutos. Componentes A y B antes y después de efectuar la corrección tectónica. La prueba del pliegue resulta positiva para la componente B y negativa para la componente A.

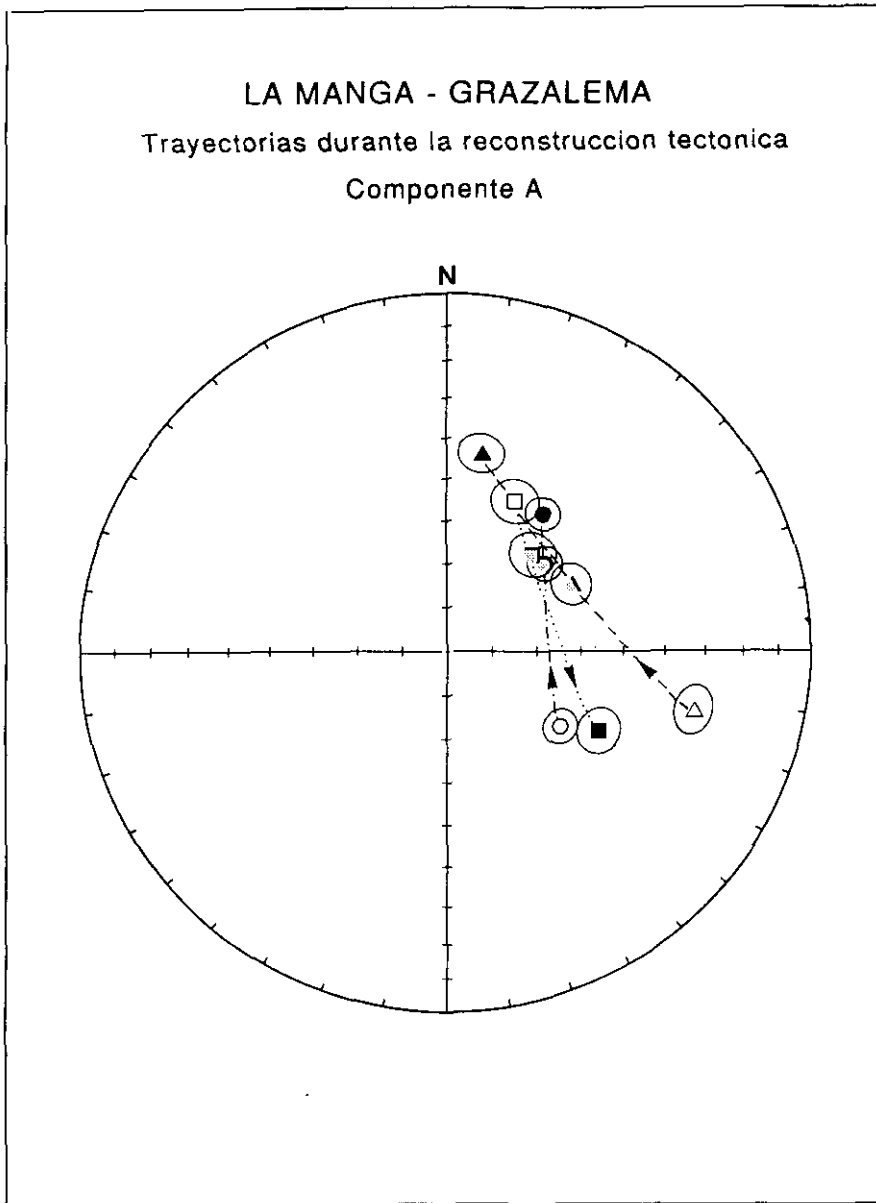


Figura 8.—Direcciones medias de JUB1, JUB2 y JGR1 durante la reconstrucción tectónica. JUB1 (cuadrados), JUB2 (triángulos) y JGR1 (círculos). Antes de efectuar la corrección tectónica (blanco), después de efectuar la corrección tectónica completa (negro) y después de efectuar la corrección tectónica intermedia (gris).

TABLA 3

Direcciones y parámetros estadísticos de la localidad de la Manga-Grazalema, antes y después de la corrección tectónica y después de la corrección tectónica intermedia

LA MANGA-GRAZALEMA (N = 34)

(Comp. A)

	<i>Antes de la C. T.</i>	<i>Después de la C. T.</i>	<i>Con C. T. intermedia</i>
D.....	88,1	46,2	50,6
I.....	54,3	57,8	59,9
K.....	7,5	7,6	76,8
α_{95}	9,6	9,6	2,8

Con las correcciones tectónicas intermedias se ha calculado el basculamiento que ya tenía cada sitio en el momento de la adquisición de la componente reimanada A. Estos datos, junto con la rotación calculada que ha sufrido esta estructura desde entonces, nos permite reconstruir la forma y posición de estos pliegues durante el Mioceno. En la figura 9 se muestra la forma y posición actual (fig 9b) y la forma y orientación cuando se adquirió la componente A (Mioceno) (fig 9a). El paso entre la configuración 9a y 9b supone la continuación del plegamiento formando el sinclinal en V y el pliegue en caja y una rotación de 50°.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

En la tabla 4 se muestran las direcciones representativas determinadas a partir de la información ofrecida por la prueba del pliegue. En primer lugar, obsérvese como las paleodeclinaciones de las dos componentes están fuertemente desviadas hacia el Este. La inclinación que presenta la componente B es coherente con la esperada para el Jurásico superior en esta región (Schott *et al.*, 1981; Steiner *et al.*, 1985). Por otra parte la diferencia entre las declinaciones de la componente B y de la componente A es prácticamente constante (unos -40°) y este valor es consistente con la rotación sinistral de la Península Ibérica durante el cretácico. Así pues, podemos considerar que éste ha sido el único movimiento rotacional que ha afectado a estas rocas desde el Jurásico hasta el momento en que adquirieron la componente secundaria A. La rotación dextral que exhibe la componente A muestra, por tanto, la rotación neta relacionada con la evolución reciente del borde de placa Iberia-Africa.

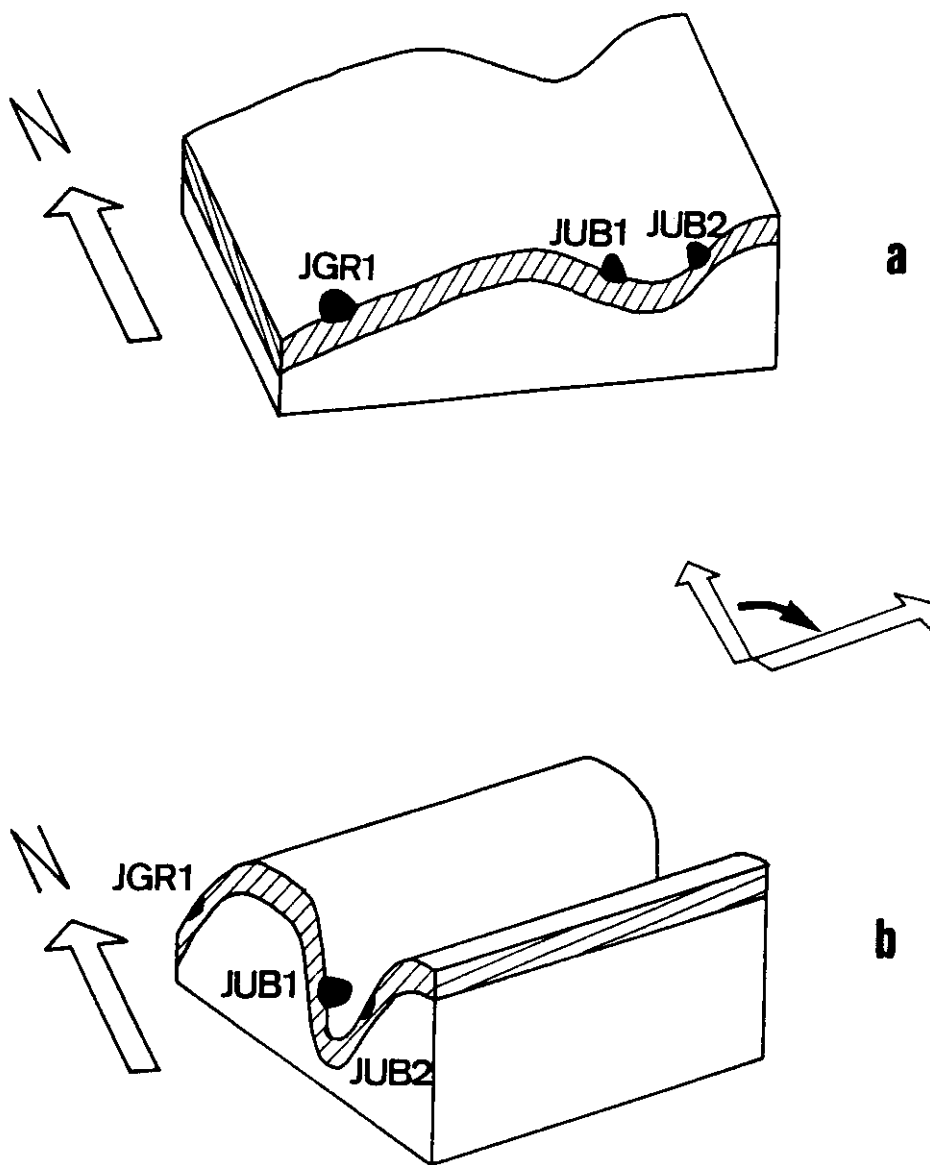


Figura 9.—Modelo simplificado con la evolución de la deformación en la localidad de La Manga-Grazaema. a) Forma de la estructura en el momento de la adquisición de la componente A (Mioceno) Los buzamientos en esta época eran $B_{JGR1} = 12^\circ$, $B_{JUB1} = 46^\circ$ y $B_{JUB2} = 40^\circ$. b) Forma y orientación de la estructura en la actualidad. $B_{JGR1} = 52^\circ$, $B_{JUB1} = 60^\circ$ y $B_{JUB2} = 87^\circ$.

TABLA 4

Direcciones representativas. Han sido calculadas a partir de la información que ofrece la prueba del pliegue

<i>Sitio</i>	<i>Comp.</i>	<i>Edad</i>	<i>N</i>	<i>Dec.</i>	<i>Inc.</i>	<i>K</i>	<i>α95</i>
JTE1	B	Titónico	5	20,4	47,7	48	11,2
JTE2	B	Titónico	9	15,6	43,4	136	4,4
JCA1	B	Titónico	6	26,8	53,1	13	19,0
JCA2	B	Titónico	11	357,6	47,6	79	5,2
JCA3	B	Titónico	11	8,7	43,0	32	8,1
JTE1	A	Mioceno	10	72,0	59,3	311	2,7
JTE2	A	Mioceno	9	59,9	51,9	176	3,9
JCA1	A	Mioceno	9	35,7	51,3	29	9,8
JCA2	A	Mioceno	11	55,7	72,2	244	2,9
JCA3	A	Mioceno	12	51,7	67,3	99	4,4
JUB1	A	Mioceno	11	40,1	60,6	80	5,2
JUB2	A	Mioceno	12	61,4	58,1	89	4,6
JGR1	A	Mioceno	11	47,6	60,3	134	4,0

Los resultados de la prueba del pliegue han mostrado que la componente A es anterior al pliegue en Teba, posterior en Los Canutos y en el caso de La Manga-Grazalema se adquirió durante el pliegue. Esta componente es, pues, globalmente coetánea con la deformación por plegamiento del Penibético. Con esta referencia temporal se puede afirmar que la imanación responsable de la componente A es miocena, ya que esta deformación es de esta edad (Balanyá, 1991). Las paleo-inclinaciones que presenta esta componente son coherentes con esta edad, pues son más altas que las de la componente B, aproximándose a valores más actuales. Por otra parte, el hecho de que la componente secundaria A muestre siempre polaridad normal podría indicar que ésta responde a un fenómeno no demasiado extendido en el tiempo.

La datación de la reimanación nos permite acotar en el tiempo las rotaciones del Subbético que se han puesto de manifiesto en éste y en otros trabajos mencionados (Osete *et al.*, 1989; Platzman y Lowrie, 1991): estas rotaciones, observadas en rocas jurásicas, se han producido con posterioridad al Mioceno inferior.

CONCLUSIONES

Las rocas estudiadas en este trabajo presentan dos componentes paleomagnéticas: componente A y componente B. Esta última puede considerarse de edad jurásica y su paleodeclinación responde a la suma de la rotación antihoraria de la Península Ibérica y de las rotaciones de bloques en sentido horario producidas en una época más reciente. La componente A tiene su origen en una reimanación generalizada para la parte occidental del Subbético, que se adquirió durante un periodo no muy largo de tiempo. Este fenómeno tuvo lugar durante la deformación por plegamiento de esta región, podemos pues situarla en el Mioceno. La paleodeclinación de esta componente muestra por si sola y de forma neta las rotaciones de bloques relacionadas con la evolución reciente del borde de placas Iberia-Africa. Estas rotaciones se han producido entre el Mioceno y la actualidad. Esta edad sugiere que probablemente las rotaciones estén relacionadas con las fallas recientes de salto en dirección asociadas a la convergencia de placas entre Africa y Europa. Las rotaciones observadas presentan siempre el mismo sentido dextral y valores comprendidos entre 40° y 70°.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación PB89-0141 de la DGICYT. Agradecemos al profesor Friedrich Heller del ETH de Zurich las facilidades ofrecidas en la utilización del laboratorio de esa institución, así como por sus consejos y ayudas, muy valiosas para la confección de este trabajo.

Publicación N.º 346 del departamento de Física de la Tierra Astronomía y Astrofísica. Universidad Complutense de Madrid.

REFERENCIAS

- Aldaya, F., J. Campos, V. García-Dueñas, F. González Lodeiro, M. Orozco (1984): «El contacto Alpujarrides/Nevado Filábrides en el vertiente meridional de Sierra Nevada: implicaciones tectónicas», en: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Dept. Inv. Geol. CSIC. Univ. Granada. Vol. 1. 18-22.
- Andrieux, J., J. M. Fontbote, M. Mattauer (1971): «Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar». *Bull. Soc. Geol.*, France, 7, 115-118.
- Balanya, J. C., V. García-Dueñas (1988): «El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif». *Simpósio Cinturones orogénicos, II Congr. Geológico de España*, Granada, 35-44.

- Balanya, J. C. (1991): *Estructura del Dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 210 pp.
- Lowrie, W., F. Heller (1982): «Magnetic Properties of Marine Limestones». *Rev Geophys. Space Phys.*, 20, 171-192.
- Lowrie, W. (1990): «Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties». *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la, Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1.171 pp.
- Mauritsch, H. J., P. Turner (1975): «The identification of magnetite in limestones using the low-temperature transition». *Earth Planet Sci. Lett.*, 24, 414-418.
- 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.
- Osete, M. L., R. Freeman, R. Vegas (1988): «Preliminary palaeomagnetic results from the Subbetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): kinematic and structural implications». *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 52, 283-300.
- (1989): «Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary», en: *Palaeomagnetic Rotations and Continental Deformation*. Eds C. Kissel and C. Laj. Kluwer Ac. Publishers, 381-391.
- Platt, J. P., R. L. M. Vissers (1989): «Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc». *Geology*, 17, 540-543.
- Platzman, E. S., W. Lowrie (1992): «Palaeomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the External Betic Cordillera, southern Spain». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108, 45-60.
- Shott, J. J., R. Montigny, R. Thuizat (1981): «Paleomagnetism and potassium-argon age of Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Península since the Middle Jurassic». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 457-470.
- Steiner, M., J. Ogg, G. Meléndez, L. Sequeiros (1985): «Jurassic magnetostratigraphy, 2 Middle late Oxfordian of Aguilón, Iberian Cordillera, Northern Spain». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 151-166.
- Villalaín, J. J., M. L. Osete, R. Vegas, V. García-Dueñas, F. Heller (1991): «New palaeomagnetic results in the Western Subbetics, Betic Cordilleras (Southern Spain)». *IUGG-1991. IAGA (Abs.)*, p. 86.