

Estratigrafía Sísmica comparada de los márgenes de la Cuenca Central de Bransfield, la Península Antártica y el Mar de Ross (Antártida Occidental)

Compared Seismic Stratigraphy of the margins of the Central Bransfield Basin, the Antarctic Peninsula and Ross Sea (Western Antarctica)

M.J. Prieto (*), M. Canals (*), G. Ercilla (**), M. De Batist (***)

(*) UA Geociències Marines CSIC-UB. GRQ Geociències Marines, Dpt. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona. Campus de Pedralbes, E-08028 Barcelona

(**) UA Geociències Marines CSIC-UB. Institut de Ciències del Mar, P. del Mar, s/n, E-08039, Barcelona

(***) RCMG, University of Gent, Krijgslaan 281, S8, 9000 Gent, Belgium

ABSTRACT

The glacial periods are recorded in the sedimentary cover of the Antarctic margins as prograding units and erosive surfaces. The comparison of three margins of the Western Antarctica allows valuation of the regional significance of the ice cap growth. The results suggest that interaction between climate and lithospheric movements are the responsible of the number of sedimentary units and the growing style. It has been recognised an extensive erosive surface in the three margins studied, dated approximately at 6 Ma, overlaid by a big progradational sedimentary unit. Above of it the aggradational component becomes more important. This change in the growing style seems to be related with the increase of the frequency of sea level rise and fall from the Upper Pliocene.

Keywords: Bransfield Basin, seismic stratigraphy, glacialmarine sedimentation, glacio-eustatic events, stratigraphic signature.

Geogaceta, 20 (1) (1996), 146-149
ISSN: 0213683X

Introducción

El interés científico por la Cuenca de Bransfield (CB) ha quedado patente en los numerosos estudios de que ha sido objeto en los últimos años. De los más recientes, destacan los trabajos sobre evolución geodinámica (Canals *et al.*, 1996), estructura profunda (Grad *et al.*, 1996), morfoestructura (Gràcia *et al.*, 1996; Gràcia, 1996), volcanismo oceánico (Keller *et al.*, 1992) y relleno sedimentario (Gamboa y Maldonado, 1991). Aún así, quedan numerosas cuestiones por resolver, tal y como se ha reflejado en la reciente propuesta de perforaciones en la CB dentro del programa ODP (Fisk *et al.*, 1994). Por otro lado, varios autores han intentado establecer las relaciones cronológicas entre las superficies erosivas de los márgenes antárticos y las de bajas latitudes con el fin de determinar la existencia de factores causantes comunes.

En el presente estudio se compara el margen SE de la Cuenca Central de Bransfield (CCB) con otras dos áreas, también localizadas en el margen continental de la Antártida Occidental: el margen Pacífico de la Península Antártica y el margen de la

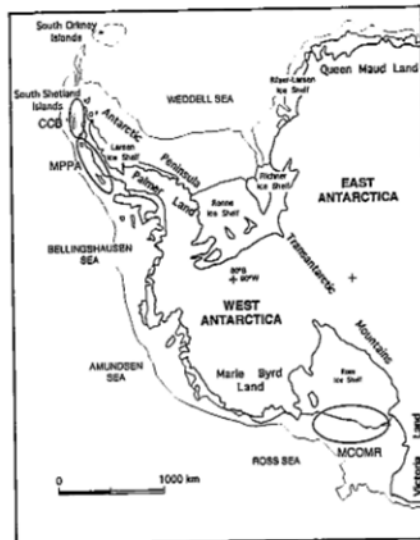


Fig. 1.- Localización de las tres áreas estudiadas en la Antártida Occidental. MPPA: Margen Pacífico de la Península Antártica; MCOMR: Margen de la Cuenca Oriental del Mar de Ross; CCB: Cuenca Central de Bransfield.

Fig. 1.- Location map of the three studied zones on Western Antarctica.

Cuenca Oriental del Mar de Ross (Fig. 1). La comparación permitirá: a) Confirmar las similitudes y las diferencias entre los distintos márgenes, y discriminar los factores de control locales y regionales que intervienen en la edificación sedimentaria; b) Establecer la cronostratigrafía del recubrimiento sedimentario del margen SE de la CCB; c) Contribuir al asentamiento de una Estratigrafía Secuencial de carácter regional en la Antártida Occidental que incluya la interpretación de los procesos sedimentarios responsables del desarrollo de las secuencias sísmicas.

Marco geológico

La CB es una cuenca joven de trasarco situada en el extremo noroccidental de la Península Antártica (Fig. 1), entre ésta y el archipiélago de las Shetland del Sur. La CB es estrecha y alargada, y está compuesta por tres subcuencas: la Occidental, la Central y la Oriental. Se desconoce con exactitud la edad de la CB, si bien diferentes autores sitúan el inicio de la extensión entre el Mioceno superior y el Plioceno. La CCB, entre los altos de las islas de Decepción al SO y Bridgeman al NE, tiene una longitud de 230

km y una anchura de 125 km. La parte central y más profunda de la CBB está formada por un surco de unos 60 km de anchura y 1950 m de profundidad máxima. La CCB presenta una acentuada asimetría transversal, con un margen estrecho, abrupto y rectilíneo en el NO (margen de las Shetland del Sur), y un margen irregular, con pendientes suaves en el SE (margen de la Península Antártica). El primero está dominado por fallas extensionales subactuales, y el segundo por procesos sedimentarios que determinan la progradación del margen. En el margen SE, el recubrimiento sedimentario es relativamente grueso, con más de 1000 m de espesor. El conjunto de condiciones geográficas, fisiográficas, geodinámicas y sedimentarias de la CB y, en particular, de la CCB, la convierten en un paradigma de cuenca joven dominada por la sedimentación glaciomarina.

Estratigrafía sísmica

Los tres márgenes polares considerados (Fig. 1) están afectados por la dinámica del casquete de hielo antártico occidental, de características marinas, y bien diferenciado del oriental, de origen básicamente continental. La edificación sedimentaria de los tres márgenes es el resultado de sucesivos avances, anclajes y retrocesos de grandes plataformas de hielo sobre el sustrato sumergido de la plataforma y el talud superior continentales (Anderson, 1991; Larter y Barker, 1989; Hinz y Block, 1983). Dichas plataformas de hielo están estrechamente ligadas a la dinámica del casquete de hielo occidental.

Margen Pacífico de la Península Antártica (MPPA):

Es un área separada unos 250 km del lugar donde se han definido las unidades sísmicas de la CCB (Fig. 1). El MPPA ha sido explorado ampliamente mediante sísmica de multicanal y perforaciones del ODP. La colisión dorsal-fosa que tuvo lugar a lo largo del MPPA causó un levantamiento inicial al que siguió una importante subsidencia (Larter y Barker, 1989). El primer gran avance de la plataforma de hielo en esta región se produjo entre el Mioceno superior y el Plioceno (Larter y Barker, 1989).

A partir de líneas de sísmica de multicanal en la plataforma externa y el talud, Larter y Barker (1989 y 1991) han distinguido cuatro grandes unidades sedimentarias (Fig. 2). La unidad inferior, S4, se prolonga hasta la base del talud, donde se denomina D4. Por encima de ésta aparece la unidad S3, restringida a una zona más interna de la plataforma, y cuyo techo es una superficie erosiva que se extiende hasta la base del

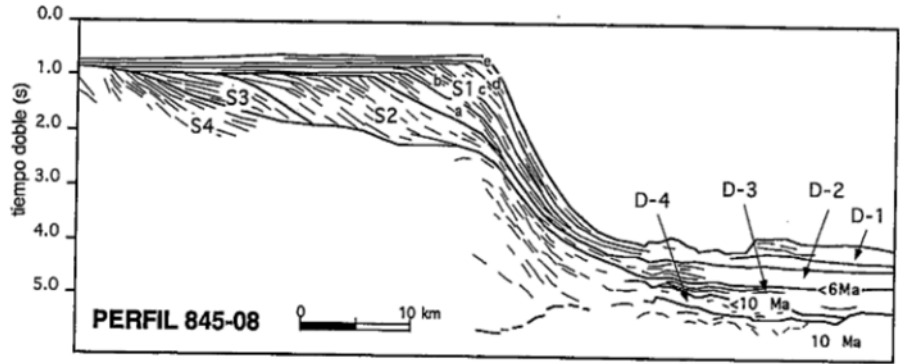


Fig. 2.- Interpretación del perfil 845-08 del margen Pacífico de la Península Antártica (Larter y Barker, 1989). Las cifras, en Ma, corresponden a la edad del basamento deducida a partir de las anomalías magnéticas del fondo oceánico, y a las edades máximas de las unidades sedimentarias que lo recubren.

Fig. 2.- Line drawing of profile 845-08 from the Pacific margin of the Antarctic Peninsula (Larter y Barker, 1989). Numbers indicate the age, in Ma, of the oceanic basement, and the maximum age of the sedimentary units that overly it.

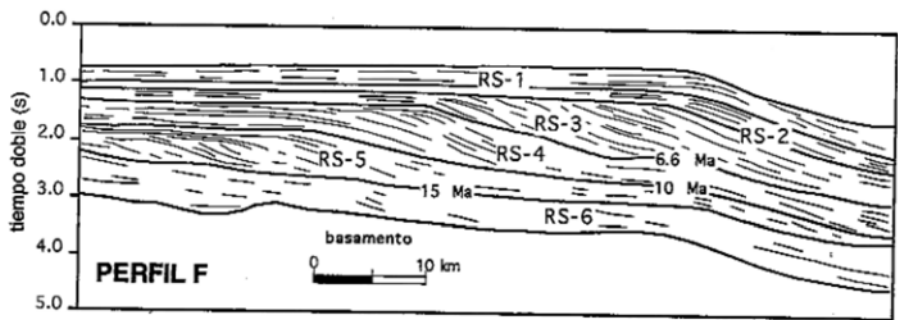


Fig. 3.- Interpretación del perfil F del margen de la Cuenca Oriental del Mar de Ross (Hinz y Block, 1984). Las cifras en las discontinuidades indican la edad de las mismas, deducida a partir de los sondeos 270-272 del DSDP.

Fig. 3.- Line drawing of profile F from the margin of the Eastern Basin of Ross Sea (Hinz y Block, 1984). Numbers in the discontinuities indicate their ages, inferred from the legs 270-272 of DSDP.

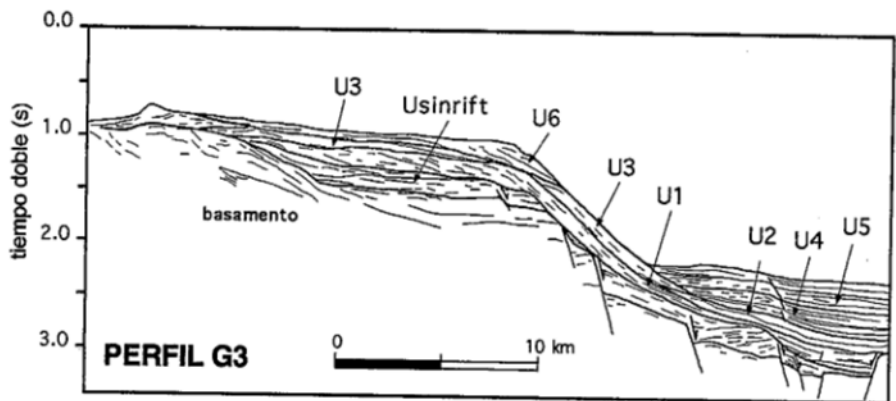


Fig. 4.- Interpretación del perfil G3, en el margen SE de la Cuenca Central de Bransfield.

Fig. 4.- Line drawing of profile G-3 from the SE margin of the Central Bransfield Basin.

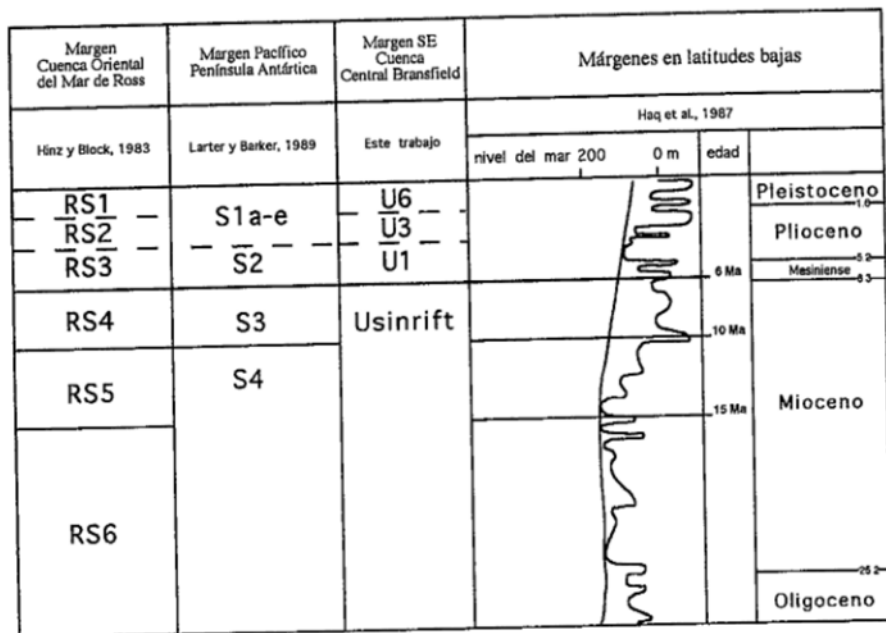


Fig. 5.- Tabla de equivalencias entre las diferentes unidades sedimentarias identificadas en los tres márgenes estudiados.

Fig. 5.- Correspondence table between the different sedimentary units identified on the three studied margins.

talud y coincide con el techo de la unidad de cuenca D3. La unidad S2 muestra unos reflectores internos con una notable inclinación hacia el centro de la cuenca, continuándose hasta la base del talud, donde equivale a la unidad D2. La progradación del margen durante la sedimentación de S3 y S2 es de 22 km, y no se aprecia agradación. En la unidad superior se han distinguido las subunidades S1a, b, c, d y e, las cuales en conjunto forman una cuña progradante que se adelgaza hacia el pie del talud. La progradación de esta unidad es de unos 10 km, y la agradación de unos 600 m en la plataforma.

Larter y Barker (1989), a partir de las anomalías magnéticas registradas en el fondo oceánico, han dado unas dataciones aproximadas de algunas de las discontinuidades sedimentarias identificadas en las líneas sísmicas (Fig. 2)

Margen de la Cuenca Oriental del Mar de Ross (MCOMR):

Esta área se encuentra a unos 5000 km de distancia de la CCB, en el sector pacífico de la Antártida, y está cubierta por una gran plataforma de hielo que drena la mitad sur de la Antártida Occidental y gran parte de la Antártida Oriental (Fig.1). El MCOMR ha sido ampliamente estudiado, particularmente a través de campañas de sísmica de reflexión y de perforaciones, incluyendo un sondeo del DSDP (Hinz y Block, 1984; Bartek et al., 1991; Cooper et al., 1991). En el Mar de Ross, el episodio de extensión inicial fue seguido por la subsidencia conti-

nuada de la Cuenca Oriental, desde el Eoceno hasta la actualidad (Cooper et al., 1991). El primer anclaje de la plataforma de hielo sobre el borde de la plataforma continental tuvo lugar entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior (Anderson y Bartek, 1992).

En el MCOMR se han distinguido seis unidades sedimentarias glaciomarinas sobre un basamento mesozoico (Fig. 3). La base de la unidad RS4 es una superficie de erosión muy laxa. La unidad RS-3 contiene unos reflectores internos que finalizan en downlap sobre una marcada superficie erosiva. La progradación total de las unidades RS4 y RS3 es de 32 km y la agradación de 1300 m, aproximadamente. Las unidades superiores, RS1 y RS2, presentan gran continuidad en los topsets y no se aprecian discontinuidades importantes en su seno. La progradación de estas dos unidades es de unos 2 km y la agradación del orden de 1000 m.

Combinando datos de sísmica de multicanal con los resultados de los «legs» 270-272 del DSDP, Hinz y Block (1983) datan las discontinuidades reconocidas en la plataforma continental (Fig. 3).

Margen SE de la Cuenca Central de Bransfield (CCB):

La CCB ha sido objeto de numerosas campañas de sísmica (Gamboa y Maldonado, 1991; Anderson et al., 1991; Barker y Austin, 1994), pero no se han realizado perforaciones de profundidad media-grande

que permitan datar el basamento y las unidades sedimentarias de la cobertera.

En el talud superior de este margen se han distinguido cuatro unidades sísmicas que cubren el basamento fracturado y deformado (Prieto et al., 1996) (Fig. 4). La unidad inferior también está afectada parcial o totalmente por fallas normales. Este hecho, junto con las discontinuidades internas que presenta, una gran superficie erosiva a techo y sensibles variaciones de espesor, sugieren que dicha unidad se sedimentó durante el período de extensión inicial que condujo a la configuración actual de la CCB. Se trata, por tanto, de la unidad sinrift. Sobre la unidad de sinrift, la unidad U1 es netamente progradante y se extiende hasta el centro de la cuenca. La unidad U3, justo encima de la anterior, alcanza la base del talud y tiene a techo una marcada superficie erosiva. La unidad U6 forma una pequeña cuña progradante en la ruptura de pendiente del talud superior. Las unidades U2, U4 y U5 solo se desarrollan en posición de cuenca, sin equivalentes laterales identificados ni en el talud ni en la plataforma continentales.

Discusión

El desarrollo de las secuencias sedimentarias en los márgenes polares es tan sensible a los factores climáticos (entre los que contamos el eustatismo) como a los movimientos litosféricos verticales. A su vez, el crecimiento de los casquetes polares está directamente relacionado con las fluctuaciones globales del nivel del mar, de cuya interacción con la subsidencia/levantamiento de cada margen concreto resultan unas variaciones relativas del nivel del mar determinadas. En términos generales, el factor climático condiciona sobre todo el número de unidades depositadas, mientras que la subsidencia influye tanto en la creación de espacio de acomodación como en la dinámica y estabilidad de la propia plataforma de hielo.

Es conocido que una tasa de subsidencia elevada favorece la preservación de las unidades sedimentarias marginales. En general, se cree que tanto en el MPPA como en el MCOMR ha tenido lugar una subsidencia rápida en relación con la tasa de aporte de sedimentos al margen (Hinz y Block, 1984). Si fuese de otro modo, los topsets estarían poco desarrollados o ausentes (Larter y Barker, 1989). En el caso concreto de la CCB no se dispone de datos de subsidencia. No obstante, la continuidad de las unidades U1 y U3 hasta la base del talud e incluso el centro de la cuenca (Fig. 4), demuestra una buena preservación de las mismas, o al menos

de parte de ellas. Además, la evolución geodinámica de la CCB (Gràcia, 1996) apunta hacia una tasa de subsidencia considerable durante el período inicial de extensión y rifting, hecho que favorecería la preservación de las unidades sedimentarias. Precisamente, la buena preservación de las unidades U1 y U3 permite realizar una cronostratigrafía comparada con el MPPA y el MCOMR.

Las anomalías magnéticas del basamento en el MPPA, indican que éste tiene una edad de 10 Ma bajo el talud inferior (Larter y Barker, 1991). Esta sería, por tanto, la edad máxima de la secuencia S4, que descansa directamente sobre el basamento (Fig. 2). Esta edad coincide aproximadamente con la que Hinz y Block (1983) han obtenido a partir de los DSDP «legs» 270-272 para la base de la unidad RS-4 del Mar de Ross, 10 Ma (Fig. 3). En el propio MPPA, la discontinuidad D2-D3, que equivale a la base de la unidad de plataforma S2, está datada en 6 Ma. En el Mar de Ross, la base de RS-3 ha sido datada en 6.6 Ma. Estas similitudes indicarían que los eventos que han determinado el desarrollo de las secuencias progradantes y de las discontinuidades que las limitan, tanto en el MCOMR como en el MPPA son contemporáneos o están relativamente próximos en el tiempo. En la CCB, la base de la unidad U1 es una gran superficie erosiva que se extiende más allá de la base del talud, muy similar a las bases de S2 y RS3. Además, la unidad U1 de la CCB representa una gran progradación del margen, como lo hacen S2 y RS3 en el MPPA y el MPPA, respectivamente. Las semejanzas sismoestratigráficas y de configuración apoyan la existencia de una equivalencia cronostratigráfica entre S2, RS3 y U1. Por tanto, la base de U1 tendría una edad aproximada de 6 Ma (Fig. 5).

Las diferencias de potencia y el carácter más o menos agradante o progradante de las unidades equivalentes en los tres sectores estudiados se pueden atribuir a causas locales. Entre éstas, las dimensiones de las plataformas de hielo y de las áreas que drenan, las condiciones térmicas de los casquetes próximos y de las propias plataformas, las tasas de subsidencia tectónica específica de cada zona, y las tasas de aporte sedimentario.

Las unidades S2, RS3 y U1, presentan en los tres sectores estudiados unas tasas de progradación y unos volúmenes superiores a las otras unidades. La discontinuidad basal de estas unidades está próxima, o coincide con la base del Mes-

niense, a 6 Ma, momento en que se produjo un descenso global generalizado del nivel del mar. Este descenso debió estar asociado con un crecimiento marcado de los casquetes polares, con lo que se dieron unas condiciones óptimas para que grandes plataformas de hielo vinculadas a los casquetes originasen grandes volúmenes de depósitos glaciomarineros progradantes (unidades S2, RS-3 y U1).

En contraste las unidades más superficiales (S1 en el MPPA, RS-2 y RS-1 en el MCOMR y U3 y U6 en la CCB) presentan una componente agradacional más neta. Bartek *et al.* (1991) y Alonso *et al.*, (1992) coinciden en que la mayor frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar durante el Plioceno (Haq *et al.*, 1987) influye sobre el tiempo de permanencia de las plataformas de hielo ancladas sobre el sustrato. Esta circunstancia, provocaría una reducción significativa de los aportes sedimentarios al talud superior y el paso de un sistema de edificación preferentemente progradante a otro agradacional.

Conclusiones

La semejanza en la arquitectura de las unidades sísmicas en los tres sectores estudiados es atribuible a la dinámica de las plataformas de hielo de la Antártida Occidental y a la subsidencia continuada de los tres márgenes. Las variaciones en la geometría y el espesor de las unidades se deben a modificaciones introducidas por factores de control locales.

La continuidad de las unidades U1 y U3 desde el talud superior hasta la base del talud en la CCB, indica una tasa de subsidencia suficiente para su preservación. La comparación de éstas con unidades del MPPA y del MCOMR, en la Antártida Occidental, sugiere una edad de 6 Ma para la base de U1.

La edad de la discontinuidad basal de las unidades S2 (MPPA), RS3 (MCOMR) y U1 (CCB), de 6 Ma, coincide aproximadamente con la base del Mesiniense, en que se produjo una bajada global del nivel del mar asociada con el crecimiento de los casquetes polares. En los tres márgenes estudiados, la progradación es máxima inmediatamente después de la discontinuidad de 6 Ma, coincidiendo con una agradación reducida o nula. El aumento en la frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar que se observa desde el Plioceno Superior queda registrado en el carácter agradacional de las unidades superiores en los tres márgenes estudiados.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestra gratitud al C.F. Víctor Quiroga, comandante del BIO Hespérides, a los miembros de la tripulación y a todo el equipo científico que participó en la obtención de datos durante la campaña GEBRA 93. Este trabajo está financiado por el proyecto ANT-93-1008-C03-01. María José Prieto es beneficiaria de una beca de C.P.I. (C.P.I. -16) de la Universitat de Barcelona. El GRQ Geociències Marines de la Universitat de Barcelona ha sido financiado por la Generalitat de Catalunya, subvención GRQ 94/95-1026. La participación de la Universidad de Gante (Bélgica) ha sido financiada por el programa Belga de Investigación en la Antártida, proyecto A3-02-002.

Referencias

- Alonso, B., Anderson, J.B., Díaz, J.I. *et al.* (1992): *Cont. Ant. Res. III*. Ant Res. Ser. 57, 93-103.
- Anderson, J.B., Bartek, L.R., y Thomas, M.A. (1991): En: *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press. 687-691.
- Anderson, J.B. y Bartek, L.R. (1992): *Ant Res. Ser.* 56, 231-263
- Barker, D.H.N. y Austin, J.A. (1994): *Geology*.
- Bartek, L.R., Vail, P.R., Anderson, J.B. *et al.* (1991): *J. Geophys. Res.*, 96, 6753-6778.
- Canals, M., Gràcia, E., Prieto, M.J. *et al.* (1996): *Proc. VII Int. Symp. Ant. E. Sc.*, Siena, Italy (in press).
- Cooper, A.K., Barret, P.J., Hinz, K. *et al.* (1991): *Mar. Geol.* 102, 175-213.
- Gamboa, L.A.P. y Maldonado, P.R. (1991): En: *Antarctica as an Exploration Frontier: Hydrocarbon potential, geology and hazards*. AAPG St. Geol., 31: 127-142.
- Gràcia, E. (1996): *Tesis Doctoral*, Dpt. Geol. Din., Fac. Geologia, Barcelona.
- Gràcia, E., Canals, M., Farrán, M. *et al.* (1996): *Mar. Geophys. Res.*, 18, 1-3.
- Grad, M., Shiobara, H., Janik, T. *et al.* (1996): *Proc. VII Int. Symp. Ant. E. Sc.*, Siena, Italy (in press)
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987): *Science*, vol. 235, 1156-1166.
- Hinz, K. y Block, M. (1984): En: *Proc. World Petroleum Congr., 11th* (London), PD 2, 279-291
- Keller, R.A., Fisk, M.R., White, W.M. *et al.* (1992): *E.P.S.L.* 111, 287-303.
- Larter, R. D. y Barker, P.F. (1989): *Geology*, 17, 731-734.
- Larter, R.D. y Barker, P.F. (1991): En: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 12, 165-186.