

## La Dorsal Medio-Atlántica entre 24°N y 30°N

J. ESCARTÍN<sup>(1, 2)</sup> y J. LIN<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Geociències Marines. Dpt. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona, Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona.

<sup>(2)</sup> Department of Geology and Geophysics. Woods Hole Oceanographic Institution. Woods Hole, MA 02543, USA.

### RESUMEN

La Dorsal Medio-Atlántica entre las zonas de fractura de Kane y de Atlantis (24°N-30°N) es una dorsal de tipo lento (tasas de expansión media entre 10 y 14 mm/a) interrumpida por 17 discontinuidades no transformantes que delimitan un total de 18 segmentos. Se dispone de batimetría de multihaz de alta resolución SeaBeam que se extiende a lo largo de 800 km de dorsal, cubriendo unos 30 km a ambos lados de la misma. La gravimetría se restringe a la sección norte, entre 28°N y 30°40N. Los datos batimétricos han permitido calcular una mapa de pendientes del fondo oceánico, a partir del cual se ha establecido el mapa de fallas de la zona. El mapa tectónico muestra la existencia de variaciones en el estilo de fracturación a lo largo del eje de la dorsal. Esta variabilidad puede ser causada por la desviación del campo de esfuerzos regional en los extremos de los segmentos (discontinuidades no transformantes) y está relacionada con las características propias de cada uno de los segmentos (orientación y longitud de los mismos). El cambio de estilo de la fracturación viene acompañada o por una variación en la morfología transversal del valle axial a lo largo de cada segmento. El valle axial, que es simétrico en el centro del segmento, deviene un semigraben asimétrico en los extremos. Puesto que la tasa de expansión no varía apreciablemente a lo largo de los segmentos individuales, esta variabilidad morfológica refleja tanto un incremento de la extensión de la corteza como una disminución en la tasa de suministro de magma desde el centro hasta los extremos de cada segmento. Por otra parte, los datos gravimétricos sugieren un engrosamiento de la corteza y/o un manto superior menos denso en el centro de cada uno de los segmentos. En base a las observaciones realizadas, se ha adoptado un modelo de convección segmentada del manto superior, con plumas ascendentes centradas bajo cada uno de los segmentos. Estas plumas son las responsables de las variaciones observadas en la tasa de suministro de magma a lo largo del eje de la dorsal y, consecuentemente, ejercen un control sobre los procesos de fracturación y extensión de la corteza.

*Palabras Clave:* Tectónica de placas. Fracturación. Segmentación. Tasa de expansión. Dorsal Medio-Atlántica.

### ABSTRACT

The Mid-Atlantic Ridge between the Kane and Atlantis fracture zones (24°N-30°N) is a slow-spreading ridge (half-spreading rates between 10 and 14 mm/y) intersected by 17 non-transform discontinuities (offsets between 0 and 30 km). These discontinuities, together with the two fracture zones, bind 18 spreading segments, 50 km long in average. The location of these non-transform offsets has been mapped from both gravity and SeaBeam bathymetric data covering an area 60 km wide and 800 long km over the ridge axis. The absence of a thick sediment cover that tends to obliterate the original seafloor morphology has allowed us to assemble a map of seafloor faults for this region. Intense faulting of the oceanic crust is initiated away from the axial valley floor, where volcanic processes dominate, and only minor faults not visible on SeaBeam occur. Variations in faulting style along the strike of the ridge are related to ridge segmentation, with long segments containing long faults oriented 15°E. In shorter segments faults have a considerably shorter trace and have a different orientation (30°E) with respect to those occurring on longer segments.

The along-axis variations in faulting style is accompanied by variations of the asymmetry of the axial rift valley. The axial valley tends to be symmetric in the center of the segment (small amount of crustal extension) and becomes an asymmetrical half-graben (greater crustal extension) in the proximity of the bounding discontinuities. Since the spreading rate does not vary considerably along the single segments, this tectonic variability reflects a decrease of the magma supply rate along each segment axis away from the center towards the distal ends. Gravity anomaly profiles show that crustal thickness decreases from the center of the segment towards the discontinuities and/or that the density of the underlying mantle increases away from the segment center. The data also shows that along-axis topography is mainly isostatically compensated, while across-axis relief is dynamically maintained by internal stresses in the oceanic crust. The gravity data and morphological observations suggest that convection in the upper mantle is segmented, with the presence of upwelling plumes centered in each of the segments. The plumes would be responsible for higher melt supply ra-

tes in the center of the plume than near the discontinuities. Consequently, the amount of extension of the oceanic crust will also increase away from the segment center towards the discontinuities. This accreting structure is also responsible for the variations in crustal thickness inferred from the gravity structure.

*Keywords:* Plate tectonics. Faulting. Segmentation. Spreading rate. Mid-Atlantic Ridge.

## INTRODUCCION

En este artículo se presentan los resultados del estudio batimétrico y gravimétrico de un tramo de la Dorsal Medio-Atlántica, DOMA, de 800 km de longitud y 60 de anchura, localizado entre las zonas de fractura de Kane (24°N) y de Atlantis (30°N) (Fig. 1). Las dorsales medio-oceánicas se sitúan en bordes de placa divergentes en los que se genera constantemente corteza oceánica mediante diversos procesos de acreción magmática y extensión tectónica. Las características de la morfología transversal de las dorsales dependen, fundamentalmente, de la tasa de expansión de la dorsal (Macdonald, 1986) y, en menor medida, de la tasa de suministro de magma (Sémpère *et al.*, 1991). Las dorsales rápidas (90-170 mm/a) están caracterizadas morfológicamente por una cresta neovolcánica axial de pocos centenares de metros, mientras que las lentas (10-40 mm/a) presentan un valle axial de 1 a 3 km de profundidad. En las intermedias (40-90 mm/a) puede darse una u otra morfología, dependiendo de la tasa de suministro de magma.

Longitudinalmente, las dorsales no son estructuras continuas sino que presentan numerosos desplazamientos laterales de decenas a centenares de kilómetros, correspondientes a las fallas transformantes. Estas discontinuidades ya fueron identificadas a principios de los años 50 (Menard y Dietz, 1952), aunque los procesos tectónicos asociados no fueron reconocidos hasta la década siguiente (Sykes, 1963; Wilson, 1965). Con la aparición de nuevos sistemas de ecosonda de multihaz, se iniciaron los primeros estudios detallados del fondo oceánico que permitieron describir nuevos tipos de discontinuidades de naturaleza no transformante (Macdonald y Fox, 1982; Lonsdale, 1985). En base a las características morfológicas de estas discontinuidades (desplazamiento lateral, edad, estabilidad, etc.) se ha podido establecer una jerarquización de las mismas, que va desde discontinuidades de orden 1 o fallas transformantes hasta discontinuidades no transformantes de orden 4 (Macdonald *et al.*, 1991). Estas discontinuidades han sido identificadas en todas las dorsales que han sido objeto de estudio detallado hasta el momento (Macdonald *et al.*, 1984; Sémpère *et al.*, 1990, 1991, en prensa; Carbotte *et al.*, 1991; Grindlay *et al.*, 1991; Vogt *et al.*, 1987). Diversos modelos numéricos sugieren que la segmentación de la dorsal se encuentra relacionada con inestabili-

dades de tipo Rayleigh-Taylor en la parte superior del manto que inducen la formación de plumas ascendentes centradas bajo cada uno de los segmentos axiales (Whitehead *et al.*, 1984; Schouten *et al.*, 1985; Crane, 1985). Esta segmentación de la convección del manto superior se ve más favorecida en las dorsales lentas que en las rápidas (Parmentier y Phipps Morgan, 1990). Asimismo, este mecanismo permite explicar los mínimos en las anomalías gravimétricas observados en diferentes tramos de la DOMA (Kuo y Forsyth, 1988; Lin *et al.*, 1990).

La sección de la DOMA entre las zonas de fractura de Kane y de Atlantis corresponde a una dorsal de tipo lento, con tasas de expansión media que oscilan entre 10 y 14 mm/a (Klitgord y Schouten, 1986). A excepción de las zonas de fractura de Kane y de Atlantis, a ambos extremos del tramo estudiado, no existe ninguna otra falla transformante (Sémpère *et al.*, en prensa), y sí numerosas discontinuidades de segundo y tercer orden (no transformantes) con desplazamientos laterales del eje de la dorsal de 0 a 30 km. Estas discontinuidades delimitan diversos segmentos con longitudes que oscilan entre 20 y 85 km (Sémpère *et al.*, 1990; Smith y Cann, 1992). Todo el tramo presenta numerosas fallas normales asociadas al proceso de extensión, que controlan la morfología del valle (graben) axial. El salto vertical de éstas oscila entre 100 y 1.500 m, y sus longitudes varían entre 2 y 30 km, con una media de 8 km. A partir del estudio de la fracturación del fondo oceánico, de la estructura gravimétrica y de la segmentación de la DOMA se ha adoptado en este trabajo un modelo conceptual de acreción del manto, y de formación y fracturación de corteza oceánica en dorsales lentas.

## DATOS Y METODOLOGIA

Los datos batimétricos y gravimétricos utilizados en este estudio fueron recogidos por el B/O Robert D. Conrad a finales de 1988 y principios de 1989 (Purdy *et al.*, 1990; Lin *et al.*, 1990). Durante la campaña se realizó un recubrimiento batimétrico y magnetométrico de la DOMA entre 24°N y 30°40N, mientras que la gravimetría se restringió a una zona situada más al norte, entre 27°50N y 30°40N (Fig. 1).

La batimetría ha sido registrada mediante un sistema de ecosonda de multihaz de tipo SeaBeam, con una resolución espacial de 150 m (elementos individuales de la malla de interpolación de 150 x 150 m). A partir de esta batimetría interpolada, y mediante el método de diferencias finitas centradas, se calcularon las pendientes y orientaciones del fondo oceánico.

Los datos gravimétricos empleados corresponden a la anomalía de Bouguer del manto. Para el cálculo de esta anomalía se partió de la anomalía gravimétrica al aire

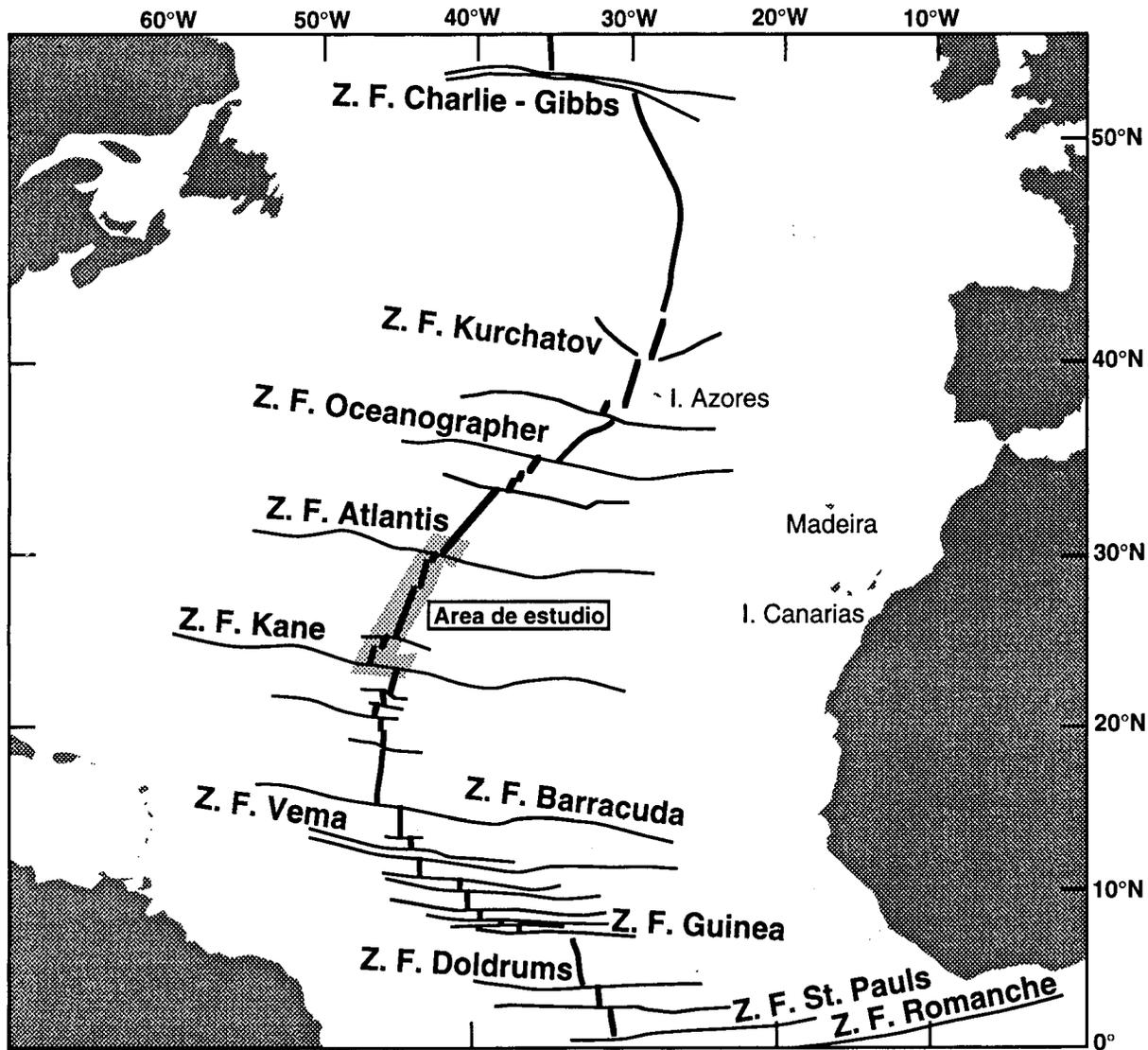


Figura 1.- Localización de la zona de estudio (zona sombreada), de las principales zonas de fractura (Z. F.), en trazo fino, y de la DOMA (trazo grueso) en el Atlántico Norte (adaptado de Smoot, 1989).

Figure 1.- Position of the study area (shaded), main fracture zones (Z. F.) in thin line, and the Mid-Atlantic Ridge (thick line) in the North Atlantic (adapted from Smoot, 1989).

libre registrada en el barco, a la que se le sustrajo el efecto de la topografía del fondo oceánico y de la interfase corteza-manto mediante el método descrito por Parker (1972). Para ello se asumió un grosor de la corteza de 6 km (Lin *et al.*, 1990). La anomalía de Bouguer del manto ha sido interpolada en una malla rectangular con elementos de 1.400 x 1.400 m.

## GEOMORFOLOGIA

El estudio del mapa batimétrico general de la zona (Fig. 2a), realizado a partir de la batimetría de SeaBeam

(Purdy *et al.*, 1990), revela la existencia de un valle axial interno (Needham y Francheteau, 1974; Macdonald, 1975) y de una zona transformante (zona de fractura de Atlantis) con sus correspondientes cuencas nodales, valle transformante y esquinas internas elevadas asociadas (Karson y Dick, 1983; Severinghaus y Macdonald, 1988).

La zona de fractura de Atlantis, localizada en el extremo norte (30°N), es de tipo dextrógiro con un valle transformante subperpendicular al eje de la dorsal (Fig. 2b). Las máximas profundidades del área (5.200 m) se localizan precisamente en las cuencas nodales que se forman en la intersección entre el valle transformante y el

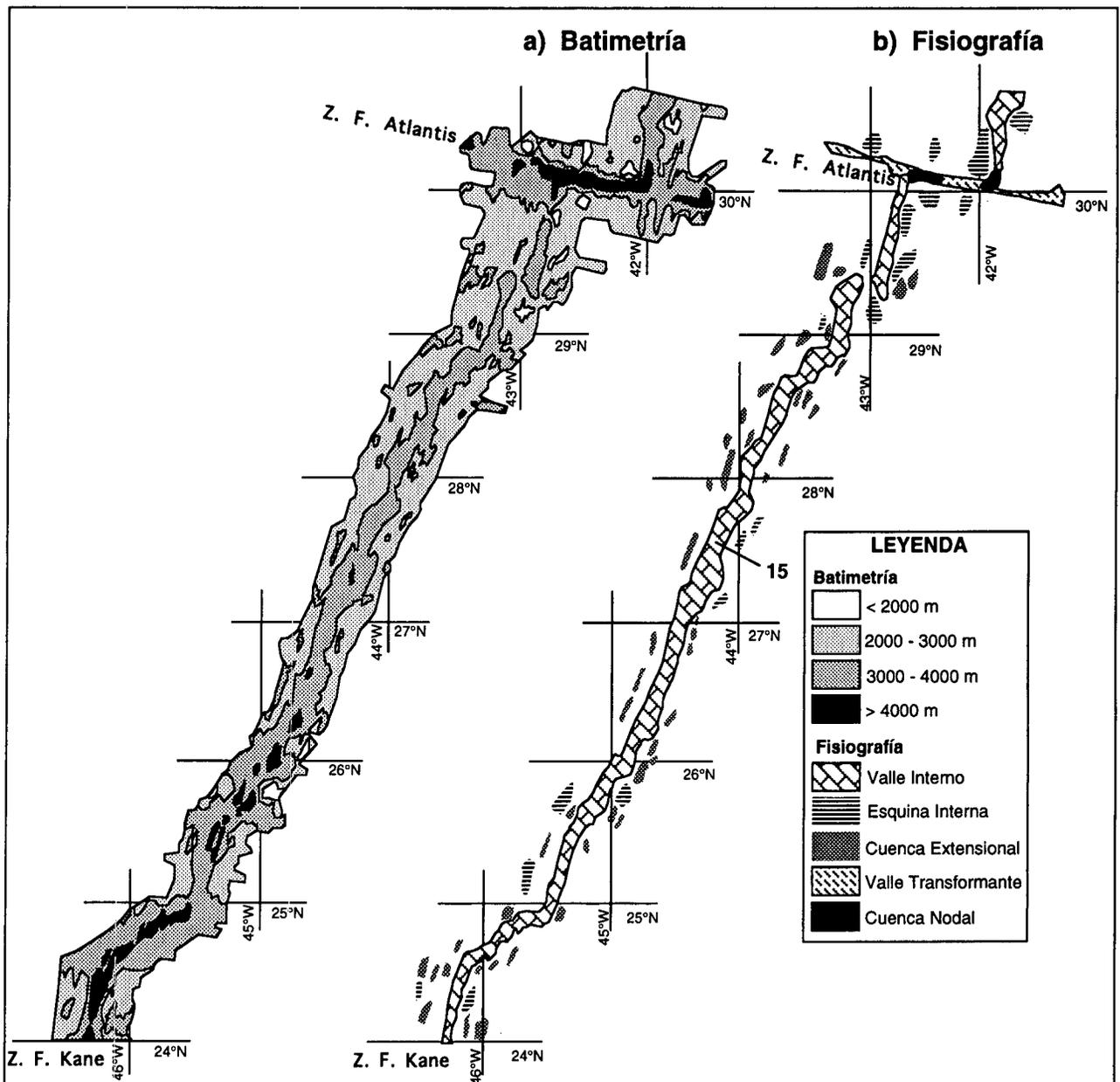


Figura 2.- (a) Batimetría simplificada de la DOMA entre 24°N y 30°40'N. (b) Mapa fisiográfico de la misma zona, realizado en base al estudio de la morfología. Z. F.: Zona de fractura.

Figure 2.- (a) Simplified bathymetry of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40'N. (b) Physiographic map of the area interpreted from the bathymetric charts. Z. F.: Fracture zone.

valle interno de la dorsal. Las mínimas corresponden, por su parte, a las esquinas internas elevadas, que ascienden hasta 3.500 m sobre el fondo del valle axial adyacente. Tanto al norte como al sur de la zona de fractura de Atlantis, flanqueando el valle transformante, existen esquinas internas elevadas fósiles espaciadas unos 30-40 km (3-4 Ma) entre sí (Escartín, 1992) (Fig. 2b)

La anchura del valle interno oscila entre 10 y 30 km, mientras que su profundidad varía entre 3.200 y 4.000 m. El límite del valle interno se ha situado en la zona de transición entre el fondo de características predominantemente volcánicas, con conos y crestas volcánicas (Smith y Cann, 1990), y los escarpes de falla subparalelos al eje de la dorsal. Estas fallas controlan estructural-

mente al graben. A lo largo de la dorsal son apreciables los cambios de orientación y los desplazamientos laterales del valle axial, evidenciando la naturaleza discontinua y segmentada del eje de la dorsal.

El valle axial se encuentra flanqueado por escarpes de falla que conforman las denominadas paredes internas. Estas paredes internas no son continuas, sino que se encuentran interrumpidas a lo largo de la dorsal por diversas cuencas extensionales y colinas abisales elongadas y subparalelas al eje de la dorsal. Tanto la geometría de las mismas como el relieve que presentan ( $> 1.000$  m) indican que tienen un origen tectónico, y no volcánico. Las crestas volcánicas observadas en el valle axial tienen un relieve máximo de 500 m sobre los fondos circundantes (Smith y Cann, 1990), y no hay hasta el momento evidencia de volcanismo fuera de esta zona axial. Se observa, asimismo, que en la proximidad de algunas

de las discontinuidades existen elevaciones topográficas similares a esquinas internas como las observadas en la dorsal de Atlantis, aunque de menor relieve. Por sus características morfológicas, se han considerado como esquinas internas elevadas de segundo orden, aunque no todas las discontinuidades no transformantes llevan asociadas estas estructuras. Este es el caso de las discontinuidades localizadas en  $28^{\circ}15'N$  y  $28^{\circ}41'N$  (Fig. 2b), que delimitan el segmento 15 (Fig. 4a).

## SEGMENTACION

Como ya se ha apuntado en el apartado anterior, los rasgos macromorfológicos de la zona de estudio indican la existencia de segmentación, aunque por sí solos no constituyen criterio suficiente para identificar todas las discontinuidades existentes. Para ello, se ha recurrido al

Zona	Or <sub>f</sub> (°E)	Lon <sub>f</sub> (km)	Or <sub>s</sub> (°E)	Lon <sub>s</sub> (km)	Núm.
Kane	-8.54 (± 39.80)	6.62 (±4.74)	~	~	31
1	14.44 (± 6.34)	15.76 (±6.97)	14	60.5	62
2-5	32.27 (±22.77)	5.66 (±2.94)	32	18.7	106
6-7	15.20 (± 8.33)	9.00 (±6.31)	19	44	57
8	23.08 (±19.80)	5.26 (±2.87)	24	38.5	55
9	29.85 (±25.70)	5.51 (±3.63)	23	44	56
10	26.69 (±27.23)	6.10 (±5.23)	13	36.3	52
11	10.45 (±11.51)	7.85 (±7.22)	11	38.5	25
12	19.76 (±18.10)	7.33 (±4.89)	19	27.5	42
13	19.84 (±14.67)	7.02 (±5.04)	18	71.5	96
14	18.33 (±11.24)	9.16 (±6.44)	20	66	63
15	25.69 (±10.34)	7.90 (±5.98)	21	52.8	70
16	29.71 (±25.86)	6.10 (±2.97)	38	24.2	36
17	18.78 (±14.60)	6.89 (±4.84)	20	71	77
18	19.93 (±16.93)	6.32 (±4.07)	17	80	100
Atlantis	28.66 (±41.53)	6.94 (±4.52)	~	~	88
Total	21.77 (±23.02)	7.15 (±5.15)	20.64	53.42	1016

Tabla 1.- Longitud, orientación y desviación estándar (entre paréntesis) de las fallas y de los segmentos correspondientes. Las zonas de fractura de Kane y de Atlantis no son segmentos y, por tanto, su orientación y longitud no son medibles (~). Or<sub>f</sub>: Orientación de las fallas. Lon<sub>f</sub>: Longitud de las fallas. Or<sub>s</sub>: Orientación del segmento. Lon<sub>s</sub>: Longitud del segmento. Núm.: Número de observaciones.

Table 1.- Length, orientation and standard deviation (in brackets) of the faults and of the corresponding segments. Kane and Atlantis fracture zones are not segments and therefore their length and orientation is not measurable (~). Or<sub>f</sub>: Fault orientation. Lon<sub>f</sub>: Fault length. Or<sub>s</sub>: Segment orientation. Lon<sub>s</sub>: Segment length Núm.: Number of observations.

análisis detallado de la cartografía batimétrica y de la anomalía de Bouguer del manto (Fig. 3), incorporando también la información obtenida en estudios realizados con anterioridad en esta misma zona (Lin *et al.*, 1990; Sempère *et al.*, 1990, en prensa; Smith y Cann, 1992). Así, se han identificado un total de 17 discontinuidades no transformantes que, junto con las fallas transformantes de Kane y de Atlantis, dividen la dorsal en un total de 18 segmentos (Fig. 4a). Estas discontinuidades corresponden a valles axiales y/o crestas volcánicas superpuestas o desplazadas y definen segmentos de longitudes que varían entre 19 y 80 km (Tabla 1).

Los mínimos ovalados de la anomalía de Bouguer del manto (Fig. 3) coinciden con altos batimétricos, tal como muestra la comparación entre los perfiles batimétrico y gravimétrico a lo largo del valle axial (Fig. 4b). Las discontinuidades responsables de la segmentación se sitúan en los mínimos batimétricos o depresiones que, a su vez, corresponden a máximos gravimétricos. Esta estructura de la anomalía de Bouguer del manto puede ser explicada bien por un incremento del grosor y/o una disminución de la densidad de la corteza desde los extremos de los diferentes segmentos hacia el centro de los mismos, bien por variaciones en la densidad del manto

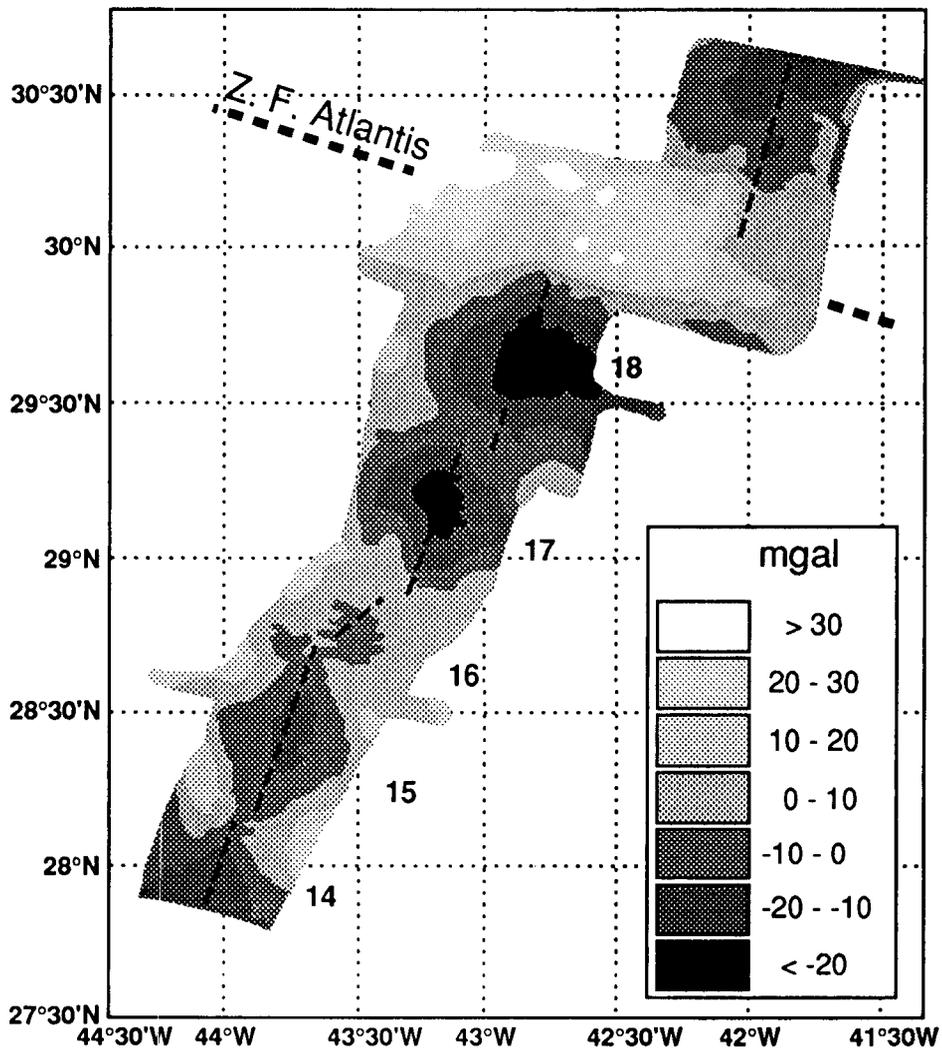


Figura 3.- Mapa de la anomalía de Bouguer del manto, con contornos a intervalos de 10 mGal. Esta anomalía ha sido calculada restando los efectos de la atracción de la topografía del fondo y de la interfase manto-corteza de la anomalía gravimétrica al aire libre (Lin *et al.*, 1990), mediante el método de Parker (1972). Se observa la presencia de mínimos gravimétricos ovalados centrados en cada uno de los segmentos (línea fina discontinua). Los números corresponden a los segmentos identificados (Fig. 4a).

Figure 3.- Mantle Bouguer gravity anomaly map, contoured every 10 mGal. It was calculated using Parker's (1972) method to subtract the effect of the topography and the crust-mantle interface from the free-air gravity anomaly (Lin *et al.*, 1990). The gravity anomaly shows several circular lows centered over each segment (thin dashed line). The numbers correspond to the identified segments (Fig. 4a).

superior en la zona central del segmento (por cambios de temperatura), o por una combinación de ambos (Lin *et al.*, 1990). En el caso de la DOMA, las variaciones de la densidad del manto sólo pueden explicar el 50% de la anomalía gravimétrica observada, por lo que es necesario invocar la existencia de una corteza de grosor variable (Lin y Phipps Morgan, 1992). Además, la clara correlación entre la anomalía de Bouguer del manto y la profundidad sugiere un relieve axial longitudinal parcialmente compensado isostáticamente (Fig. 4c).

Estas discontinuidades no transformantes desplazan lateralmente el eje de la dorsal entre 0 y 30 km. En el mapa batimétrico (Fig. 2a) se puede observar que algunas de estas discontinuidades, a medida que nos alejamos del eje de la dorsal, se manifiestan como zonas de corteza oceánica relativamente deprimidas con respecto al fondo oceánico circundante. Estas zonas deprimidas están compuestas por una serie de pequeñas cuencas extensionales alineadas (como las observadas a 29°30N). La existencia de estas trazas indica que estas discontinuidades persisten durante períodos de tiempo iguales o superiores a 2 Ma. De esta manera, los datos batimétricos y gravimétricos recogidos recientemente en el flanco oeste de la DOMA (entre 25°25N y 27°10N), el cual se extiende hasta una corteza de 30 Ma (Lin *et al.*, 1992; Tucholke *et al.*, 1992), muestran que estas discontinuidades no son fijas sino que migran a lo largo de la dorsal. Al contrario que en una zona de fractura transformante, la zona de cizalla no queda restringida a una estrecha área, sino que el desplazamiento lateral se distribuye sobre una sección de corteza de pocas decenas de kilómetros de anchura (Karson, 1991). Por otra parte, la geometría no perpendicular al eje de la dorsal de algunas de estas trazas indica que la segmentación no es un proceso estático sino dinámico, en el que la posición de las discontinuidades puede migrar a lo largo del eje de la dorsal, acortando y/o alargando los diferentes segmentos.

## FRACTURACION

En las proximidades del eje de la DOMA (< 5 Ma), la cobertera sedimentaria se encuentra distribuida irregularmente (Emery y Uchupi, 1984) y su potencia es inferior a los 100 m en todos los casos (Tucholke, 1986). Los procesos de transporte gravitacional en masa que ahí pueden ocurrir (deslizamientos, corrientes de turbidez) tienen, debido a su escasa extensión, una capacidad muy limitada para modificar el relieve del fondo oceánico en esta zona (Emery y Uchupi, 1984; Tucholke, 1992). La morfología observada en estas zonas corresponde esencialmente bien a formas volcánicas (flujos de lava y edificios volcánicos), bien al tectonismo sufrido por la corteza durante el proceso de expansión (escarpes de fallas normales, desarrollo de zonas de cizalla en las fallas transformantes). Las morfologías correspondientes a procesos

sedimentarios (escarpes de deslizamientos en masa, taludes) tienen relativamente poca importancia y en su mayor parte tienen un control tectónico o magmático.

Con el objeto de obtener información acerca de los procesos volcánicos y, sobre todo, tectónicos que ha sufrido la corteza oceánica, se ha procedido al análisis detallado de la batimetría del fondo oceánico. Para ello se han elegido tres áreas, dos situadas a ambos flancos del segmento 1, y una tercera sobre el eje del segmento 2 (Fig. 5). En los tres casos se puede observar que las pendientes inferiores a 15° no presentan ninguna orientación preferente, lo que sugiere un origen volcánico; edificios volcánicos y flujos de lava individuales dan lugar a una topografía con pendientes entre 5° y 15° (Kennet, 1982), y únicamente en el caso de una cadena de volcanes (tal como la cresta neovolcánica axial) existirá una cierta alineación en la orientación de las pendientes.

Por su parte, los gradientes superiores a 20° presentan una marcada bimodalidad, con dos máximos situados en direcciones diametralmente opuestas (Fig. 5). Observaciones *in situ* muestran que escarpes de falla individuales pueden alcanzar pendientes de hasta 90° (Harper, 1985; Karson y Rona, 1990), aunque los máximos ángulos registrados con batimetría de SeaBeam son superiores a 30°; estos valores corresponden a la pendiente media de una área de 150 x 150 m. En el caso de la formación de una falla normal y la consiguiente rotación del bloque fallado, obtendremos una distribución bimodal de las orientaciones correspondientes al escarpe de falla y a la superficie del bloque rotado, respectivamente, con máximos situados a 180°. La bimodalidad observada en las tres áreas, por tanto, corresponde a la formación de fallas normales subparalelas al eje de la dorsal durante el proceso de extensión. Se puede observar que los máximos de las Áreas 1 y 2, a ambos flancos del segmento 1 (Figs. 5a y 5b), presentan la misma orientación (105°-285°). La ligera asimetría existente en ambas distribuciones es atribuible a la polaridad de las fallas: durante el proceso de extensión, el número de fallas que buzcan hacia el interior del valle axial es superior al de las que buzcan hacia el exterior, y esta asimetría se refleja en la distribución de las orientaciones de las pendientes asociadas. Por su parte, las orientaciones de los máximos del Área 3 (125° y 305°) se encuentran rotadas 20° con respecto a las Áreas 1 y 2 (Fig. 5c).

Para el estudio de la fracturación se ha realizado un mapa de las pendientes superiores a 30° que, por tanto, reflejará únicamente los gradientes producidos por la fracturación, filtrándose las estructuras generadas por procesos sedimentarios y/o volcánicos (Fig. 6a). En este mapa se puede observar claramente que estas pendientes definen trazos rectilíneos subparalelos al eje de la dorsal que se extienden lateralmente varios kilómetros. Karson y Rona (1990), a partir de estudios realizados con su-

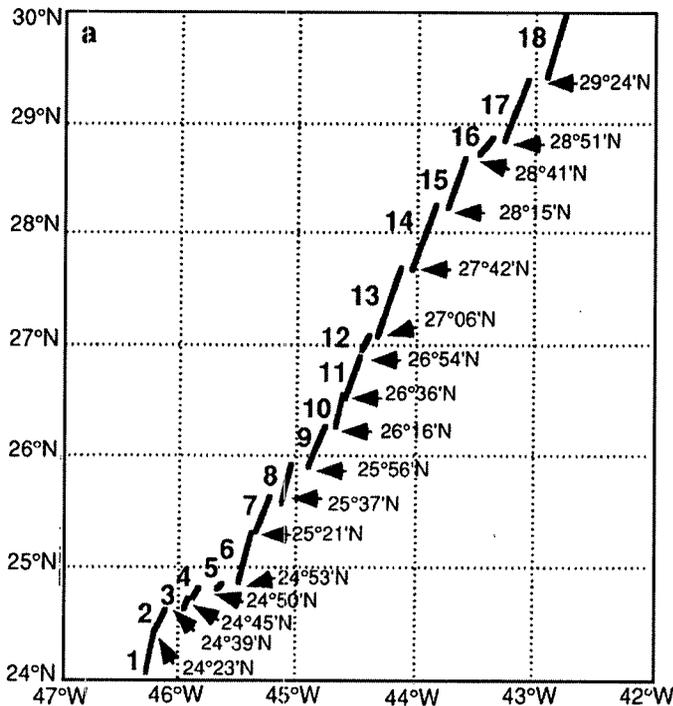


Figura 4.- (a) Posición de los 18 segmentos identificados y de las correspondientes discontinuidades.

Figura 4.- (a) Position of the 18 segments and the discontinuities identified.

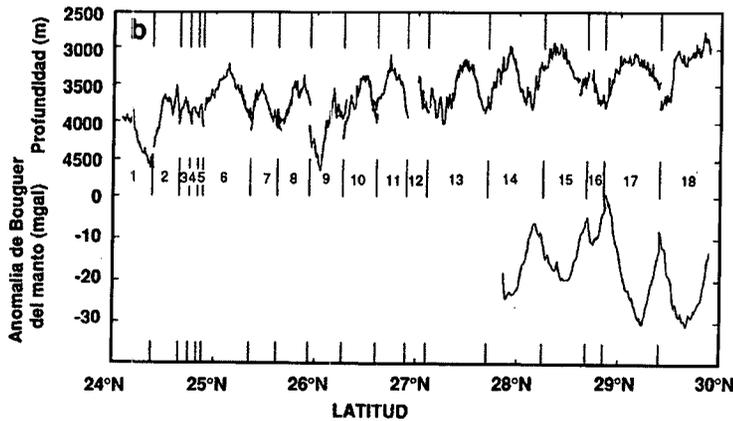


Figura 4.- (b) Perfil batimétrico (arriba) y de la anomalía de Bouguer del manto (abajo) a lo largo del eje de la dorsal. En cada una de las discontinuidades (trazos verticales) se puede observar un mínimo batimétrico y un máximo gravimétrico. Los números corresponden a los segmentos identificados en base a estos criterios y a anteriores estudios (Lin *et al.*, 1990; Sémpère *et al.*, 1990, 1991b; Smith y Cann, 1992).

Figura 4.- (b) Bathymetric (top) and mantle Bouguer gravity anomaly (bottom) along-axis profiles. The discontinuities (vertical lines) are marked by bathymetry lows and gravity highs, and the numbers are the different segments identified from these data and previous studies (Lin *et al.*, 1990; Sémpère *et al.*, 1990, 1991b; Smith and Cann, 1992).

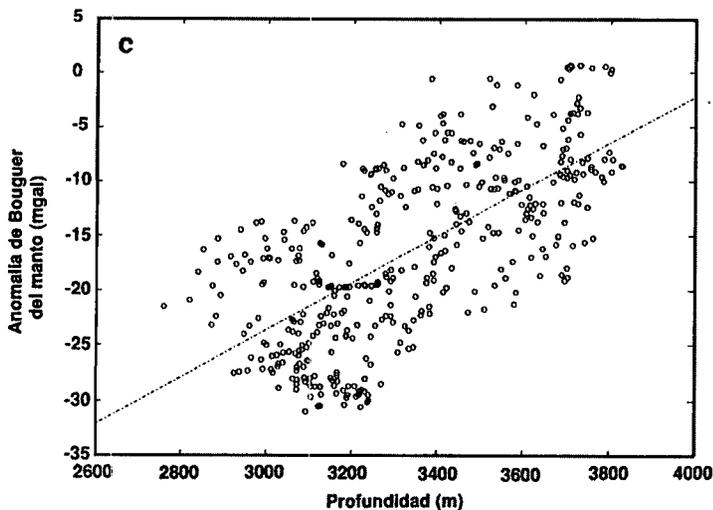


Figura 4.- (c) Correlación entre la batimetría y la anomalía de Bouguer del manto ( $r=0.71$ ) a lo largo del eje de la dorsal. Parte de la variación observada en la batimetría puede ser atribuida a volcanes submarinos individuales ( $\pm 100$  m) o a la cresta neovolcánica ( $\pm 500$  m) (Smith y Cann, 1992).

Figura 4.- (c) Along-axis correlation of the mantle Bouguer anomaly and bathymetry ( $r=0.71$ ). Part of the variability can be explained by the presence of seamounts ( $\pm 100$  m) or the neovolcanic ridge ( $\pm 500$  m) (Smith and Cann, 1992).

mergibles en esta zona de la DOMA, observan que las fallas individuales se encuentran espaciadas unas pocas decenas de metros, concentrándose en zonas de unos 200 m de anchura. Estas zonas de fallas suelen presentar gradientes topográficos superiores a 30° (Karson y Rona, 1990). La resolución espacial de la batimetría de SeaBeam (150 m) únicamente nos permitirá identificar estas zonas de fallas, y no fallas individuales. Debido al origen tectónico y a la linealidad observada en la distribución de pendientes superiores a 30° (Fig. 6a), estos trazos han sido interpretados como zonas de falla normales, asimilación corroborada por las observaciones *in situ* a las que se ha aludido.

A partir del mapa de pendientes calculado (Fig. 6a) y de los mapas batimétricos, se ha confeccionado un mapa de fallas para todo este tramo de la DOMA (Fig. 6b). Únicamente se han asimilado los escarpes rectilíneos con trazados superiores a 3 km claramente discernibles en la batimetría. En total, se han identificado poco más de un millar de fallas, con una longitud y una orientación medias de 7,15 km y 21,77°, respectivamente (Tabla 1). En este análisis no se ha considerado ni el salto vertical de la falla ni el *pitch* del plano de falla.

El mapa de pendientes permite realizar dos observaciones sobre la fracturación de la corteza oceánica. En primer lugar, el fondo del valle axial se caracteriza por una ausencia casi total de fallas, y en segundo lugar, éstas aparecen únicamente a 5-15 km del eje de la dorsal, en las paredes internas (Fig. 6a). Esto se debe a que las fallas generadas en el interior del valle presentan escarpes con alturas de pocos centenares de metros y, por tanto, no pueden ser identificados como tales en la batimetría de SeaBeam. Se ha visto que la morfología del fondo del valle interno es predominantemente de origen volcánico (Smith y Cann, 1992), mientras que la fracturación de la corteza es el factor dominante más allá de las paredes internas del valle axial. Además, existe una clara variación de la fracturación a lo largo del eje de la dorsal, tanto entre diferentes segmentos como dentro de segmentos individuales. La cuantificación de esta variabilidad se ha realizado analizando la variación de la longitud y de la orientación de las fallas interpretadas para cada uno de los segmentos por separado. Debido al escaso número de fallas en los segmentos 2-5 y 6-7, y a la similitud en la fracturación de los mismos, éstos han sido agrupados. Además, las zonas de fractura de Kane y de Atlantis se han incluido en este estudio como zonas diferenciadas (Fig. 7).

En base a las características de la fracturación se han distinguido tres tipos de segmentos. En primer lugar, las zonas de fractura de Kane y de Atlantis muestran dos familias de fallas con orientaciones N-S y E-W correspondientes a las fallas normales y a la falla transformante, respectivamente. Los segmentos de mayor longitud, segmentos 1 y 6-7, (Fig. 7), se caracterizan por la existencia

de fallas de gran longitud (8-15 km de media), con orientaciones centradas alrededor de 15°. En cambio, en los segmentos cortos, segmentos 2-5, 8 y 10, (Fig. 7), las fallas son, obviamente, de menor longitud (6-7 km de media), la orientación es de 25°-30° y la dispersión es mucho mayor (Tabla 1). Existen asimismo segmentos con características intermedias.

La variabilidad de las características tectónicas de la zona axial a lo largo de un segmento es también notable. Se puede apreciar que, en los segmentos largos, las fallas se encuentran relativamente bien desarrolladas en la parte central, mientras que en la proximidad de las discontinuidades (29°N) son mucho más cortas y se encuentran rotadas con respecto a las anteriores (Fig. 6a). Esta variabilidad viene acompañada por una evolución de la morfología transversal del valle axial, que pasa de ser un rift simétrico en el centro del segmento a un semigraben asimétrico en los extremos, tal como se puede apreciar en los perfiles batimétricos a través del segmento 17 (Fig. 8). En la zona norte, el escarpe principal del semigraben se encuentra en el flanco este del valle interno, mientras que en la zona sur se sitúa en el oeste. Esta variación de la polaridad de los grabens viene controlada por el sentido de la cizalla asociada a las discontinuidades que delimitan el segmento; el escarpe principal, en todos los casos, se desarrolla en el lado interno de la intersección entre la discontinuidad no transformante y el eje de la dorsal. En ambos casos, los relieves más someros corresponden a una esquina interna elevada de segundo orden, tal como se ha descrito anteriormente.

## DISCUSION

La morfología del fondo oceánico es el resultado del balance entre la acreción magmática y los procesos tectónicos. En el caso de dorsales lentas, el valle interno presenta una importante acumulación de conos y crestas volcánicas con relieve de hasta 500 m (Smith y Cann, 1990, 1992). En las paredes internas y colinas abisales adyacentes, el número de edificios volcánicos reconocibles en la batimetría de SeaBeam es mucho menor que en el valle interno, indicando que estos edificios volcánicos son al menos parcialmente destruidos durante el proceso de expansión y fracturación de la corteza (Smith y Cann, 1990). Por tanto, en estas zonas, la morfología del fondo oceánico está dominada fundamentalmente por procesos tectónicos (altura de escarpes de falla  $\geq 1.000$  m) y, en menor medida, por procesos volcánicos. Las características de esta fracturación crustal parecen estar profundamente relacionadas con las de la propia segmentación. En última instancia, tanto la segmentación como la fracturación dependen de los procesos de acreción en el manto superior, de la disponibilidad de magma para la formación de corteza, y de las características cinemáticas de los bordes de placa en contacto.

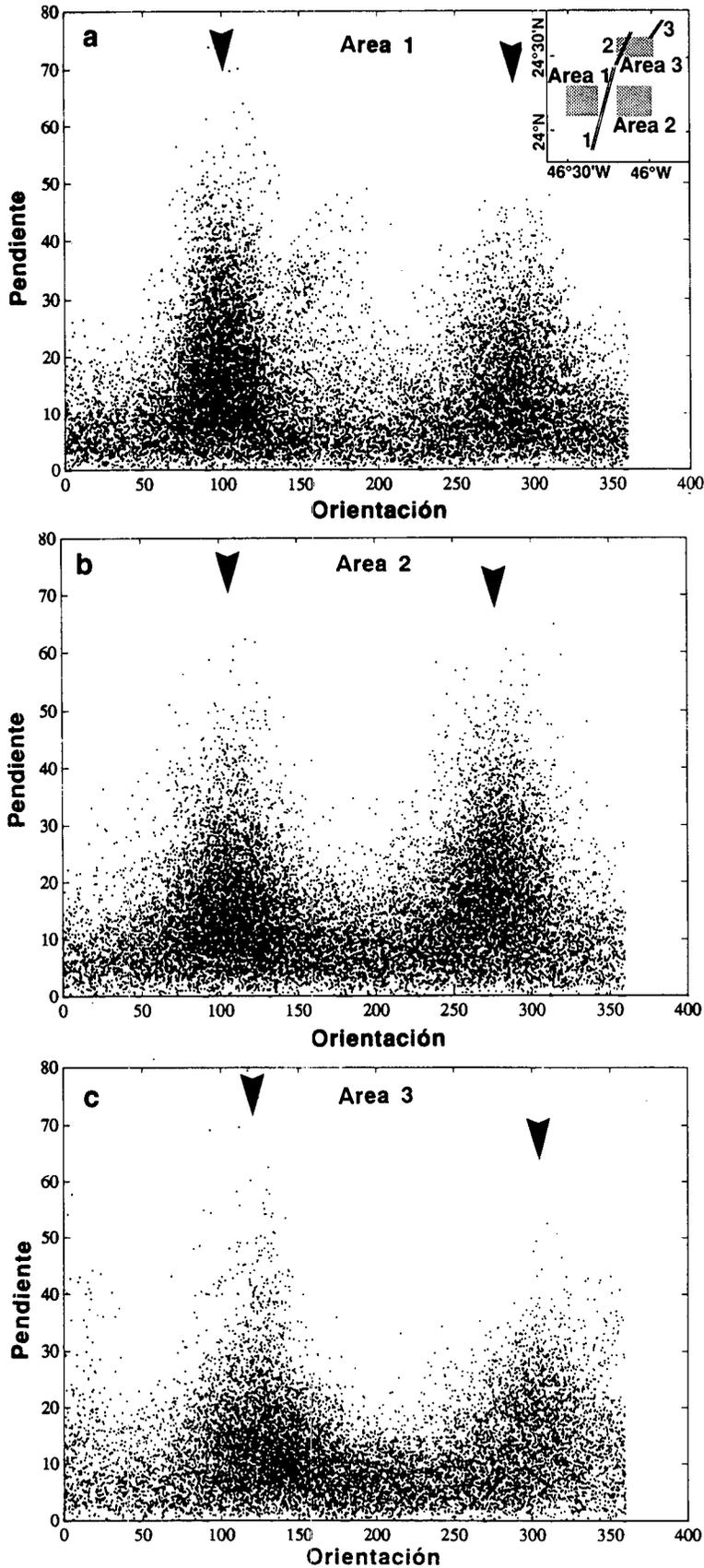


Figura 5.- Diagramas de orientación/pendiente para tres áreas situadas a ambos lados del segmento 1 (Áreas 1 y 2, a y b) y sobre el segmento 2 (Área 3, c). Las pendientes inferiores a  $10^\circ$  no muestran una orientación preferente y se atribuyen a morfologías de origen volcánico. Las pendientes de más de  $20^\circ$  tienen una marcada bimodalidad (modas separadas  $180^\circ$ , marcadas por las flechas) que debe ser de origen tectónico. Se observa una desviación de los máximos en el Área 3 con respecto a las dos anteriores. La orientación está medida en grados hacia el este.

Figure 5.- Orientation/slope plots for two areas at both flanks of segment 1 (Areas 1 and 2, a and b) and at segment 2 (Area 3, c). Slopes less than  $10^\circ$  show no preferred orientation and are attributed to a volcanic origin. Slopes bigger than  $30^\circ$  have a notorious bimodality (peaks  $180^\circ$  apart, marked by arrows) and are of tectonic origin. There is a slight deviation of the peaks in Area 3 with respect to those in 1 and 2. Orientation is in degrees east from north.

## Relación entre segmentación y fracturación

En las fallas transformantes, el esfuerzo de cizalla se acomoda en una zona estrecha, estable en el tiempo y en el espacio. En las discontinuidades no transformantes, en cambio, este esfuerzo de cizalla se distribuye entre numerosas fallas sobre una zona de cizalla relativamente extensa (Karson, 1991) cuya posición puede migrar a lo largo del eje de la dorsal, tal como indica la oblicuidad de las trazas de estas discontinuidades. En su proximidad, la longitud de las fallas es notablemente inferior y sus orientaciones, tal como muestra el mapa de fallas (Fig. 6b), están rotadas hacia el este entre 20° y 30° respecto a las fallas formadas en la sección central de cada segmento.

En una zona de dorsal, el vacío creado durante el proceso de expansión debe ser acomodado por el aporte de material del manto (formación de corteza oceánica), por la extensión de la propia corteza mediante el desarrollo de fallas normales, o por una combinación de ambos procesos a la vez. En general, estas fallas normales se formarán perpendicularmente a la extensión y, por tanto, serán paralelas al eje de la dorsal. Si los diferentes segmentos identificados son considerados como fracturas no interconectadas en una placa rígida sometida a un campo de esfuerzos extensional análogo al de una zona de dorsal (Macdonald *et al.*, 1991), en los extremos de dichos segmentos deberá producirse una importante desviación del campo de esfuerzos regional (Pollard y Aydin, 1984). La orientación y la longitud de las fallas formadas bajo este campo de esfuerzos anormal variará respecto al de las formadas en zonas no afectadas por las discontinuidades, tal como puede observarse en el mapa de fallas (Fig. 6b). En el caso de un segmento corto, la perturbación del campo de esfuerzos regional en ambos extremos puede superponerse y afectar a la práctica totalidad del segmento. Todas las fallas que estén asociadas a este segmento presentarán, por tanto, orientaciones anormales (no perpendiculares a la dirección de expansión), tal como ocurre en los segmentos *en échelon* 2-5 y en el segmento 8 (Fig. 7). En los segmentos largos, por su parte, la perturbación queda restringida a zonas próximas a las discontinuidades y la fracturación en la parte central del segmento es de tipo normal (segmentos 1, 6-7 ó 13). Se pueden dar, asimismo, todos los casos intermedios entre estas dos situaciones (Tabla 1 y Fig. 7).

## Estructura interna de la dorsal

Como ya se ha apuntado anteriormente, la estructura de la anomalía gravimétrica de Bouguer del manto (Fig. 3) puede ser explicada por un incremento del grosor de la corteza, una menor densidad del manto superior en la proximidad del centro de cada segmento, o una combinación de ambos (Fig. 9a). La correlación existente entre la anomalía de Bouguer del manto y la topografía longi-

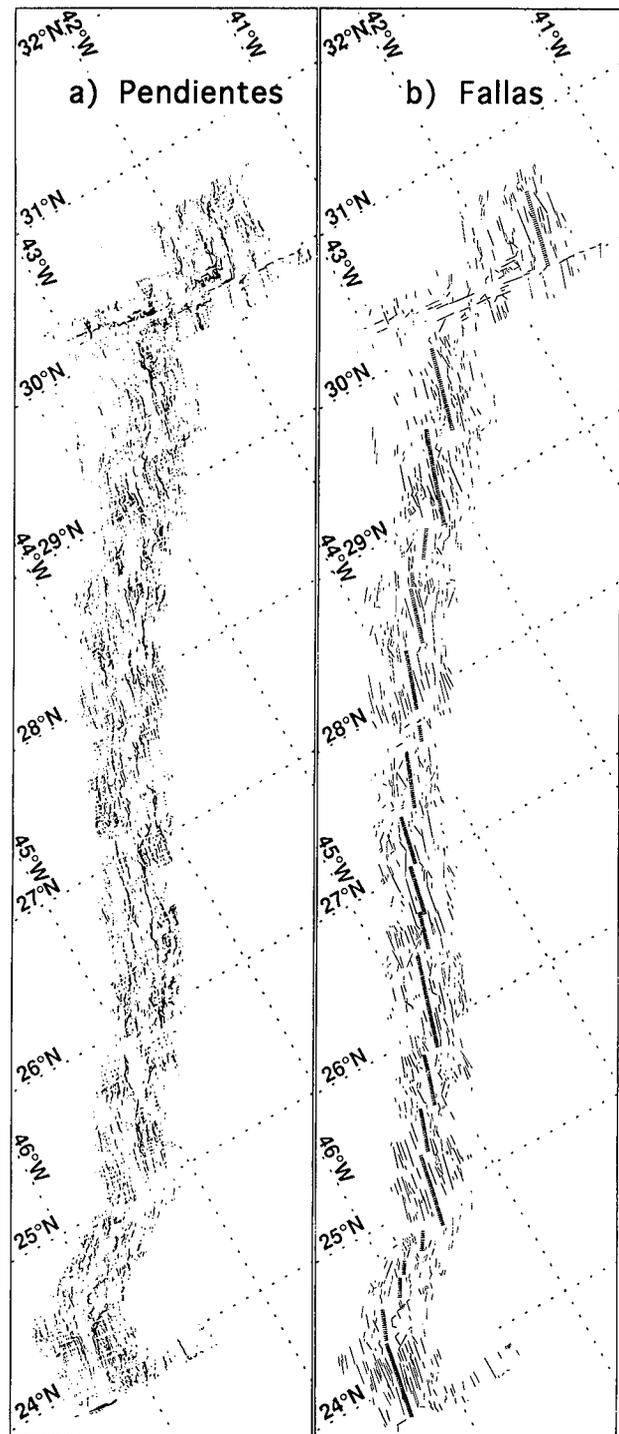


Figura 6.- (a) Mapa de pendientes mayores de 30°. (b) Mapa de fallas interpretado a partir del mapa de pendientes y de la batimetría original. La línea discontinua indica la posición aproximada del eje de la dorsal.

Figure 6.- (a) Map of slopes bigger than 30°. (b) Fault map interpreted from the slope map with the aid of the original bathymetric charts. Dashed line indicates the ridge axis position.

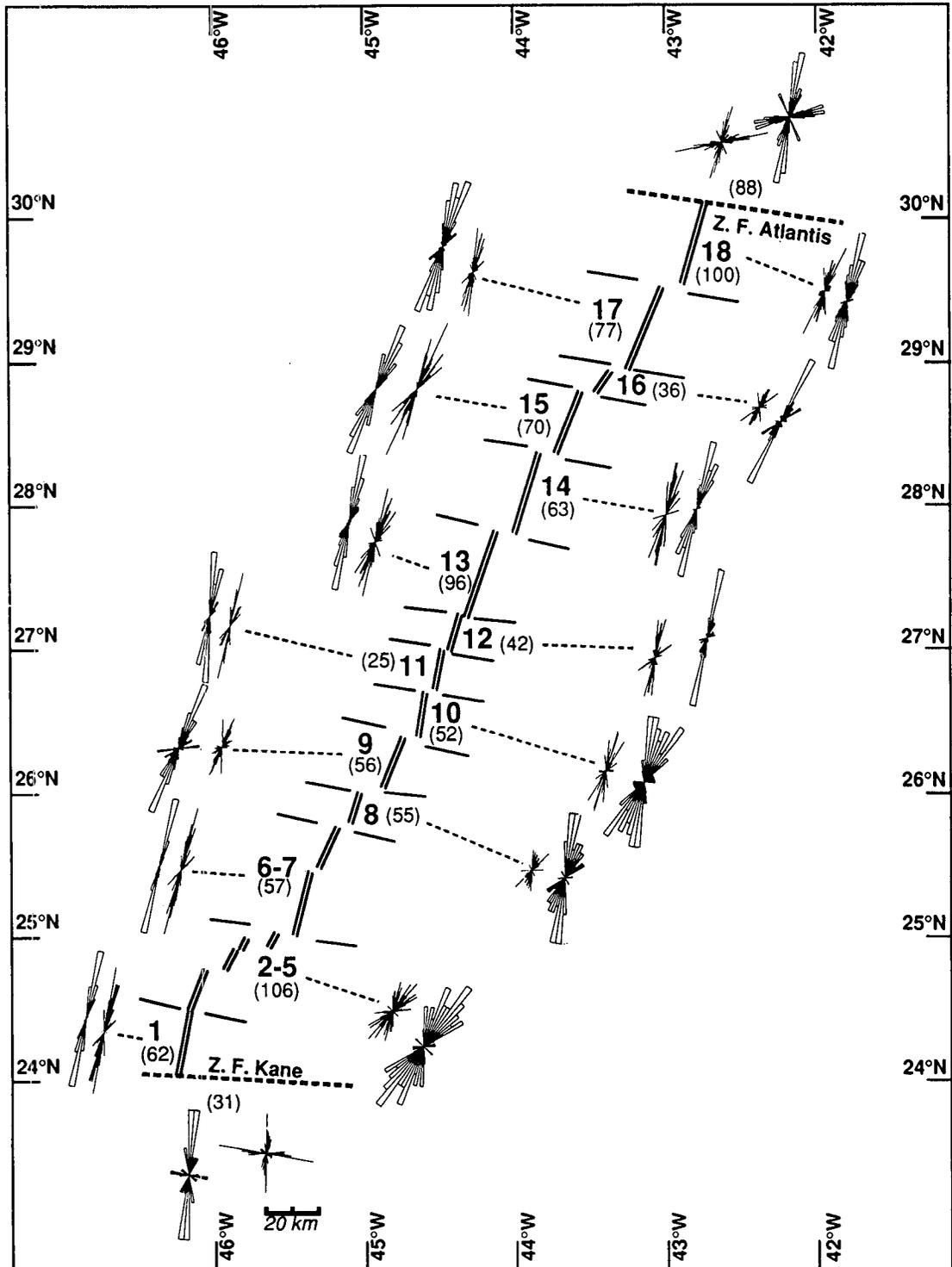


Figura 7.- Histogramas polares de orientación y estereogramas de orientación/longitud para cada uno de los segmentos (1-18) y las zonas transformantes. En este estudio, los segmentos 2-5 y 6-7 han sido agrupados. La escala en la parte inferior corresponde a la longitud de las fallas en los estereogramas, mientras que los histogramas polares han sido normalizados. El número entre paréntesis indica el número total de fallas medidas para cada segmento. Z.F.: Zona de fractura.

Figure 7.- Polar histograms of orientation and polar length/orientation plots for each segment and the transform zones. For this study, segments 2-5 and 6-7 have been grouped. The bottom scale corresponds to the fault length in the stereograms, while the size of the histogram has been normalized. The numbers in brackets are the number of measured faults for each segment. Z.F.: Fracture zone.

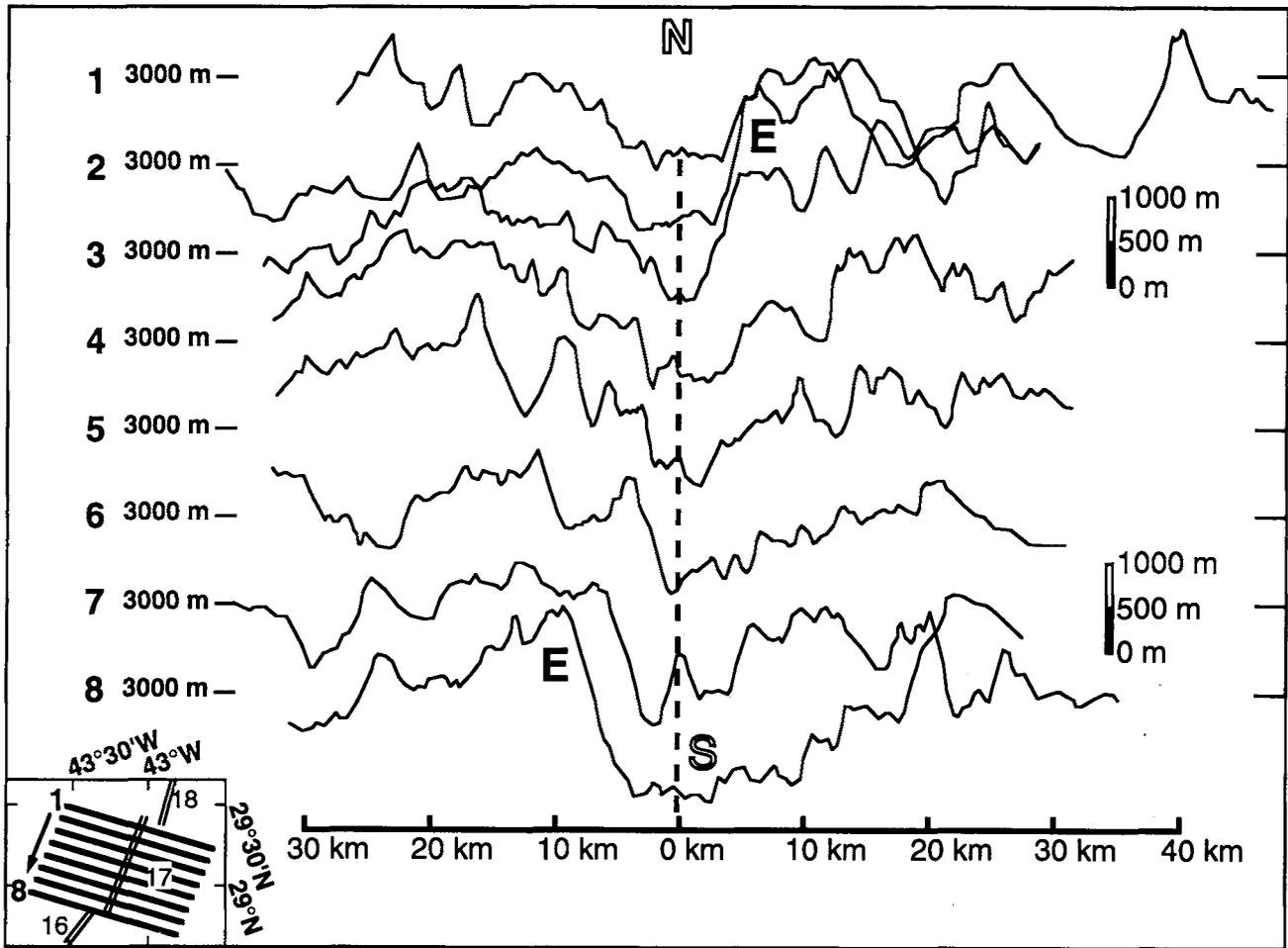


Figura 8-. Perfiles batimétricos transversales (1-8) a lo largo del segmento 17 (posición de los mismos en la figura inserta). Los perfiles muestran un rift asimétrico en los extremos norte (N) y sur (S) y simétrico en el centro (perfil 5). Para cada perfil se ha indicado la posición de la isóbata de 3.000 m. La escala horizontal es la distancia en kilómetros al eje de la dorsal.

Figure 8. Bathymetric across-axis profiles (1-8) along segment 17 (see insert figure for location). These profiles show an asymmetric rift both at the north (N) and south ends of the segment, and symmetric in the center (profile 5). For each profile the 3,000 m isobath is shown. Horizontal scale is in km from ridge axis.

tudinal del fondo del valle axial indica que esta última es mantenida isostáticamente y, por tanto, la corteza debe sufrir un engrosamiento hacia la mitad de los segmentos. La presencia de volcanes o crestas neovolcánicas, con alturas sobre los fondos circundantes de hasta 100 y 500 m, respectivamente (Smith & Cann, 1992), es la causa de parte de la variabilidad observada (Fig. 4b). La topografía transversal del valle axial y de las esquinas internas elevadas secundarias es, en cambio, de tipo dinámico, ya que la correlación con la anomalía de Bouguer del manto es nula. Existen diversos modelos que permiten explicar la morfología transversal de la dorsal (Tapponnier y Francheteau, 1978; Parmentier y Forsyth, 1985; Lin y Parmentier, 1989; Chen y Phipps Morgan, 1990), pero los mecanismos responsables de la formación de esquinas internas elevadas propuestos hasta el momento

no predicen diferencias de profundidad entre las esquinas internas elevadas y el valle interno tan grandes como las observadas (Chen, 1989).

La morfología del valle axial, en un segmento típico, es simétrica en el centro (graben) y asimétrica en los extremos (semigraben). En el caso de una dorsal lenta con un importante aporte magmático, tal como ocurre en la dorsal de Reykjanes al Sur de Islandia (Schilling, 1986), el valle axial es marcadamente simétrico y la extensión de la corteza es inferior al 10% (Johnson y Jakobssen, 1985). En cambio, en áreas de la DOMA como en el área MARK (*Mid-Atlantic Ridge at Kane*) al sur de la zona de fractura de Kane, donde la tasa de expansión media es similar a la de la dorsal dde Reykjanes aunque el aporte magmático es muy inferior, el valle presenta un

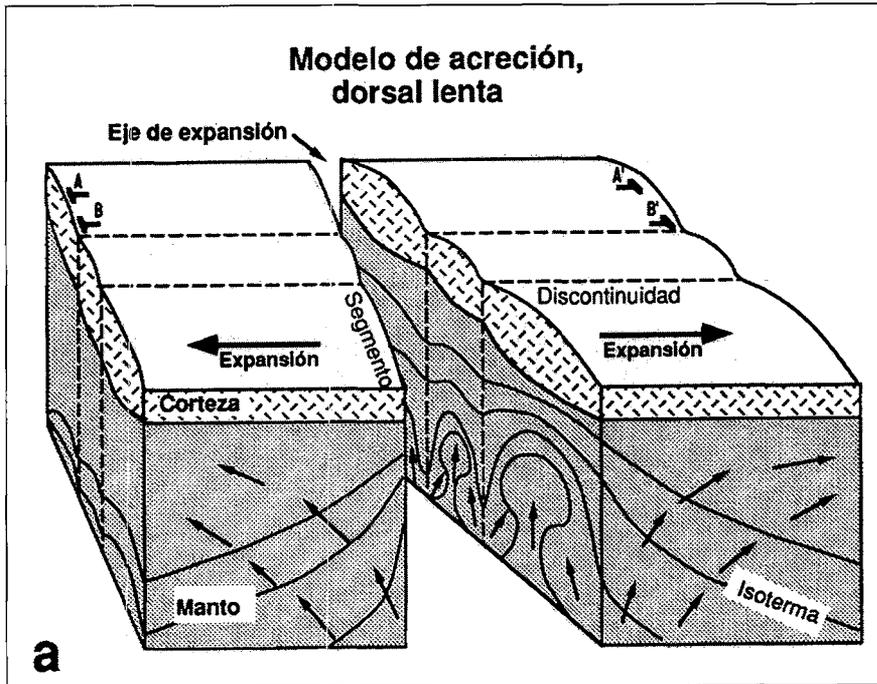


Figura 9. (a) Modelo tridimensional de la estructura interna de una dorsal lenta, mostrando acreción magmática focalizada en los centros de cada segmento, tal como sugiere la anomalía de Bouguer del manto, así como un relieve axial con máximos en el centro de cada segmento. Las flechas indican el sentido de ascenso de material del manto superior (adaptado de Lin y Phipps Morgan, 1992).

Figure 9. (a) Three-dimensional model of the internal structure of a slow-spreading ridge, showing magmatic upwelling centered on each segment, as suggested by the mantle Bouguer gravity anomaly and an along-axis relief with highs in the center of the segment. Arrows indicate upwelling direction (modified from Lin and Phipps Morgan, 1992).

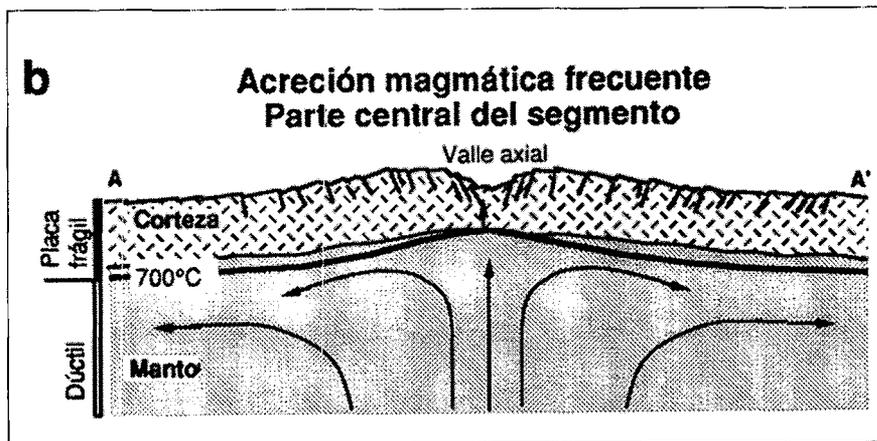


Figura 9. (b) Sección transversal idealizada de la parte central de un segmento, con un valle axial simétrico (aporte de magma importante). La isoterma de 700°C corresponde a la transición frágil/dúctil y, por tanto, es el límite inferior de la placa rígida.

Figure 9. (b) Idealized across-section on the center of the segment, showing a symmetrical axial valley (high magma supply rate). The 700°C isotherm is the brittle-ductile transition and therefore the rigid plate bound.

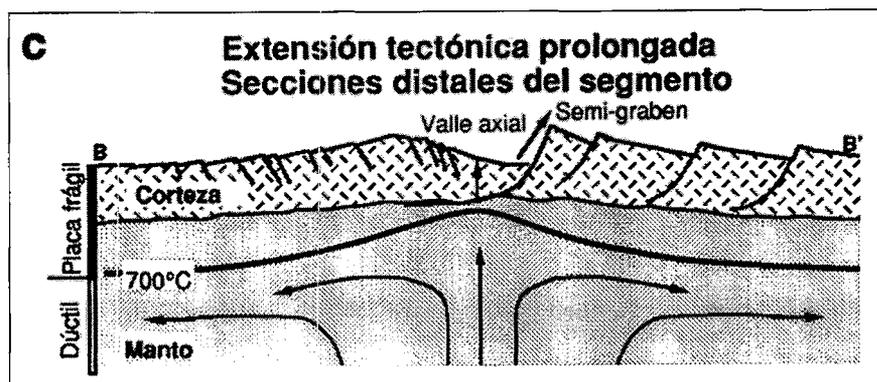


Figura 9. (c) Sección en la parte distal del segmento, donde el aporte magmático es menor y, por tanto, la extensión de la corteza es más importante. La placa rígida tiene, asimismo, mayor grosor que en la parte central (b y c modificados de Lin y Bergman, 1990).

Figure 9. (c) Across-section away from the center, where magma supply is reduced, and therefore more important crustal extension. At this position, the brittle plate thickness is greater (b and c modified from Lin and Bergman, 1990).

perfil transversal asimétrico y la extensión tectónica calculada es superior al 50% (Karson *et al.*, 1987). Por tanto, si tenemos en cuenta que la tasa de expansión es aproximadamente constante a lo largo de un mismo segmento, estas variaciones en el estilo tectónico deben ser atribuidas a variaciones de la cantidad de extensión en la propia corteza y, consecuentemente, a cambios en la tasa de suministro de magma a lo largo del eje de cada segmento (Karson, 1991). La existencia de una convección segmentada con plumas ascendentes (Fig. 9a) favorece la producción de magma y el aumento de la temperatura del manto en el centro de los segmentos (Schouten *et al.*, 1985) y, por tanto, la formación de un graben simétrico en la sección central (Fig. 9b) y asimétrico en las secciones distales próximas a la discontinuidad (Fig. 9c). Se produce, asimismo, un incremento del grosor de la placa frágil desde el centro hacia los extremos de los segmentos, determinado por la profundidad de la isoterma de 700°C, correspondiente a la transición frágil-dúctil de la corteza oceánica (Wiens y Stein, 1983).

Los datos de los que se dispone hasta el momento reflejan la situación actual y/o reciente de la segmentación y la fracturación de la corteza debidos a los procesos de acreción del manto, ya que la zona de estudio se restringe a fondo oceánico relativamente joven (< 4 Ma). Para determinar si la convección del manto sufre variaciones temporales en una escala de tiempo mayor, es necesario obtener y estudiar datos de corteza oceánica de mayor edad. Estos datos deberían permitirnos componer una historia más o menos continua de la evolución de la segmentación y los estilos de fracturación durante las últimas decenas de millones de años y así inferir variaciones temporales en la convección del manto superior. Asimismo, todas las estimaciones del grosor de la corteza se han realizado en base a datos gravimétricos. La única forma de realizar mediciones directas de este grosor es mediante estudios tanto de microseísmos como de sísmica de refracción. La distribución y la profundidad de los microseísmos permiten determinar la profundidad del límite inferior de la placa rígida. La sísmica de refracción, por su parte, es una técnica útil para la medición directa del grosor de la corteza sísmica, lo cual junto con los estudios de microseísmos permitiría validar y calibrar los modelos presentados. Con estos estudios dispondríamos de modelos con una dimensión temporal de la cual carecemos en la actualidad.

## CONCLUSIONES

La DOMA entre 24°N y 30°N presenta 17 discontinuidades de tipo no transformante que delimitan un total de 18 segmentos. El estilo de la fracturación a lo largo de este tramo de dorsal, establecido a partir de los mapas de pendientes, está marcadamente controlado por esta segmentación propia de la dorsal, con fallas subparalelas

al eje de la dorsal en los segmentos de mayor longitud y rotadas unos 20° tanto en los segmentos cortos como en la proximidad de las discontinuidades. Por otra parte, la existencia de mínimos en la anomalía gravimétrica de Bouguer del manto apunta hacia una convección segmentada en la parte superior del manto, con plumas ascendentes centradas bajo los diferentes segmentos. Esta estructura de la acreción es responsable de la mayor disponibilidad de magma en las partes centrales de los segmentos y respecto a los sectores próximos a las discontinuidades. La variabilidad en la tasa de suministro de magma se traduce en una variación longitudinal de la morfología transversal del valle axial a lo largo de cada segmento. Así, en las proximidades de las discontinuidades no transformantes, la morfología, consiste en rifts asimétricos (semigraben) con esquinas internas elevadas de segundo orden, mientras que en las secciones centrales consisten en rifts simétricos.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos mostrar nuestro agradecimiento a G.M. Purdy, J.C. Sempéré y H. Schouten por permitirnos la utilización de los datos batimétricos digitales. A J.C. Sempéré, además, le debemos en particular el habernos remitido un manuscrito aún no publicado (Sempéré, en prensa). Gracias también a los revisores anónimos del manuscrito, quienes han aportado comentarios y críticas que han permitido la mejora del mismo. El análisis de los datos presentados en este artículo ha sido realizado con ayudas concedidas a Woods Hole Oceanographic Institution por la "National Science Foundation" (N.S.F.) y la "Office of Naval Research" (O.N.R.) de los Estados Unidos. J. Escartín ha sido beneficiario de una beca Indiana University de la "Caixa d'Estalvis i Pensions de Barcelona" durante su estancia en los Estados Unidos. Contribución número 8118 de Woods Hole Oceanographic Institution.

## BIBLIOGRAFIA

- CARBOTTE, S., WELCH, S.M. y MACDONALD, K.C., 1991: Spreading rates, rift propagation, and fracture zones offset histories during the past 5 Ma on the Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Geophys. Res.*, 13: 51-80.
- CHEN, Y., 1989: A mechanical model for the inside corner uplift at a ridge-transform intersection. *J. Geophys. Res.*, 94: 9275-9282.
- CHEN, Y. y PHIPPS MORGAN, W.J., 1990: Rift valley/no rift valley transition at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 95: 17571-17581.
- CRANE, K., 1985: The spacing of ridge-axis highs: Dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: 405-414.
- EMERY, K.O. y UCHUPI, E., 1984: *The geology of the Atlantic Ocean*. New York, Springer Verlag, 1050 p.

- ESCARTIN, J., 1992: *Morfoestructura de la Dorsal Medio-Atlántica entre 24°N y 30°N*. Tesis de Licenciatura. Universitat de Barcelona. 115 p.
- GRINDLAY, N.R., FOX, P.J. y MACDONALD, K.C., 1991: Second-order axis discontinuities in the South Atlantic: Morphology, structure, and evolution. *Mar. Geophys. Res.*, 13: 21-50.
- HARPER, G.D., 1985: Tectonics of slow-spreading mid-ocean ridges and consequences of a variable depth to the brittle/ductile transition. *Rev. Geophys.*, 25: 1313-1347.
- JOHNSON, G.L. y JACKOBSEN, S.P., 1985: Structure and petrology of the Reykjanes Ridge between 62°00N and 62°48N. *J. Geophys. Res.*, 90: 10073-10083.
- KARSON, J.A., 1991: Accommodation zones and transfer faults: Integral components of Mid-Atlantic Ridge extensional systems. In: Sultanate of Oman Ministry of Petroleum and Minerals ed. *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. pp. 21-37, Dordrecht, Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman.
- KARSON, J.A. y DICK, H.J.B., 1983: Tectonics of ridge-transform intersections at the Kane Fracture Zone. *Mar. Geophys. Res.*, 6: 51-98.
- KARSON, J.A. y RONA, P.A., 1990: Block-tilting, transfer faults, and structural control of magmatic and hydrothermal processes in the TAG area, Mid-Atlantic Ridge 26°N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 1635-1645.
- KARSON, J.A., THOMPSON, G., HUMPHRIS, S.E., EDMON, J.M., BRYAN, W.B., BROWN, J.B., WINTERS, A.T., POCKALNY, R.A., CASEY, J.F., CAMPBELL, A.C., KLINKHAMMER, G.P., PALMER, M.R., KINZLER, R.J. y SULANOWSKA, M.M., 1987: Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK Area. *Nature*, 328: 681-685.
- KENNET, J.P., 1982: *Marine Geology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc., 813 p.
- KLITGORD, K.D. y SCHOUTEN, H., 1986: Plate kinematics of the central Atlantic. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke eds. *The Geology of North America. The Western North Atlantic Region*. Vol. M, pp. 351-378. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am.
- KUO, B.Y. y FORSYTH, D.W., 1988: Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31°S and 31°S: Upwelling centers and variations in crustal thickness. *Mar. Geophys. Res.*, 10: 205-232.
- LIN, J. y BERGMAN, E.A., 1990: Rift grabens, seismicity and volcanic segmentation of the Mid-Atlantic Ridge: Kane to Atlantis fracture zones. *EOS Trans. AGU*, 71: 1572.
- LIN, J. y PARMENTIER, E.M., 1989: Mechanisms of lithospheric extension at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 96: 1-22.
- LIN, J. y PHIPPS MORGAN, J., 1992: The spreading rate dependence of three-dimensional mid-ocean ridge gravity structure. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 13-15.
- LIN, J., PURDY, G.M., SCHOUTEN, H., SEMPERE, J.C. y ZERVAS, C., 1990: Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 344: 627-632.
- LIN, J., TUCHOLKE, B.E., KLEINROCK, M.C. y GOFF, J., 1992: Variations in crustal faulting and magmatic accretion along the Mid-Atlantic ridge and off-axis: results from the western flank of the MAR at 25°N-27°N. *EOS Trans. AGU*, 73: 538.
- LONSDALE, P., 1985: Nontransform offsets of the Pacific-Cocos plate boundary and their traces on the rise flank. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 313-327.
- MACDONALD, K.C., 1975: *Detailed studies of the structure, tectonics, near-bottom magnetic anomalies and microearthquake seismicity of the Mid-Atlantic Ridge near 30°N*. Massachusetts Institute of Technology/Woods Hole Oceanographic Institution. Tesis Doctoral. 248 p.
- MACDONALD, K.C., 1986: The crest of the Mid-Atlantic Ridge: models for crustal generation processes and tectonics. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke eds. *The Geology of North America. The Western North Atlantic Region*. Vol. M, pp. 51-68. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am.
- MACDONALD, K.C. y FOX, P.J., 1982: Overlapping spreading centres: new accretion geometry on the East Pacific Rise. *Nature*, 302: 55-58.
- MACDONALD, K.C., SCHEIRER, D.S. y CARBOTTE, S.M., 1991: Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, 253: 986-994.
- MACDONALD, K.C., SEMPERE, J.C. y FOX, P.J., 1984: The East Pacific Rise from the Siqueiros to the Orozco fracture zone: Along strike continuity of the neovolcanic zone and the structure of overlapping spreading centers. *J. Geophys. Res.*, 89: 6049-6069.
- MENARD, H.W. y DIETZ, R.S., 1952: Mendocino submarine escarpments. *Journal of Geology*, 60: 266-278.
- NEEDHAM, H. D. y FRANCHETEAU, J., 1974: Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48 N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22: 29-43.
- PARKER, R.L., 1972: The rapid calculation of potential anomalies. *J. Geophys. Res.*, 31: 447-455.
- PARMENTIER, E.M. y FORSYTH, D.W., 1985: Three-dimensional flow beneath a slow-spreading ridge axis: A dynamic contribution to the deepening of the median valley toward fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 90: 678-684.
- PARMENTIER, E.M. y PHIPPS MORGAN, J., 1990: Spreading rate dependence of three dimensional structure in oceanic spreading centres. *Nature*, 348: 325-328.
- POLLARD, D.D. y AYDIN, A., 1984: Propagation and linkage of oceanic ridge segments. *J. Geophys. Res.*, 89: 10017-10028.
- PURDY, G.M., SEMPERE, J.C., SCHOUTEN, H., DUBOIS, D.L. y GOLDSMITH, R., 1990: Bathymetry of the Mid-Atlantic Ridge, 24°-31°N: A map series. *Mar. Geophys. Res.*, 12: 247-252.
- SCHILLING, J.G., 1986: Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke eds. *The Geology of North America. The Western North Atlantic Region*. Vol. M, pp. 137-156. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am.
- SCHOUTEN, H., KLITGORD, K.D. y WHITEHEAD, J.A., 1985: Segmentation of mid-ocean ridges. *Nature*, 317: 225-229.
- SEMPERE, J.C., LIN, J., BROWN, H.S., SCHOUTEN, H. y PURDY, G.M., en prensa: Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center: The Mid-Atlantic Ridge (24°N-30°40N).
- SEMPERE, J.C., PALMER, J., CHRISTIE, M., MORGAN, J.P. y SHOR, A.N., 1991: Australian-Antarctic discordance. *Geology*, 19: 429-432.

- SEMPERE, J.C., PURDY, G.M. y SCHOUTEN, H., 1990: Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40N. *Nature*, 344: 427-431.
- SEVERINGHAUS, J.P. y MACDONALD, K.C., 1988: High inside corners at ridge-transform intersections. *Mar. Geophys. Res.*, 9: 353-367.
- SMITH, D.K. y CANN, J.R., 1990: Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 344: 427-431.
- SMITH, D.K. y CANN, J.R., 1992: The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°N-30°N). *J. Geophys. Res.*, 97: 1645-1658.
- SMOOT, N.C., 1989: North Atlantic fracture-zone distribution and patterns shown by multibeam sonar. *Geology*, 17: 1119-1122.
- SYKES, L.R., 1963: Seismicity of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 71: 2575-2581.
- TAPPONIER, P. y FRANCHETEAU, J., 1978: Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *J. Geophys. Res.*, 83: 3955-3970.
- TUCHOLKE, B.E., 1986: Structure of basement and distribution of sediments in the western North Atlantic. In: P.R. Vogt y B.E. Tucholke eds. *The Geology of North America. The Western North Atlantic Region*. Vol. M, pp. 331-340. Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am.
- TUCHOLKE, B.E., 1992: Massive submarine rockslide in the rift-valley wall of the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 20: 129-132.
- TUCHOLKE, B.E., LIN, J., y KLEINROCK, M.C., 1992: Crustal structure of spreading segments on the western flank of the Mid-Atlantic Ridge at 25°25N to 27°10N. *EOS Trans. AGU*, 73: 537-538.
- VOGT, P.R., CANDE, S., FOX, P.J. y GRINDLAY, N.R., 1987: Detailed investigation of a flowline corridor in the South Atlantic: Part I - Mid-Atlantic Ridge crestal area. *EOS Trans. AGU*, 68: 1491.
- WHITEHEAD, J.A., DICK, H.J.B. y SCHOUTEN, H., 1984: A mechanism for magmatic accretion under spreading centres. *Nature*, 312: 146-148.
- WIENS, D.A. Y STEIN, S., 1983: Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution. *J. Geophys. Res.*, 88: 6455-6468.
- WILSON, J.T., 1965: A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207: 343-347.