

Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida

Sedimentary thickness in the Alboran Sea Basin by using a corrected depth conversion function

J. I. Soto, M. C. Comas, y J. de la Linde

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, C.S.I.C.-Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18002-Granada, España.

ABSTRACT

An isopach map of the sedimentary infill in the Alboran Sea Basin is calculated by using with the commercial seismic-reflection profiles framework a generalized depth conversion function that combines seismic velocities (rms-velocities) and commercial-well data. The total sedimentary thickness distribution shows maximum depocenters up to 8.5 km thick, located in structural troughs with variable trends (among others the principals are: West Alboran basin and its northern branch called Málaga basin, and the Motril basin). The depocenter dimensions and orientation changes result from the interference between several extensional systems that attenuated the Alboran Domain during the Lower- and Middle-Miocene, moreover with Upper-Miocene to lower-Pliocene strike-slip faults and folds. At the center of the basin, and from the 4thW meridian towards the E, the sedimentary thickness diminishes reaching observable values of 1 km. The isopach map is compatible with the eastward thinning of the crust and lithosphere pointed out by recent heat-flow measurements.

Key words: *Depth seismic conversion, back-arc basins, extension, Alboran Sea, basin evolution.*

*Geogaceta, 20 (2) (1996), 382-385
ISSN: 0213683X*

Introducción

La cuenca bajo el Mar de Alborán, inmediatamente al E del Estrecho de Gibraltar (Fig. 1), posee los atributos clásicos de las cuencas extensionales de retroarco Mediterraneo (Horvath and Berckhemer, 1982) que se desarrollaron durante el Neógeno en un contexto de colisión entre las placas de Eurasia y África (Dewey *et al.*, 1989).

La Cuenca de Alborán se considera originada en el Mioceno inferior por procesos de adelgazamiento litosférico acaecidos sobre un orógeno colisional previo del Cretáceo terminal-Paleoceno que implicó a distintos dominios corticales, esencialmente al Dominio de Alborán (Zonas internas de las Cordilleras Béticas y Rif) (Balanyá and García-Dueñas, 1987; Platt and Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992). Para el conjunto del área se ha postulado que el adelgazamiento cortical en la cuenca fué concomitante con compresión, engrosamiento cortical y migración hacia el W de un frente montañoso - el Arco de Gibraltar - periférico (Balanyá and García-Dueñas, 1987; García-Dueñas *et al.*, 1992).

Numerosos datos geológicos y geofísicos documentan el carácter adelgazado y continental de la corteza bajo el Mar de Alborán (ej. Hatzfeld *et al.*, 1978; Banda *et al.*, 1992; Torné and Banda, 1992; Watts *et al.*, 1993; Polyak *et al.*, en prensa; Comas *et al.*, en prensa), y que el basamento de la cuenca está formado por complejos metamórfi-

cos pertenecientes al Dominio de Alborán (Soto *et al.*, 1995; Comas, Zhan, Klaus *et al.*, en prensa; Platt *et al.*, en prensa).

La estructura interna reconocida en la cuenca (Fig. 1) resulta de la superposición durante el Mioceno inferior y medio de sucesivas etapas de «rifting» y subsidencia, y una subsecuente reorganización contractiva desarrollada desde el Mioceno superior al presente (Comas *et al.*, 1992, 1993; Bourgois *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992). Eventos magmáticos (Bellon *et al.*, 1983; Hernández *et al.*, 1987) y un significado diapirismo de sedimentos subcompactados (Jurado y Comas, 1992) estuvieron asociados al "rifting". Las estructuras extensionales miocenas que configuran la cuenca bajo el Mar de Alborán, se relacionan con los sistemas de despegues extensionales conocidos en las Cordilleras Béticas y Rif (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989 y García-Dueñas *et al.*, 1992; entre otros).

En la morfología del fondo marino actual (Fig. 1) se delimitan tres cuencas principales - Cuencas Oeste (COA), Sur (CSA) y Este (CEA) de Alborán - separadas por el Canal, la Cresta e Isla de Alborán, y diversos altos estructurales o residuales. Estos relieves submarinos así como el trazado de la línea de costas se consideran resultado de la última reestructuración tectónica del Plioceno y Pleistoceno, en conjunción con la influencia de factores paleoceanográficos coetáneos.

El carácter sísmico del relleno sedimentario

de la cuenca del Mar de Alborán es bien conocido sobre perfiles sísmicos de reflexión (Comas *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992; Watts *et al.*, 1993, entre otros), y la información sobre las edades y lito-tipos del total de la secuencia sedimentaria proviene de sondeos comerciales en el margen español y en el marroquí (Jurado y Comas, 1992), y de perforaciones del DSDP (Site 121; Ryan, Hsti *et al.*, 1973) y del ODP (Site 976; Comas, Zhan, Klaus *et al.*, en prensa). Estos datos indican la existencia de una secuencia de sedimentos marinos de variadas litologías y facies, con edades comprendidas entre el Mioceno inferior (Aquitaniense / Burdigaliense) y el Pleistoceno. En aquellos depocentros donde el registro sedimentario es más completo, se han diferenciado seis unidades sismo-estratigráficas, limitadas por discordancias o discontinuidades de índole regional. El reflector base de la unidad más alta, (Unidad I, Plio-Pleistoceno) corresponde a una discordancia angular y erosiva que se correlaciona con el reflector M - techo de las "Evaporitas Messinienses" - bien reconocido en todo el Mediterraneo (Ryan, Hsti, *et al.*, 1973). Cabe señalar que en el registro sedimentario del mar de Alborán no existen evaporitas bien desarrolladas, y que las unidades sismo-estratigráficas inferiores de edad Aquitano-Burdigaliense (Unidad VI) y Langhiense (Unidad V) poseen facies arcillosas subcompactadas que dan lugar al desarrollo de

una extensa provincia diapírica en la Cuenca Oeste de Alborán (Comas *et al.*, 1992; Jurado y Comas, 1992). Sedimentos marinos del Mioceno y con facies similares a los existentes en el Mar de Alborán son conocidos en afloramientos de las denominadas "Cuencas Neógenas Béticas" y en Marruecos (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). Esto implica que durante esta época la Cuenca de Alborán ocupaba un área que se extendía al norte y sur de la línea de costa actual.

En este trabajo se presenta un mapa de distribución de espesores en metros del relleno sedimentario de la cuenca del Mar de Alborán elaborado a partir de datos de velocidades sísmicas, e interpretación de la mayor parte de los perfiles de sísmica de reflexión de multicanal (comerciales y académicos en extensión total de más de 9000 km de líneas sísmicas) existentes en el área. La correlación entre los sondeos (Andalucía-G1, Andalucía-A1, Alborán A1 y ODP Site 976) que penetran hasta el techo del basamento metamórfico -datum de este mapa- y la red de perfiles sísmicos permite asegurar que el basamento acústico de los registros sísmicos, corresponde mayoritariamente al verdadero basamento de la cuenca. Para sectores en los que existen numerosos altos volcánicos (esencialmente en la zona central de Alborán al E del meridiano 4°, Fig 1), el datum del basamento acústico considerado en este mapa de isopacas puede no corresponder al basamento real de la cuenca, sino al techo de cuerpos volcánicos intercalados o sobrepuestos al registro sedimentario. Consecuentemente, la confiabilidad del mapa es menor para esos sectores, y para aquellos otros en donde el registro de perfiles sísmicos es escaso (sectores oriental y suroccidental de la cuenca).

Velocidades Sísmicas y Conversión a Profundidad

A efectos de control de datum del mapa de isopacas, se han tomado 1104 puntos sobre la red sísmica, donde se han constatado la profundidad en segundos (tiempo doble) del fondo marino y del reflector/reflexiones que marcan el techo del basamento acústico. En función de los perfiles sísmicos disponibles la densidad de puntos utilizada es desigual de unos sectores a otros. Así, se ha podido utilizar una gran densidad de datos, del orden de 1 punto cada 4-5 km, para los sectores entorno a la COA y las Cuencas de Málaga y Almería, incluyendo sus márgenes, y para el área central de la cuenca en torno al alto del ODP Site 976 y al Banco de Djibouti; donde la malla de líneas sísmicas llega a ser del orden de los 4 km de lado o inferior. Esta densidad de datos decrece para la CSA y el margen marroquí en donde la red de puntos utilizada es más abierta y desigual, en torno a 1 punto cada 10-15 km. En el la CEA y en el margen argelino al este de Melilla, la densidad de datos disponibles es la mínima, entorno a 1 punto

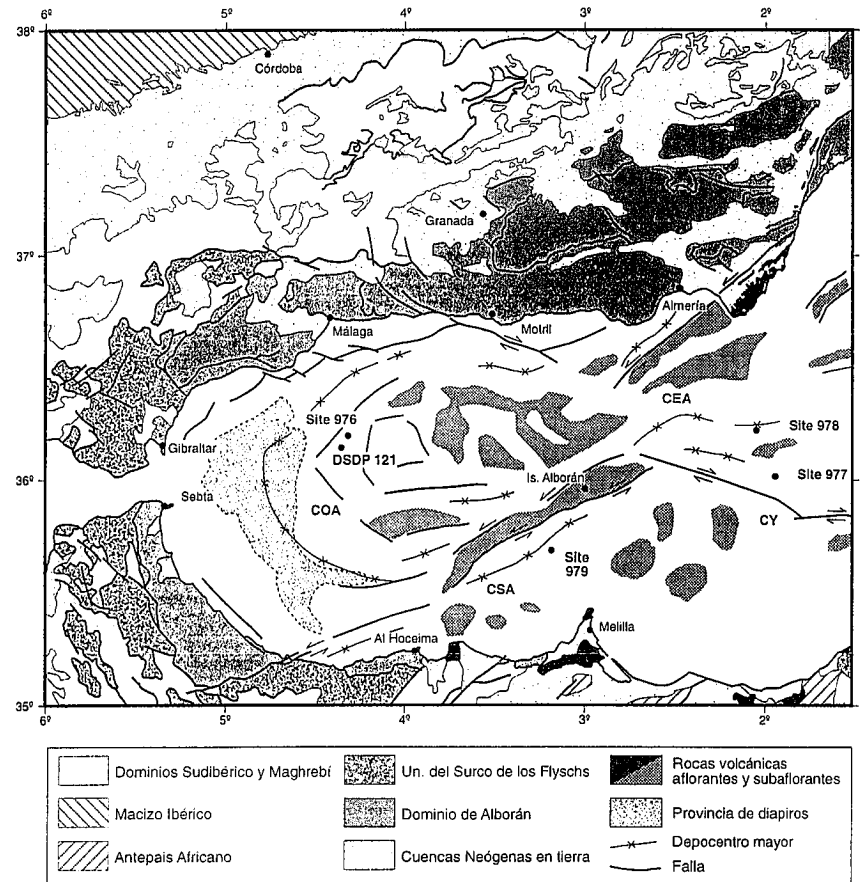


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la Cuenca del Mar de Alborán y cadenas montañosas que le rodean (Béticas al norte, Rif al sur-oeste) (tomado de Comas *et al.*, en prep.). COA: cuenca occidental de Alborán, CSA: cuenca sur de Alborán, CEA: cuenca este de Alborán, CY: cuenca de Yusuf.

Fig. 1.- Geological sketch map of the Alboran Sea Basin and surrounding mountain chains (Betics at the north, Rif at the south-west). COA: west-Alboran basin, CSA: south-Alboran basin, CEA: east-Alboran basin, CY: Yusuf basin.

cada 20 km, ya que se dispone solo de perfiles aislados.

El método utilizado para calcular los espesores del relleno sedimentario a partir del registro sísmico se fundamenta en el análisis de velocidades -rms ("root mean square velocities") a distintas profundidades, suministrados en los perfiles sísmicos, y en datos relativos a profundidad real de los reflectores en los registros de sondeos. Para deducir profundidades, o espesores, reales se utiliza una función matemática sencilla que combina las velocidades sísmicas con los datos de sondeo (e.g., velocidad media como función de la profundidad). Este método, aplicado al cálculo de espesores del relleno sedimentario de la Cuenca de Alborán, es sin duda aproximativo ya que no considera posibles inversiones de velocidad por presencia de fluidos o gases entre los sedimentos; como es sin duda el caso de las formaciones basales de este registro sedimentario (subcompactación en las Unidades V y VI; Jurado y Comas, 1992).

El gráfico de conversión utilizado se fundamenta en estimaciones fiables de las velocidades-rms sobre dos perfiles sísmicos que intersectan

entre sí en un área en que la batimetría es subhorizontal, la profundidad de agua intermedia (entre 1-2 s. tiempo doble), la secuencia lito-estratigráfica está completa (presencia de Unidades VI a I), y el buzamiento de las reflexiones sísmicas es moderado; todo ello a fin de evitar el efecto de distorsión que en cualquier conversión a profundidad introducen estas variables (Yilmaz, 1987). Las velocidades -rms (v_{rms}) han sido tomadas en 48 puntos de tiro (Fig. 2a). Para normalizar estas velocidades, cada estimación puntual se ha corregido en relación a la profundidad de agua y la velocidad del sonido en el agua (1,480 km/s). La función matemática con mejor ajuste a la población de datos normalizados v_{rms} (km/s) vs. t (s) es una función polinómica del tipo (Fig. 2a):

$$V_{rms} = 6,753 + 130,03 \cdot t + 227,354 \cdot t^2 - 30,34 \cdot t^3$$

Ya que se considera una situación de multicapa horizontal, la conversión a profundidad hay que realizarla mediante velocidades de intervalo, que vendrían expresadas por la ecuación de Dix (1955):

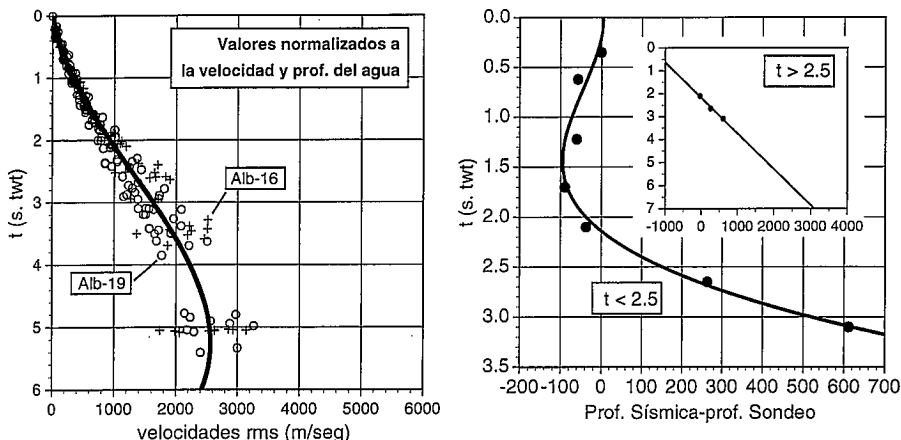


Fig. 2.- (a) Gráfica que muestra la curva generalizada que relaciona velocidades de rms con t (tiempo doble en segundos) para puntos de disparo contenidos en las líneas sísmicas Alb-16 y Alb-19. Los datos están normalizados con respecto a la velocidad (1.480 km/s) y profundidad del agua. La línea gruesa es la curva polinómica con mejor ajuste (r= 0,94) a la población de datos. (b) Corrección mediante los datos del sondeo Andalucía G-1 de la conversión a profundidad sísmica. Esta corrección se realiza mediante una curva polinómica (r= 0,99) para profundidades inferiores a 2,5 s y para profundidades superiores mediante una correlación lineal (r= 0,99).

Fig. 2.- (a) Plot of normalized rms-velocities (in m/sec) against time (sec. twt), for shot-point values from Alb-16 and Alb-19 commercial seismic-reflection profiles. Values have been normalized to depth of sea-floor and seismic velocity of water (1.480 km/sec). Bold line is the polynomial function with the best fitting (r= 0.94) to the scatter distribution. (b) Depth correction by using real-depth data from Andalucía G-1 well. This correction is done by two functions, one is polynomial (r= 0.99) for depths values less than 2.5 sec (tw) (larger plot) and the other is a linear function of depth for greater values (r= 0.99; inset plot).

$$V_{int} = \sqrt{\frac{V_2^2 t_2 - V_1^2 t_1}{t_2 - t_1}}$$

donde v_i son las velocidades-rms y t_i es el tiempo doble en segundos. La profundidad (D_i) vendría dada por la expresión:

$$D_2 = D_1 + \frac{V_{1-2} \cdot (t_2 - t_1)}{2}$$

(McQuillin *et al.*, 1986).

Para validar estas funciones y la ecuación general derivada para las v-rms, los cálculos se han aplicado en la vertical donde se poseen datos de profundidades reales de sondeo (Andalucía G-1). En esta vertical las velocidades-rms aumentan en la columna sedimentaria con la profundidad, señalándose variaciones de la misma desde 1,5 km/s (para los primeros 0,3 s) hasta 2,9 km/s (a 3,1 s de profundidad). Según esto, las velocidades de intervalo deducidas para las distintas unidades lito-sísmicas son de 1,6-1,9 (Unidad I), 2,5 (Unidad III), 3,7 (Unidad IV) y 4,3 km/s (Unidad V). La Figura 2b compara las profundidades calculadas mediante la fórmula de conversión aplicada y las medidas en el sondeo Andalucía G-1. Conviene indicar que la profundidad calculada mediante la conversión sísmica es ligeramente inferior a la real en los primeros 2,5 s de profundidad bajo el fondo marino (diferencias máximas <100 m), mientras que a pro-

fundidades superiores el método sísmico sobreestima ampliamente los valores del sondeo (diferencias máximas >600 m). Las funciones polinómicas (Fig. 2b) que corrigen empíricamente los valores de la conversión sísmica mediante los datos del sondeo son:

para $t \leq 2,5$ sec

$$D_{corr} = D_{seism} - (4,912 + 1,4963 \cdot t - 149,963 \cdot t^2 + 67,865 \cdot t^3)$$

para $t > 2,5$ sec

$$D_{corr} = D_{seism} - (-1407,92 + 644,773 \cdot t)$$

Mapa de isopacas de la Cuenca de Alborán

Se han obtenido mapas de batimetría, profundidad del basamento y espesor total del relleno sedimentario en la cuenca de Alborán (Fig. 3) aplicando el método descrito a los valores sísmicos de profundidad. Los máximos espesores sedimentarios se ubican en dos grandes depocentros alargados; los de la cuenca de Motril (CM), de orientación E-O, y los de la cuenca Oeste de Alborán (COA), con dos ramas de diferente orientación, una septentrional N 45°E (cuenca de Málaga, Campillo *et al.*, 1992) y otra meridional N20-30°E. Los espesores máximos calculados son próximos a los 4500 m en la CM y a 8500 m en la COA. Estas cuencas tienen formas de cubeta con fondos planos. La conexión entre

la COA y la CM se produce mediante una culminación de basamento de dirección E-O, situada entre 3°40' O y 4°E, donde el espesor máximo de sedimentos es de unos 2000 m. La cuenca de Málaga está limitada al SE por el alto de basamento del Site-976 y desciende hacia el SO con una pendiente suave en la que se encuentran diversas ensilladuras (de la Linde *et al.*, en prensa). La rama meridional de este depocentro termina abruptamente con una fuerte pendiente hacia el N, contra el Banco de Xauen (aproximadamente 20 km al O del pozo El Jebha-1).

En la CSA, al SE de la cresta de Alborán, y al E del horst de basamento del Site-976, se reconocen otras cuencas con menor espesor de sedimentos. Esta última cuenca tiene una forma en artesa, con espesores de sedimentos de hasta 3500 m en su centro que disminuyen bruscamente hacia los bordes donde se alcanzan valores inferiores a los 1000 m. Como indica el mapa de isopacas la CSA tiene una dirección media N70°E y se delimitan diversos depocentros; uno en el Banco de Xauen (sondeo El Jebha-1), y otro en las proximidades de la Isla de Alborán (al SO y NE del Site 979). No obstante, y dado que en este sector se tiene una red escasa de datos sísmicos, la expresión en el mapa de dichos depocentros podría estar distorsionada por el método de representación. Otras cuencas con menos de 1000 m de relleno son las localizadas al NO y NE de Melilla, con direcciones medias N40°E y N80°E respectivamente. En la CEA las cuencas están peor definidas en el mapa de isopacas por la citada carencia de líneas sísmicas y por la escasa penetración de las mismas. Así en las proximidades de los Sites de ODP 977 y 978, donde el espesor perforado de sedimentos Plio-Pleistocenos es de 530 y 620 m respectivamente (Comas, Zahn, Klaus *et al.*, en prensa), el mapa de isopacas no dibuja cuencas con espesores superiores a los 1000 m.

En el sector central de la Cuenca de Alborán los sedimentos sobre el basamento acústico poseen un espesor reducido, inferior en la mayoría de los casos a 1000 m, acuciándose hacia los altos formados por rocas volcánicas. El basamento acústico está aquí definido por reflexiones de alta frecuencia, bien contrastadas, y con frecuentes difracciones. De acuerdo con estos datos parece que en las partes centrales de la cuenca y hacia el E del meridiano 4°O, la cobertera sedimentaria observable en los perfiles sísmicos descansa mayoritariamente sobre edificios volcánicos o subvolcánicos localmente aflorantes (Fig. 1). No puede descartarse que estos cuerpos volcánicos correspondan a rocas intercaladas entre una secuencia sedimentaria más potente.

Conclusiones

La distribución de espesores del total de sedimentos en la Cuenca de Alborán tal y como se deduce de la conversión sísmica realizada, indica

que la máxima potencia de sedimentos se localizaría en depocentros de hasta 8,5 km que corresponden a cubetas estructurales (Fig. 1 y 3). Los cambios de dirección en el trazado de los depocentros mayores (COA y CM) y la dimensión de los mismos resultan de la interferencia entre los distintos sistemas extensionales que adelgazaron el Dominio de Alborán durante el Mioceno (Comas *et al.*, 1992, 1993; García-Dueñas *et al.*, 1992). Otros cambios de dirección en surcos deposicionales y formas de cuenca en artesa, pueden resultar de la interferencia de distintos sistemas extensionales y compresionales (fallas de salto en dirección y pliegues) acaecidos durante la evolución tectónica de la cuenca después del Mioceno medio. El menor espesor del relleno sedimentario al E del meridiano 4° estaría de acuerdo con el postulado adelgazamiento hacia el E de la corteza y la litosfera tal y como sugieren las medidas de flujo de calor actual (Polyak *et al.*, en prensa). Por último, el mapa de isopacas obtenido (Fig. 3) es congruente con los mapas de anomalías gravimétricas (Watts *et al.*, 1993) y aero-magnéticas (Galdeano *et al.*, 1974) conocidos en el área.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de la CICYTAMB95-1557.

Referencias

- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987): *C. R. Acad. Sci., Paris*, 304, 929-933.
- Banda, E. y Ansonge, J. (1980): *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 63, 515-532.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañobeitia, J.J. y Makris, J. (1992): *Tectonophysics*, 221, 53-66.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983): *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 205-218.
- Bourgeois, J., Mauffret, A., Ammar, A. y Demnati, A. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 117-122.
- Campillo, A. C., Maldonado, A. y Mauffret, A. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 165-172.
- Comas, M. C., García-Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 157-164.
- Comas, M. C., García-Dueñas, V., Soto, J. I. y Campos, J. (1993): En: Seranne, M. y Malavielle, J. (Eds.), *Late orogenic extension in Mountain Belts.*, Doc. BRGM, 219, 44-45.
- Comas, Zhan, Klaus y Leg 161 Shipboard Scientists (en prensa): *Leg 161-Western Mediterranean*. Init. Repts. ODP, vol. 161, 1-638.
- Comas, M. C., Dañobeitia, J. J., Alvarez-Marrón, J. y Soto, J. I. (en prensa): *Bol. Soc. Geol. España*.
- de la Linde, J., Comas, M. C. y Soto, J. I. (en prensa): *IV Congr. Geol. España*.

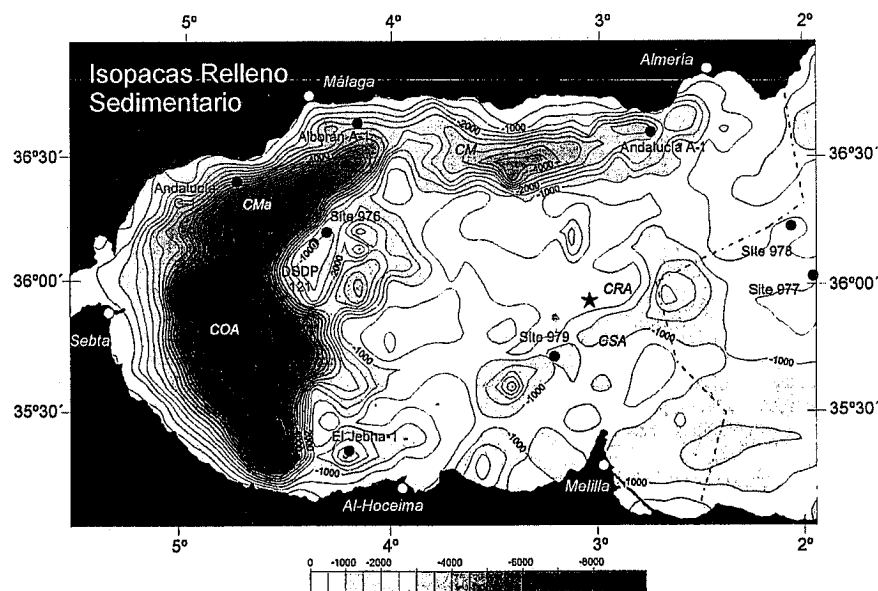


Figura 3. Mapa de isopacas del relleno sedimentario en la Cuenca del Mar de Alborán (contornos cada 500 m). Se indican la posición de los diferentes sondos comerciales y científicos realizados, y mediante una estrella la Isla de Alborán. La línea discontinua separa el sector oriental de Alborán en el que no existen datos sísmicos disponibles. CMA: Cuenca de Málaga, CM: Cuenca de Motril, CRA: cresta de Alborán, el resto de abreviaturas como en la figura 1.

Figure 3. Contour isopach map of the Alboran Sea Basin (contour lines every 500 m). Commercial and scientific wells are also shown, the Alboran Island is marked with a star. Broken line distinguishes the eastern sector of the Alboran Sea with not-available seismic data. CMA: Málaga basin, CRA: Alboran ridge, other abbreviations as in figure 1.

- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. y Knott, S. D. (1989): En: Coward, M. P., Dietrich, D. y Park, R. G. (Eds.), *Alpine Tectonics, Spec. Publ. Geol. Soc. of London*, 265-283.
- Dix, C. H. (1955): *Geophysics*, 20, 68-86.
- Galdeano, A., Courtillot, V., Le Borgne, E., Le Mouel, J. L. y Rossignol, J. C. (1974): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 323-336.
- Galindo-Zaldívar, J., Gonzalez Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989): *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- Hatzfeld, D. y The Working Group for the Deep Sounding in the Alboran Sea (1978): *Pageoph*, 116, 167-180.
- Hernández, J., De Larouzière, F. D., Bolze, J. y Bordet, P. (1987): *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 257-267.
- Horvarth, F. y Berckhemer, H. (1982): En: Berckhemer, H. y Hsü, K. (Eds.), *Alpine Mediterranean Geodynamics.*, American Geophysical Union, 141-174.
- Jurado, M. J. y Comas, M. C. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 129-136.
- MacQuillin, R., Bacon, M. y Barclay, W. (1986): *An introduction to seismic interpretation: reflection seismics in petroleum exploration*, 2ª Ed., Graham & Trotman.
- Maldonado, A., Campillo, A. C., Mauffret,

- A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 179-186.
- Marsden, D. (1989): *Geophysics*, 13, 10-14.
- Polyak, B.G., Fernández, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Ye., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negrodo, A., de la Linde, J., Tochitsky, V.O., Bogdanov, N.A. y Banda, E. (en prensa): Heat flow in the Alboran Sea (the Western Mediterranean). *Tectonophysics*.
- Platt, J. P. y Vissers, R. L. M. (1989): *Geology*, 17, 540-543.
- Platt, J. P., Soto, J. I., Comas, M. C. y Leg 161 Shipboard Scientists (en prensa): *Geology*.
- Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 123-128.
- Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W. D., Pautot, G., Stauder, H. y Wezel, F. C. (1973): *Init. Reports of DSDP*, vol. 13, 1-514.
- Soto, J. I., Platt, J. P. y Leg 161 Shipboard Scientists (1995): *EOS, Trans. Geophys. Un.*, 76, F624.
- Torné, M. y Banda, E. (1992): *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81.
- Watts, A. B., Platt, J. P. y Buhl, P. (1993): *Basin Research*, 5, 153-177.
- Yilmaz, O. (1987): En: Doherty, S. M. (Ed.), *Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicists*.