

Valores de subsidencia reciente (Plioceno-Cuaternario) en el Mar de Alborán mediante análisis de “backstripping”

Pliocene to Quaternary subsidence rates in the Alboran Sea from backstripping analysis

P. Martínez-García y J.I. Soto

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada) y Departamento Geodinámica. Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n. 18002 Granada. e-mail: matez@ugr.es, jsoto@ugr.es.

ABSTRACT

A backstripping analysis is presented for the different scientific ODP wells in the Alboran Sea (Leg 161, Holes 976B, 977A, 978A, and 979A). The study has been performed for the complete Pliocene-to-Quaternary sedimentary sequence, based on the detailed paleontological dataset available in these wells. Logging data together with in-situ determinations of porosity and density have been fitted to obtain robust estimates of the appropriate variables to perform the backstripping study (e.g., porosity, density). The total subsidence pattern shows a remarkable coincidence in all the wells ($Y=310-355$ m) equivalent to a subsidence rate of 0.06-0.07 mm/y for the last 5.1 Ma. In regions where a significant intra-Pliocene hiatus (2.2-5.0 Ma) occurred, like the Site 976-basement high in the West Alboran Basin or the Alboran Ridge, we infer the existence of a major tectonic pulse with high subsidence rates (2.2-5.0 mm/y) that diminished towards the Quaternary (0.07-0.11 mm/y). According to these results, the estimated stretching factor (b) for this basin is 1.35-1.42.

Key words: porosity, backstripping analysis, subsidence rates, Alboran Basin.

Geogaceta, 40 (2006), 63-66
ISSN: 0213683

Introducción

El Mar de Alborán (en el Mediterráneo occidental) se sitúa en la parte interna de un cinturón orogénico arqueado que comprende las Cordilleras Béticas y el Rif conectadas a través del Arco de Gibraltar (Fig. 1). Se trata de la más occidental de las cadenas mediterráneas alpinas, resultantes de la colisión entre las placas Euroasiática y Africana. La región conecta hacia el Este con la Cuenca Argelino-Balear, cuyo substrato puede ser de naturaleza oceánica (Comas *et al.*, 1999).

Aunque el origen de esta cuenca y sus relaciones con los procesos tectónicos que durante el Neógeno configuraron las cadenas circundantes son ampliamente debatidos, el relleno sedimentario y su estructuración tectónica (Comas *et al.*, 1992, 1999; Watts *et al.*, 1993; Chalouan *et al.*, 1997), junto con la modelización térmica de la evolución de su substrato metamórfico (Platt *et al.*, 1998), demuestran que la Cuenca del Mar de Alborán se originó en el Mioceno inferior (*ca.* post-27 Ma) por un proceso de adelgazamiento litosférico severo. Los procesos tectónicos que ocurrieron durante el Plio-Cuaternario, son en gran

medida, los responsables de la fisiografía del fondo marino actual y de la posición de la línea de costas (Comas *et al.*, 1992, 1999). En este sentido, conocer y cuantificar la subsidencia (con sus componentes tectónica y térmica) durante este periodo aportará datos de gran interés para comprender la evolución más reciente de esta región.

Análisis de “backstripping” en Alborán

En la región existen análisis de subsidencia previos, tanto en el Mar de

Alborán como en algunas de las cuencas Neógenas emergidas (en Béticas) realizados mediante la técnica de “backstripping” (Cloething *et al.*, 1992; Docherty y Banda, 1992, 1995; Watts *et al.*, 1993; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999; Hanne *et al.*, 2003). Todos estos estudios se han realizado en pozos profundos aplicando siempre valores estándar de porosidad y densidad de sedimentos, tomados normalmente de la tabulación según litologías propuesta por Sclater y Christie (1980). En nuestro caso el análisis de subsidencia se sustenta en la obtención de estos

Pozo	ϕ_0 Porosidad inicial		c (m ⁻¹) Coeficiente determinado empíricamente		ρ_s (x10 ³ kg m ⁻³) Densidad del sedimento.	
	Cuaternario	Plioceno	Cuaternario	Plioceno	Cuaternario	Plioceno
976	63	47	8×10^{-4}	$0,3 \times 10^{-4}$	1,84	1,95
977	65	62	$1,1 \times 10^{-3}$	$0,7 \times 10^{-4}$	1,78	1,98
978	–	63	–	$0,8 \times 10^{-4}$	–	1,98
979	64	66	$0,7 \times 10^{-4}$	$0,9 \times 10^{-4}$	1,78	1,99
And-G1	–	48	–	$0,4 \times 10^{-4}$	–	–

Tabla I.- Parámetros físicos promedio de los sedimentos de edad Plio-Cuaternario utilizados en el análisis de “backstripping”.

Table I.- Average physical properties of the Plio-Cuaternary sediments used in the backstripping analysis.

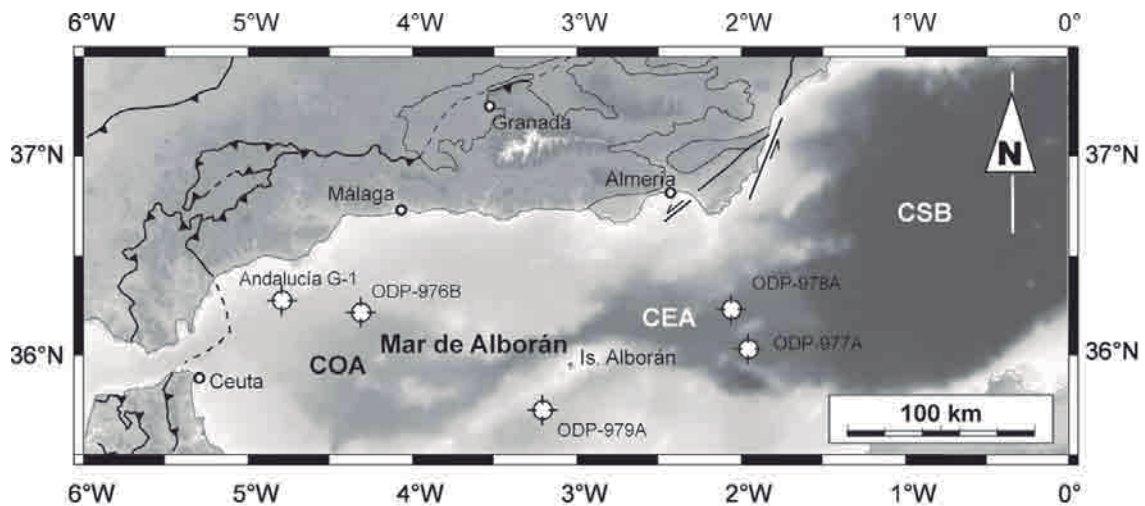


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado y localización de los pozos estudiados mediante “backstripping” en el Mar de Alborán. COA: Cuenca Oeste de Alborán; CEA: Cuenca Este de Alborán; CSB; Cuenca Sur Balear.

Fig. 1.- Simplified geological and location of the studied wells in Alboran Sea (western Mediterranean) where backstripping analysis has been carried out. COA: West Alboran Basin; CEA: East Alboran Basin, and CSB: South Balearic Basin.

parámetros según un estudio de las diagrafas (“logging”) de los pozos analizados (Fig. 2). Se han seleccionado aquellos pozos profundos del Mar de Alborán en los que para la sucesión sedimentaria de edad Plioceno-Cuaternario (post-Messiniense, i.e. post-reflector M) existen datos precisos de parámetros físicos medidos in-situ y/o mediante diagrafas (e.g., Jurado y Comas, 1992), y en los que se tiene un buen control paleontológico. El estudio que aquí presentamos se sustenta en el análisis de la subsidencia reciente (durante el Plioceno y Cuaternario, i.e. últimos 5,1 Ma) en los pozos de ODP-Sites 976, 977, 978 y 979 (Leg 161; Comas *et al.*, 1996, 1999) (Fig. 1).

Además la curva de subsidencia durante el Plioceno-Cuaternario (post 5,1 Ma) obtenida mediante “backstripping” se compara con los valores de subsidencia térmica calculados según el proceso descrito por McKenzie (1978), estimándose finalmente la magnitud del adelgazamiento (expresado según el factor de adelgazamiento, *b*) asociado a los procesos de “rifting”.

Fundamentos del “backstripping”

La técnica de descompactación o “backstripping” empleada en estos pozos para su sucesión Plioceno-Cuaternario, sigue el proceso descrito por autores como Watts (2001) y Allen y Allen (2005). Esta técnica se sustenta en el concepto de isostasia local (de tipo Airy) y acomete la descompactación sucesiva de horizontes datados según la ecuación general:

$$Y = S \cdot \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - \Delta_{SL} \cdot \left(\frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right) + (W_d - \Delta_{SL})$$

[1]

Donde *Y* es la profundidad corregida (i.e. descompactada) de cada horizonte (o

subsidencia final o total, a veces denominada “tectónica”), *S* es el espesor descompactado, ρ_m , ρ_s y ρ_w son las densidades del manto ($3,30 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$), los sedimentos y el agua ($1,03 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) respectivamente, D_{SL} es la altura del nivel

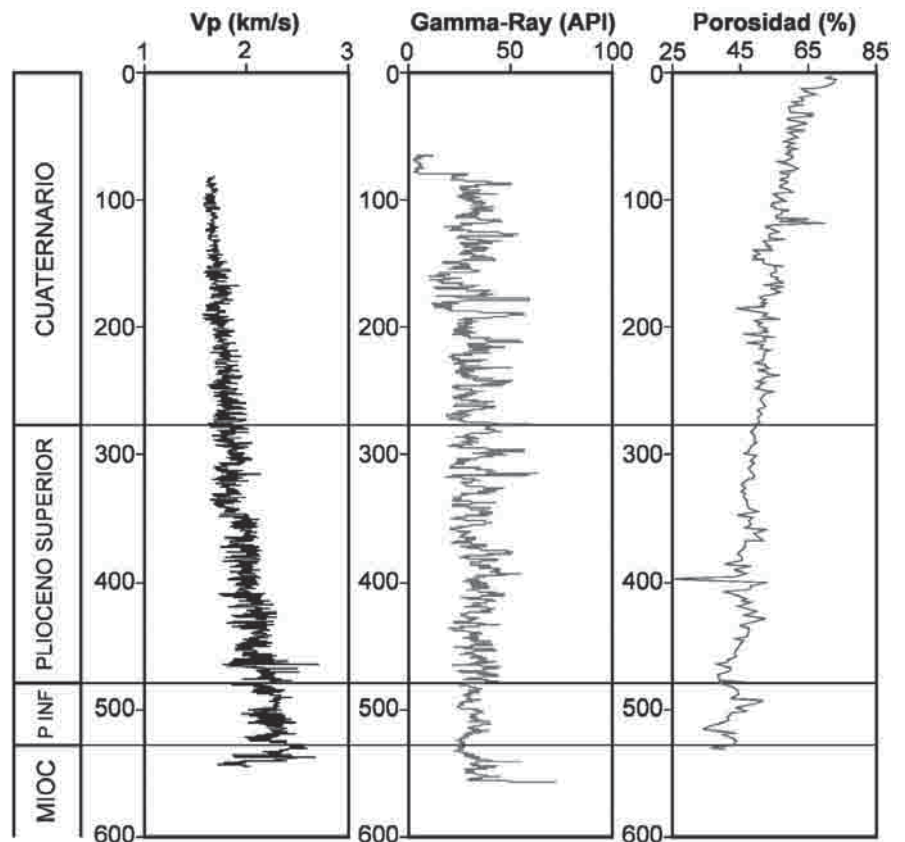


Fig. 2.- Datos de diagrafas en el pozo científico de ODP, Hole 977A (Leg 161), utilizados para ajustar los datos de porosidad (£) con los de V_p (en km s^{-1}) y “gamma-ray” (en API).

Fig. 2.- Logging data from the ODP scientific well Hole 977A (Leg 161) used to fit the in-situ porosity estimates (£) with V_p (km s^{-1}) and gamma-ray (in API units) values.

del mar en relación a su posición actual para un tiempo dado y W_d es la paleobatimetría. En nuestro caso, dada la ausencia de datos sobre algunas de estas variables y el carácter parcialmente restringido de esta cuenca en el periodo analizado, hemos optado por no aplicar las correcciones por paleobatimetría ($W_d=0$) y variaciones eustáticas ($D_{SL}=0$).

El cálculo del espesor descompactado (S) para cada unidad se realiza sobre la reconstrucción de su porosidad inicial (previa a su soterramiento). Para este cálculo hemos estimado en cada caso el mejor ajuste exponencial a los datos de porosidad (F) medidos in-situ en los sondeos de ODP (Leg 161) (e.g. Fig. 2), según la función general:

$$\phi = \phi_0 \cdot e^{-cz} \quad [2]$$

donde F_0 es la porosidad inicial y c un coeficiente determinado empíricamente.

A partir de esta expresión, la ecuación general de descompactación resulta:

$$y_2' - y_1' = y_2 - y_1 - \frac{\phi_0}{c} \cdot [\exp(-cy_1) - \exp(-cy_2)] + \frac{\phi}{c} \cdot [\exp(-c'y_1) - \exp(-c'y_2)] \quad [3]$$

Siendo y_i e y_i' las profundidades actuales y descompactadas, respectivamente; por lo que el espesor descompactado ($S = y_2' - y_1'$) puede reemplazarse en la expresión [1].

Valores de porosidad

Los datos de porosidad inicial (F_0) y del parámetro c para cada una de las secuencias diferenciadas en los pozos de ODP en Alborán (Sites 976 a 979; e.g. Fig. 2) junto con los valores promedio de densidad (ajustados según los datos medidos también in-situ en estos pozos) se recogen en la Tabla I. Excluyendo los datos del Site 976, las secuencias de edad Cuaternaria poseen valores promedio de F_0 , c y r_s son de 64, 0,9 ($\times 10^{-4} m^{-1}$) y 1,78 ($\times 10^3 kg m^{-3}$), respectivamente y en las de edad Plioceno son de 63, 0,8 ($\times 10^{-4} m^{-1}$) y 1,98-1,99 ($\times 10^3 kg m^{-3}$).

En los pozos comerciales, por el contrario, no existen datos directos de porosidad y se ha buscado una relación empírica que permita estimarla en función de otros parámetros medidos en las diagráfias convencionales (e.g., sónico y "gamma-ray"). Este tipo de relación está ampliamente documentada en otras cuencas y se ha establecido también en laboratorio para distintas litologías (e.g., Magara, 1976; Castagna *et al.*, 1985).

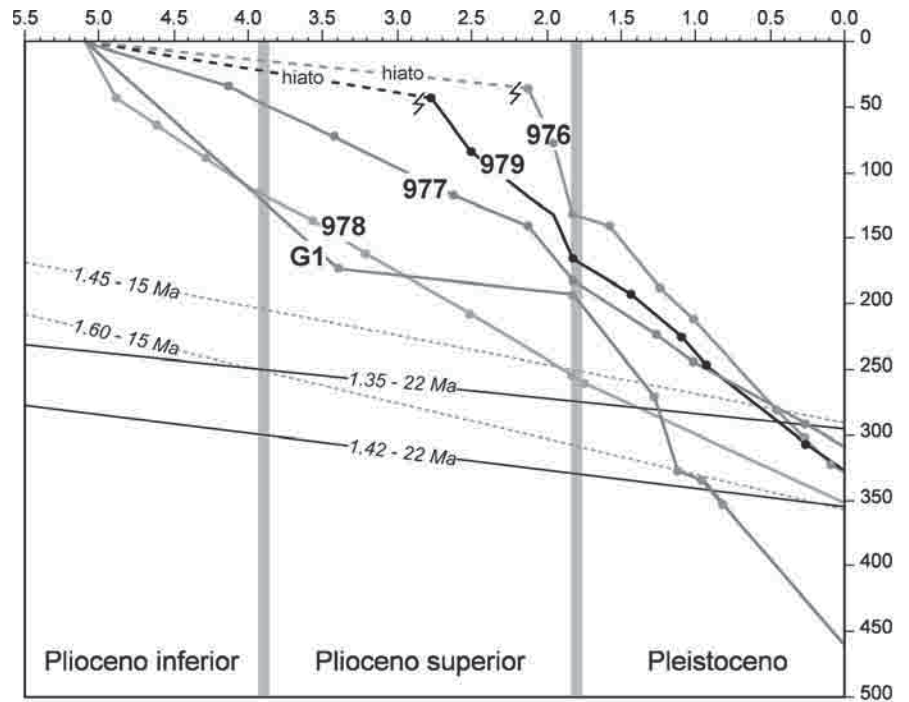


Fig. 3.- Curvas de subsidencia obtenidas mediante el análisis de "backstripping" para las sucesiones de edad Plioceno a Cuaternario en los distintos pozos analizados en el Mar de Alborán (localización en Figura 1).

Fig. 3.- Subsidence curves from backstripping analysis for the Plio-Quaternary sequences in the different wells studied in the Alboran Sea (location in Figure 1).

Así, por ejemplo, la función polinómica de mejor ajuste a los datos de diagráfias para la sucesión de edad Pliocena (obviando aquellos pozos de ODP en los que existe un hiato amplio en el registro del Plioceno, i.e. los Sites 976 y 979), es del tipo:

$$\phi = \frac{100,58 - 29,83V_{p(kms^{-1})} - 0,43f_{cl}}{100} \quad [4]$$

Siendo f_{cl} la fracción de arcilla en el sedimento, que según Poupon y Gaynard (1970) se puede obtener a partir de los datos de "gamma-ray" (J) mediante:

$$f_{cl} = \frac{f_{sh}}{3 - 2f_{sh}}, f_{sh} = \frac{J - J_{sd}}{J_{sh} - J_{sd}} \quad [5]$$

Siendo J_{sh} y J_{sd} los valores máximos y mínimos de "gamma-ray" (en API) en el pozo. Este tipo de aproximación se ha utilizado tentativamente en el pozo Andalucía G1, para aquella porción de la secuencia Pliocena donde hay datos de diagráfias. Los valores de porosidad obtenidos se exponen también la Tabla I ($F_0=48$ y $c=0,4 \times 10^{-4} m^{-1}$) y podrán ser utilizados en posteriores estudios detallados de subsidencia en el resto de los pozos comerciales del área.

Resultados

Los valores de subsidencia total (Y) estimados en los pozos estudiados se muestran en la figura 3. En ella, y para hacer comparables los resultados se ha descontado en cada caso la batimetría actual. Debe tenerse en cuenta también, en la interpretación que sigue de los resultados, que esta reconstrucción de la subsidencia post-Messiniense podrá cambiar ligeramente de forma una vez se complete el análisis con las capas más profundas. No obstante se pueden extraer algunas conclusiones. Así, para el intervalo Plioceno-Cuaternario en todos los pozos estudiados se obtienen valores de subsidencia total muy similares y aproximadamente constantes, con valores netos de subsidencia total, $Y=310-355$ m, lo que corresponde a una tasa promedio de subsidencia de 0,06-0,07 mm/a. Se comprueba también que las regiones donde se identifica un hiato importante intra-Plioceno (e.g., en el alto de basamento de la Cuenca Oeste de Alborán: Site 976 o en la Cuenca Sur de Alborán: Site 979), la sedimentación durante el Plioceno superior fue especialmente alta (ca. 0,14-0,15 mm/a en el Site 979 y 0,25-0,30 mm/a en el Site 976), ralentizándose la subsidencia en el tránsito Plioceno-Cuaternario (< 1,8 Ma; 0,08-0,11 mm/a). La mayor tasa de

subsistencia observada en estos pozos hacia el final del Plioceno atestiguan la existencia de dos eventos tectónicos de escala regional en la cuenca. El primero de edad intra-Plioceno, ligado al cual se generaría el hiato mencionado (2,2-5,0 Ma en 976 y 2,8-5,0 Ma. en 979; e.g. Comas *et al.*, 1996) y determinaría el ascenso tectónico relativo de regiones como el alto de basamento del Site 976 (Comas y Soto, 1999) o la cresta de Alborán. Y otro hacia el final del Plioceno (2,1-1,8 Ma), produciéndose una disminución general en Alborán de las tasas de subsidencia (ca. 0,07-0,11 mm/a) durante el Cuaternario.

Se ha valorado también la magnitud de las tasas de adelgazamiento (expresado mediante el factor b) en la cuenca, aproximando las tasas de subsidencia finales (305-350 m en 5,1 Ma) según el procedimiento descrito por McKenzie (1978). Este método requiere asumir varios parámetros cuyo rango de variación puede ser muy grande en esta región, por lo que los resultados deben considerarse tentativos, a falta de un estudio completo de la curva de subsidencia. Los valores de b que ajustan mejor a los resultados se incluyen también en la figura 3. Estas curvas se han calculado tomando como espesores corticales y litosféricos iniciales 32 y 125 km, respectivamente, una densidad promedio de la corteza de $2,8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ y los valores habituales de temperatura en la base de la litosfera (1330°C), difusividad térmica ($k = 8 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) y coeficiente volumétrico de expansión térmica en el manto ($\alpha = 3,28 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) (vse. McKenzie, 1978; Watts, 2001). Atendiendo a la edad de los sedimentos más antiguos depositados en la cuenca (Burdigaliense y Aquitaniense probable, para la Unidad VI; Comas *et al.*, 1992, 1999; i.e. ~24-21 Ma) y considerando las edades obtenidas según la modelización térmica del substrato metamórfico (perteneciente al Dominio de Alborán) de la cuenca ($< 27 \text{ Ma}$; Platt *et al.*, 1998), hemos asumido que la edad del "rifting" inicial podría ser de 22 Ma. Los resultados de subsidencia se ajustan según valores de b comprendidos entre 1,35 y 1,42. Estas estimaciones resultan comparables, aunque ligeramente inferiores, a las estimadas por otros autores en la región ($b = 1,35-1,60$), según el estudio de alguno de los

pozos comerciales (Docherty y Banda, 1992, 1995; Watts *et al.*, 1993).

Conclusiones

1. En los distintos pozos científicos realizados por ODP (Leg 161) en el Mar de Alborán (Sites 976 a 979) se ha realizado un estudio completo de los registros de diagráfias (V_p y "gamma-ray") y de las propiedades físicas medidas in-situ (densidad y porosidad) en la sucesión de edad Plio-Cuaternario. Para las distintas secuencias sedimentarias diferenciadas se han establecido leyes generales que pueden ser extrapoladas a los pozos comerciales, permitiendo estimar la porosidad a partir exclusivamente de las propiedades medidas en diagráfias.

2. Con estos datos se han reconstruido las curvas de subsidencia mediante el método de "backstripping", obteniéndose que durante los últimos 5 Ma esta cuenca ha experimentado una subsidencia total aproximadamente constante ($Y = 310-355 \text{ m}$), equivalente a una razón de subsidencia de 0,06-0,07 mm/a. En algunas regiones, como la cresta de Alborán y el alto de basamento del Site 976 en la Cuenca Oeste de Alborán, existió un evento tectónico intra-Plioceno que condicionó tasas locales de subsidencia mayores (entre 2,2 y 5,0 mm/a para el Plioceno superior), ralentizándose hacia el tránsito con el Cuaternario (0,07-0,11 mm/a). Los datos de subsidencia obtenidos sugieren que el adelgazamiento que dio lugar a la Cuenca del Mar de Alborán pudo ser del orden de $b = 1,35-1,42$.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CTM2005-08071-CO3-01/MAR (SAGAS) y el Programa de Introducción a la Investigación (CSIC).

Referencias

Allen, P. A. y Allen, J. R. (2005). *Basin Analysis*. Blackwell, 549 p.
 Castagna, J. P., Batzle, M. L. y Eastwood, R. L. (1985). *Geophysics*, 50, 571-581.
 Cloetingh, S., van der Beek, P. A., Van Rees, D., Roep, T. B., Biermann, C. y Stephenson, A. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 66-75.
 Comas, M. C. y Soto, J. I. (1999). *Proceedings the OceanDrilling Program, Scientific Results*, 161, 331-344.

Comas, M. C., García-Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 157-164.
 Comas, M. C., Zahn, R., Klaus, A., Aubourg, C., Belanger, P.E., Bernasconi, S., Cornell W., de kaenel, E.P., de Larouzière, F.D. Doglioni, C., Dosse, H., Fukusawa, H., Hobart, M., Iacarino, S.M., Ippach, P., Marsaglia, K., Meyers, P., Murat, A. O'Sullivan, G.M., Platt, J.P., Prasad, M., Siesser, W.G., Murat, Skilbeck, C.G., Soto, J.I., Tandon, K., Torii, M., Tribble J.S. y Wilkens, R.H. (1996). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 161, 1023 p.
 Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I. y Watts, A. B. (1999). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161, 555-579.
 Docherty, J. I. C. y Banda, E. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 82-87.
 Docherty, C. y Banda, E. (1995). *Tectonics*, 14, 804-818.
 Hanne, D., White, N. y Lonergan, L. (2003). *Basin Research*, 15, 1-21.
 Jurado, M. J. y Comas, M. C. (1992). *Geo-Marine Letters*, 12, 129-136.
 Kominz, M. A., Miller, K. G. y Browning, J. V. (1998). *Geology*, 26, 311-314.
 Magara, K. (1976). *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60, 554-565.
 McKenzie, D. P. (1978). *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
 Platt, J. P., Soto, J. I., Whitehouse, M. J., Hurford, A. J. y Kelley, S. P. (1998). *Tectonics*, 17, 671-689.
 Poupon, A. y Gaymard, R. (1970). En: *Transaction of the Society of Professional Well Log Analysts*. 11th Logging Symposium, paper G, G1-G20.
 Rodríguez-Fernández, J., Comas, M. C., Soria, J., Martín-Pérez, J. A. y Soto, J. I. (1999). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161, 69-76.
 Sclater, J. G. y Christie, P. A. F. (1980). *Journal of Geophysical Research*, 85, 3711-3739.
 Sleep, N. H. (1971). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24, 325-350.
 Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, 458 p.
 Watts, A. B., Platt, J. P. y Buhl, P. (1993). *Basin Research*, 5, 153-177.