

## DESARROLLO DE CUENCAS EXTENSIONALES PROFUNDAS ASOCIADAS CON LA ZONA DE FALLA TRANSCURRENTE DEL LÍMITE DE PLACAS SCOTIA-ANTÁRTICA

F. Bohoyo<sup>1</sup>, J. Galindo-Zaldívar<sup>2</sup>, A. Jabaloy<sup>2</sup>, A. Maldonado<sup>3</sup>, J. Rodríguez-Fernández<sup>3</sup>, A. A. Schreider<sup>4</sup> y E. Suriñach<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, España. f.bohoyo@igme.es

<sup>2</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada.

<sup>3</sup> Instituto Andaluz Ciencias de la Tierra. CSIC/Universidad Granada, Facultad de Ciencias, 18002 Granada.

<sup>4</sup> P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 23, Krasikova 117218 Moscú, Rusia.

<sup>5</sup> Departament de Geologia Dinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona.

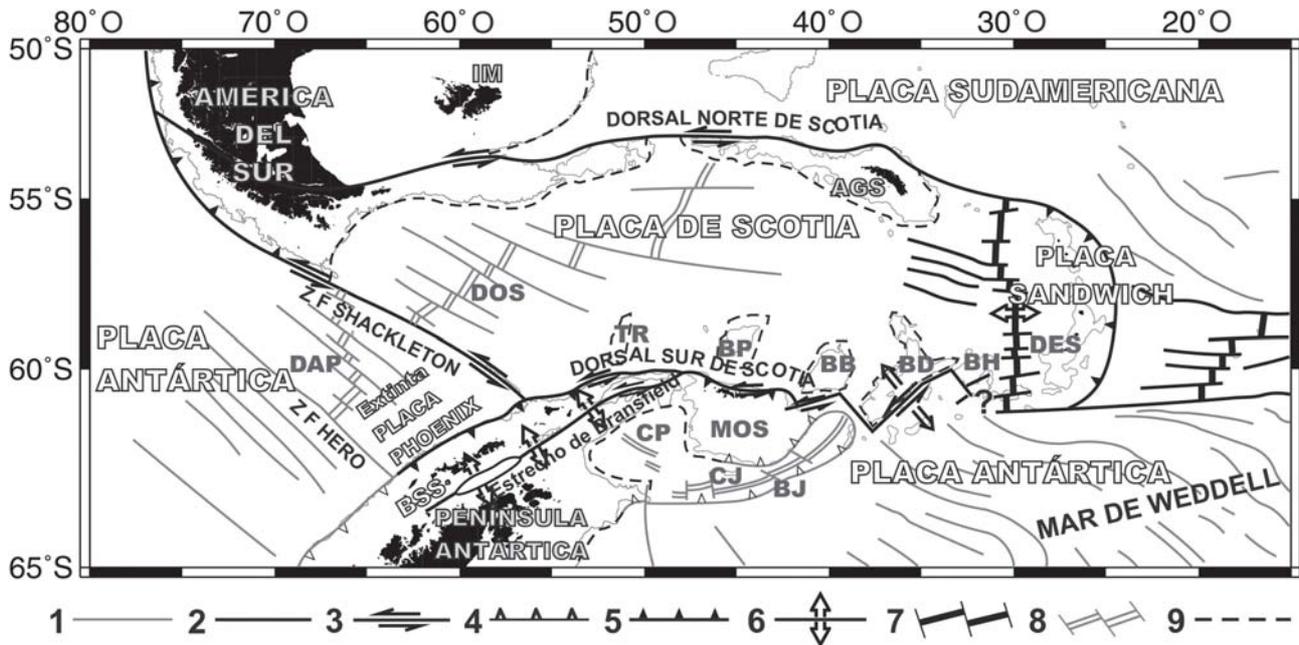
**Resumen:** La fragmentación de la conexión continental entre Sudamérica y la Península Antártica y el desarrollo de las placas Scotia y Sandwich, desde hace 30-35 Ma, son responsables de la configuración actual del Arco de Scotia. El límite de placas Scotia-Antártica constituye una zona tectónica muy compleja, ya que involucra tanto elementos continentales como oceánicos. Las principales estructuras observadas en el área incluyen fallas transcurrentes divergentes y convergentes (*releasing* y *restraining bends*), con cuencas profundas compresivas y extensivas, y entre éstas de separación (*pull-apart*). El sector occidental del límite de placas atraviesa fragmentos de corteza continental, Dorsal Sur de Scotia Occidental, con un amplio desarrollo de cuencas de *pull-apart* y *releasing bends* que tienen profundidades superiores a los 5.000 m y rellenos sedimentarios asimétricos. El borde septentrional del Microcontinente de las Orcadas del Sur, en el sector central, pone en contacto corteza oceánica y continental a lo largo de una amplia zona de cabalgamiento. Finalmente, el sector oriental de la Dorsal Sur de Scotia incluye el Banco Discovery, fragmento de corteza continental derivada de un antiguo arco y con intensa deformación actual, en cuyo borde meridional se desarrolla una cuenca de hasta -5.500 m, debida a la actividad de fallas normales y de salto en dirección. En los sectores occidental y oriental de la Dorsal Sur de Scotia no se ha llegado a desarrollar corteza oceánica, a pesar del adelgazamiento continental extremo. La geometría del límite está condicionada por el diferente carácter reológico, con la mayor parte de la deformación concentrada en los bloques continentales.

**Palabras claves:** fallas transcurrentes divergentes y convergentes, tectónica de placas, reología de la litosfera, Dorsal Sur de Scotia, Antártida.

**Abstract:** The Scotia-Antarctic plate boundary extends along the southern branch of the Scotia Arc, between triple junctions with the former Phoenix plate to the West (57° W) and with the Sandwich plate to the East (30° W). The present arc configuration is related to break-up of the continental connection between South America and the Antarctic Peninsula and the development of the Scotia and Sandwich plates from 30-35 Ma. The Scotia-Antarctic plate boundary is a very complex tectonic zone because both oceanic and continental tectonic blocks are involved. Present-day sinistral transcurrent motion probably began 8 Ma ago. The main active structures observed in the area include releasing and restraining bends, with related deep extensional and compressional basins, and probable pull-apart basins. The western sector of the South Scotia Ridge crosses fragmented continental crust with wide development of pull-apart basins and releasing bends deeper than -5.000m, filled by asymmetric sedimentary wedges. The northern border of the South Orkney Microcontinent, in the central sector, has oceanic and continental crust in contact along a large thrust zone. Finally, the eastern sector of the South Scotia Ridge is located within Discovery Bank, a piece of continental crust from a former arc. In its southern border, strike-slip and normal faults produce a -5.500 m deep trough that may be interpreted as a pull-apart basin. In the eastern and western South Scotia Ridge, despite extreme continental crustal thinning, the basins show no development of oceanic crust. This geometry is conditioned by the distinctive rheological behaviour of the involved crusts, with the bulk concentration of deformation within the rheologically weaker continental blocks.

**Key words:** releasing and restraining bends, plate tectonics, lithosphere rheology, South Scotia Ridge, Antarctica.

Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., Rodríguez-Fernández, J., Schreider, A. A. y Suriñach, E. (2007): Desarrollo de cuencas extensionales profundas asociadas con la zona de falla transcurrente del límite de placas Scotia-Antártica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 89-103.



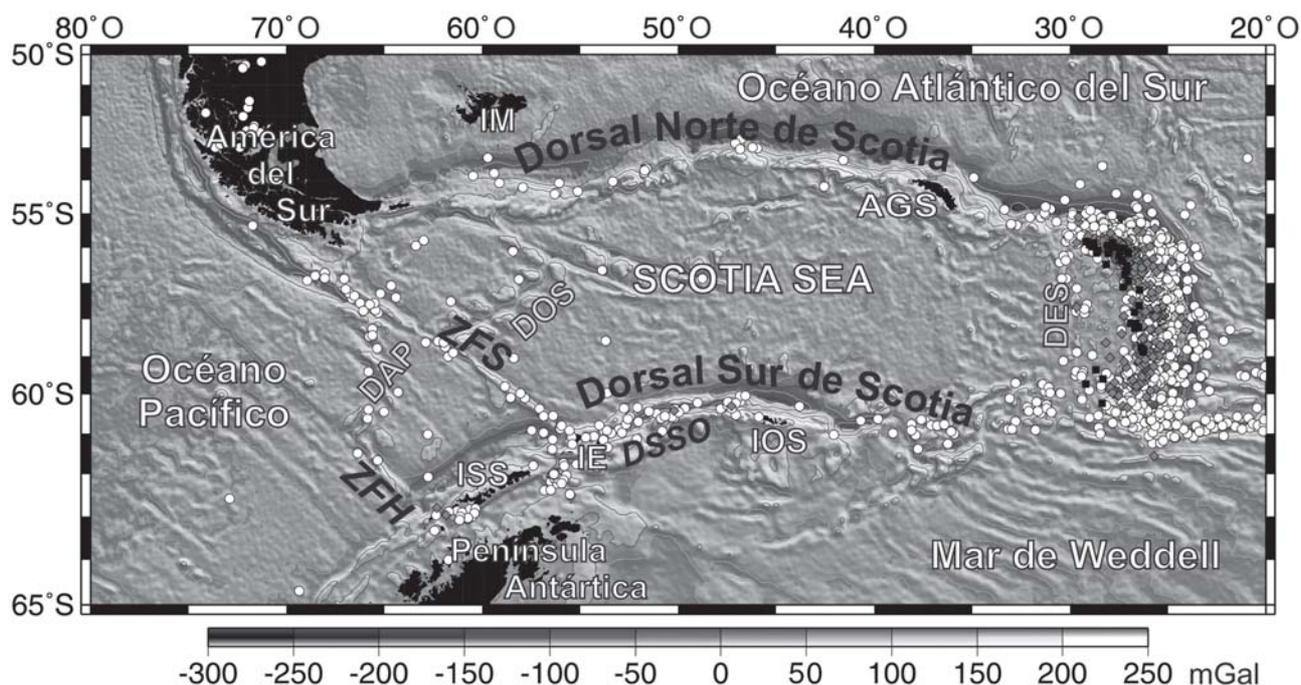
**Figura 1.-** Esquema tectónico del área estudiada dentro del Arco de Scotia (Modificado de Galindo-Zaldívar *et al.* 2002). 1, zona de fractura inactiva. 2, zona de fractura activa. 3, falla transformante o transcurrente. 4, zona de subducción o falla inversa inactiva. 5, zona de subducción activa. 6, rift. 7, eje de expansión activo. 8, eje de expansión inactivo. 9, límite de cortezas, continental-oceánica. BB, Banco Bruce. BD, Banco Discovery. BH, Banco Herdman. BJ, Banco Jane. BP, Banco Pirie. BSS, Bloque Shetland del Sur. CJ, Cuenca Jane. CP, Cuenca Powell. DES, Dorsal Este de Scotia. DOS, Dorsal Oeste de Scotia. DAP, Dorsal Antártica-Phoenix. ZF, Zona de Fractura. AGS, Archipiélago de las Georgias del Sur. IM, Islas Malvinas. MOS, Microcontinente de las Orcadas del Sur. TR, Terror Rise.

El desarrollo del Arco de Scotia entre las placas mayores Sudamericana y Antártica constituye el hito tectónico más importante en el Atlántico meridional desde el Oligoceno. La conexión continental entre Sudamérica y la Península Antártica se rompió durante el desarrollo del Arco, dando lugar a la dispersión de bloques continentales y a la unión de los océanos Atlántico y Pacífico (Barker y Burrell, 1977; King y Barker, 1988; Barker *et al.*, 1991; Livermore *et al.*, 1994; Aldaya y Maldonado, 1996; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Maldonado *et al.*, 1998; Barker, 2001). La parte interna de este arco tectónico está formada por las placas menores de Scotia (que le da nombre) y Sandwich, principalmente compuesta de corteza oceánica y separadas entre sí por una dorsal de expansión activa, la Dorsal Este de Scotia (Fig. 1). Los límites septentrional y meridional del Arco de Scotia tienen una orientación general E-O y acomodan el movimiento relativo de componente sinestrosor entre las placas Sudamericana y Antártica. Sin embargo, tanto el límite oriental como el occidental del arco tectónico muestran diferente carácter. Mientras que el límite oriental queda determinado por la subducción activa de la placa Sudamericana bajo la placa Sandwich (BAS, 1985; Livermore *et al.*, 1997; Larter *et al.*, 2003; Livermore, 2003), el occidental se localiza en la Zona de Fractura Shackleton, una zona de falla activa de orientación NO-SE de carácter transpresivo sinistral con desarrollo de importantes relieves y pequeñas cuencas de *pull-apart* (Maldonado *et al.*, 1998; Livermore *et al.*, 2000, 2004; figuras 1 y 2).

La evolución tectónica del Arco de Scotia y del límite de placas Scotia-Antártica ha determinado la

individualización y amalgamación de un importante número de elementos oceánicos y continentales. El sector meridional de la placa de Scotia está formado por la expansión oceánica de la Dorsal Oeste de Scotia y de varias cuencas pequeñas (Cuencas Protector, Dove y Scan; figura 3) limitadas por bloques de corteza continental adelgazada (Terror Rise y Bancos Pirie, Bruce y Discovery; figura 3). La Placa Antártica en este sector está formada tanto por corteza continental como oceánica. Hacia el NE, la corteza continental de la Península Antártica da paso a la Cuenca Powell, de naturaleza oceánica, formada por la deriva hacia el Este del Microcontinente de las Orcadas del Sur (MOS) (King y Barker, 1988; Barker *et al.*, 1991; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1994, 1997; Eagles y Livermore, 2002). La Cuenca y el Arco Jane, que se localizan en el borde S y SE del MOS, constituyen un sistema de arco y cuenca de retroarco relacionado con la subducción de la corteza oceánica del Mar de Weddell. Hacia el Este, un complejo conjunto de bloques continentales al Sur del Banco Discovery muestran evidencias de la actividad tectónica asociada al límite activo de placas (Maldonado *et al.*, 1998; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2002; figura 1).

La distribución de los epicentros de terremotos marca los límites de placas alrededor del Arco de Scotia (Fig. 2). La mayor parte de la actividad sísmica se concentra en la parte oriental del arco, donde la placa Sudamericana se introduce bajo la placa Sandwich. Todos los eventos profundos (> 150 km) e intermedios (50-150 km) se concentran aquí, mientras que los otros límites están descritos por eventos



**Figura 2.-** Mapa de anomalía gravimétrica de aire-libre GEOSAT (Livermore *et al.*, 1994; Sandwell y Smith, 1997) que incluye la situación de los epicentros de terremoto (1973-2004) (NEIC-National Earthquake Information Center; USGS <http://www.neic.cr.usgs.gov>). Eventos superficiales (< 50 km), círculos blancos; intermedios (50 a 150 km), rombos grises y profundos (> 150 km), cuadros negros. DES, Dorsal Este de Scotia. DAP, Dorsal Antártica-Phoenix. DSSO, Dorsal Sur de Scotia Occidental. IE, Isla Elefante. AGS, Archipiélago de las Georgias del Sur. IM, Islas Malvinas. IOS, Islas Orcadas del Sur. ISS, Islas Shetland del Sur. ZFS, Zona de fractura Shackleton.

superficiales (0-50 km). La segunda región con mayor actividad tectónica se localiza en la Dorsal Sur de Scotia Occidental (DSSO), entre las Islas Shetland del Sur y las Islas Orcadas del Sur (Fig. 2). El análisis de los mecanismos focales de terremotos apunta un régimen regional de esfuerzos caracterizado por una compresión de dirección NE-SO y extensión perpendicular de dirección NO-SE, con perturbaciones locales (Pelayo y Wiens, 1989; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Giner-Robles *et al.*, 2003 y Thomas *et al.*, 2003).

El objetivo de este trabajo es analizar en detalle y establecer la deformación relacionada con el límite de placas Scotia-Antártica, principalmente el desarrollo de cuencas profundas de *pull-apart* y estructuras de *releasing bends* dentro de fragmentos de corteza continental. Se describen las principales estructuras de la Dorsal Sur de Scotia a partir de datos batimétricos, gravimétricos y perfiles de sísmica multicanal (SMC), junto con datos globales de gravimetría y batimetría derivados de satélite (Sandwell y Smith, 1997 y Smith y Sandwell, 1997). Además se ha tenido en cuenta la sismicidad en la región para determinar la actividad tectónica actual.

### Método y Datos

En los últimos 15 años se ha adquirido un importante conjunto de datos geofísicos en la rama meridional del Arco de Scotia durante diversas campañas a bordo del buque oceanográfico Hespérides.

Estos datos incluyen perfiles de sísmica multicanal (SMC), gravimetría, magnetometría y sonda multihaz, obtenidos en perfiles perpendiculares y paralelos al límite de placas Scotia-Antártica. La mayor parte de los datos usados en este trabajo provienen de las campañas HESANT92-93 y SCAN-97.

Los perfiles de SMC se obtuvieron con una sarta de 5 cañones de aire BOLT con un volumen total de 22,4 l y un *streamer* de 2,4 km de longitud y 96 canales. El intervalo de disparo fue de 50 m. Los datos fueron registrados en un sistema digital DFS V con un intervalo de grabación de 2 ms en registros de 10 s de longitud. La secuencia de procesamiento convencional incluye migración con el sistema DISCO/FOCUS. Los datos de batimetría multihaz se adquirieron con la sonda SIMRAD EM-12.

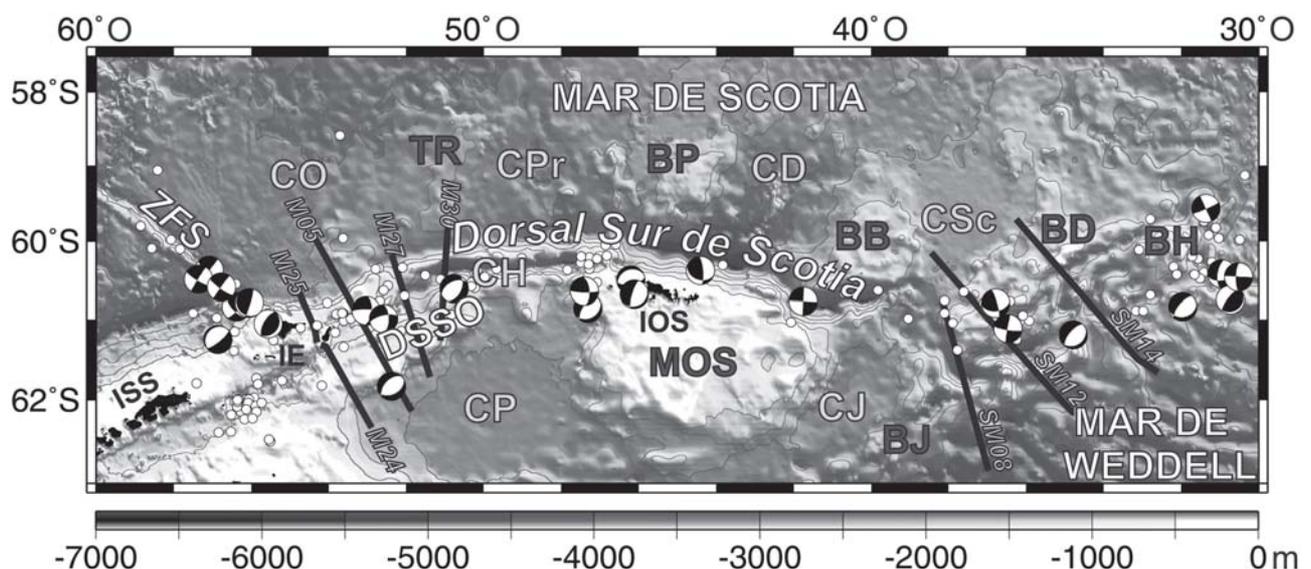
Los datos gravimétricos se obtuvieron en la campaña SCAN97, con un gravímetro marino BGM-3 Bell Aerospace. La anomalía gravimétrica de aire libre fue calculada con el programa Lanzada. Además, se han tenido en cuenta los datos de aire libre y gravimétricos procedentes del satélite GEOSAT (Sandwell y Smith, 1997; Smith y Sandwell, 1997). Los modelos gravimétricos se han desarrollado con el programa GRAVMAG (Pedley *et al.*, 1993) a partir de la anomalía gravimétrica de aire libre medida en el barco. La geometría de los modelos se ha inferido a partir de la interpretación de los perfiles de SMC, donde se han determinado los principales contactos corticales. De esta forma se ha delimitado la geometría del fondo oceánico, de todos los cuerpos sedimentarios y la parte superior de todos los cuerpos

de corteza continental y oceánica. También, en algunos casos se ha podido calcular la profundidad, a partir de reflectores profundos, del límite inferior de la corteza oceánica (Moho). En la transformación de tiempo-profundidad de estos límites, de tiempo doble (segundos) a profundidad (metros), se han tenido en cuenta los análisis de velocidad obtenidos en el procesamiento de la sísmica multicanal y las velocidades obtenidas en un experimento de sísmica de refracción, realizado en 1972 por el British Antarctic Survey cerca del área de estudio, concretamente en la Cuenca Powell (King *et al.*, 1997). La atribución de densidad de los cuerpos en la modelización gravimétrica se ha realizado considerando la litología en la región y la posible naturaleza cortical de los diferentes elementos involucrados (Barker *et al.*, 1984; King y Barker, 1988; King *et al.*, 1997). Se han utilizado los valores tabulados para las distintas litologías de Telford *et al.*, 1990, con variaciones menores para lograr un mejor ajuste entre anomalías gravimétricas observadas y asociadas a los modelos (manto, 3,35 g/cm<sup>3</sup>; basamento de la corteza continental, 2,67 g/cm<sup>3</sup>; corteza de naturaleza intermedia, 2,80 g/cm<sup>3</sup>; basamento de la corteza oceánica, 2,88 a 3,00 g/cm<sup>3</sup>; sedimentos, 2,30 a 2,50 g/cm<sup>3</sup> y agua marina 1,03 g/cm<sup>3</sup>). Estos valores de densidad son similares a los utilizados en otros modelos gravimétricos en el Microcontinente de las Orcadas del Sur (King y Barker, 1988) y en el Mar de Weddell meridional (Ferris *et al.*, 2000), en contexto tectónicos similares. Además se han tenido en cuenta la relación que existe entre las velocidades de propagación de las ondas P y S ( $V_P$  y  $V_S$ ) y la densidad de las rocas resumida en las curvas Nafe-Drake (Ludwig *et al.*, 1970) para la mayoría de las rocas comunes de naturaleza sedimentaria, metamórfica e ígnea.

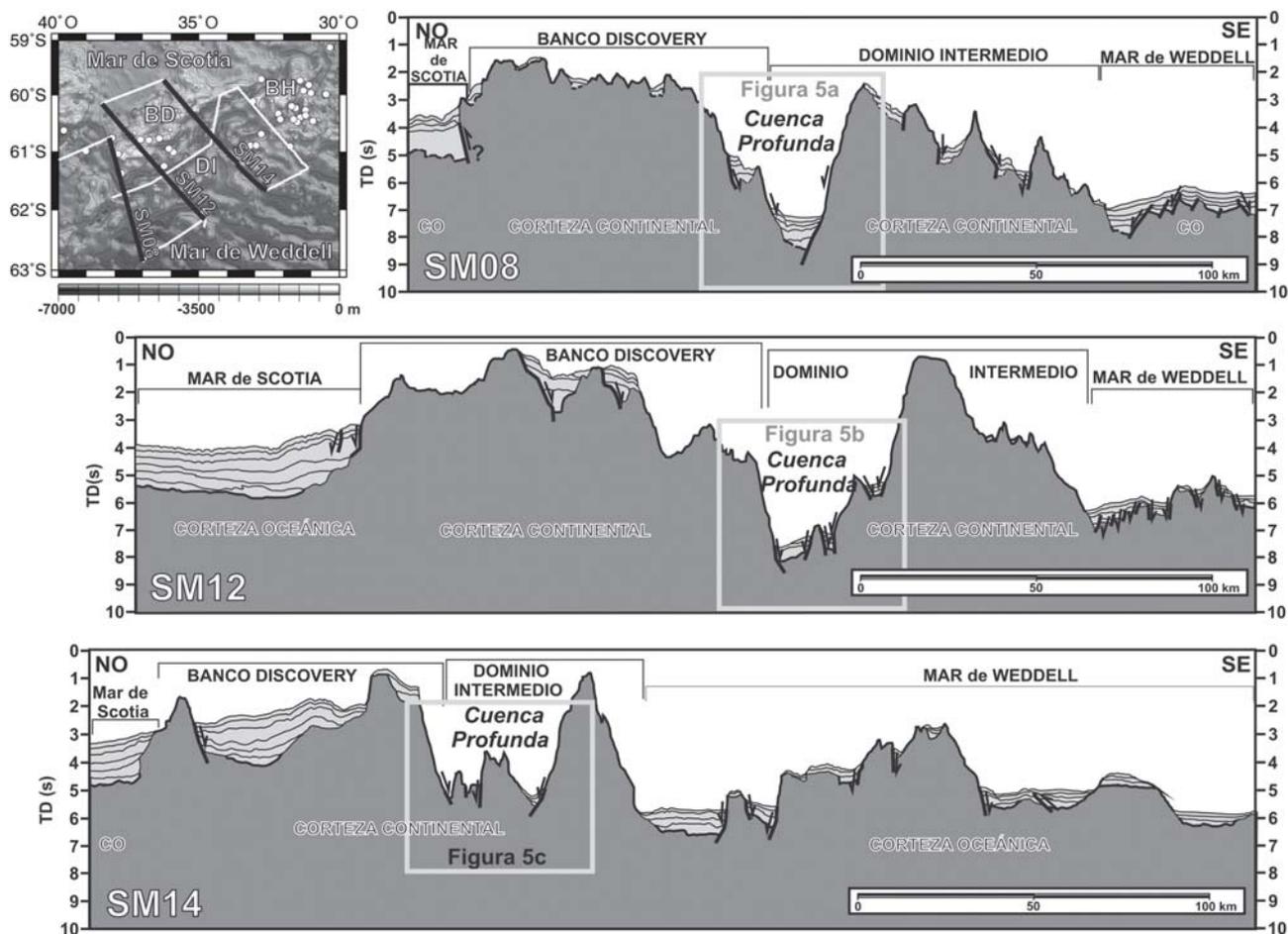
### El límite de placas Scotia-Antártica: La Dorsal Sur de Scotia

La rama meridional del Arco de Scotia está formada por un conjunto complejo de altos submarinos y cuencas pequeñas y estrechas desarrolladas en una corteza continental adelgazada y que constituyen la Dorsal Sur de Scotia (DSS), que se extiende desde la terminación NE del estrecho de Bransfield hasta el límite oriental del Banco Discovery. Esta barrera continental separa las cortezas oceánicas del Mar de Scotia al Norte y del Mar de Weddell al Sur y formó parte de la conexión continental entre América del Sur y la Península Antártica (Fig. 1).

La deformación actual en esta dorsal, deducida de los mecanismos focales y los perfiles de SMC, es principalmente resultado de la actuación de fallas sinistrorsas de carácter diverso. De Este a Oeste las fallas deforman la parte central y meridional del Banco Discovery, localizado en el sector oriental de la DSS, continúan a lo largo del borde septentrional del Microcontinente de las Orcadas del Sur en la parte central de la DSS (Fig. 3). En los bloques continentales de la DSSO, las fallas muestran un carácter transtensivo de componente sinistrorso (Acosta y Uchupi, 1996; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996); y finalmente el desplazamiento es transferido a las fallas normales en el Estrecho de Bransfield, localizadas entre el bloque de las Shetland del Sur y la Península Antártica (Acosta y Uchupi, 1996; Aldaya y Maldonado, 1996; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996, 2004; González-Casado *et al.*, 2000; figuras 1 y 3). El límite septentrional de la parte central y occidental de la Dorsal Sur de Scotia está caracterizado por una zona de subducción que superpone los bloques continentales de la dorsal sobre la corteza oceánica de la placa de Scotia. El extremo



**Figura 3.-** Mapa de batimetría derivada de satélite del área estudiada (Smith y Sandwell, 1997) que incluye la situación de los perfiles de las campañas HESANT92-93 y SCAN97. Los mecanismos focales de terremotos del CMT (Dziewonski *et al.*, 1981). BB, Banco Bruce. BD, Banco Discovery. BH, Banco Herdman. BJ, Banco Jane. BP, Banco Pirie. CD, Cuenca Dove. CJ, Cuenca Jane. CO, Cuenca Ona. CP, Cuenca Powell. CPr, Cuenca Protector. CSC, Cuenca Scan. DSSO, Dorsal Sur de Scotia Occidental. IE, Isla Elefante. IOS, Islas Orcadas del Sur. ISS, Islas Shetland del Sur. MOS, Microcontinente de las Orcadas del Sur. TR, Terror Rise. ZFS, Zona de fractura Shackleton.



**Figura 3.-** Mapa de batimetría derivada de satélite del área estudiada (Smith y Sandwell, 1997) que incluye la situación de los perfiles de las campañas HESANT92-93 y SCAN97. Los mecanismos focales de terremotos del CMT (Dziewonski *et al.*, 1981). BB, Banco Bruce. BD, Banco Discovery. BH, Banco Herdman. BJ, Banco Jane. BP, Banco Pirie. CD, Cuenca Dove. CJ, Cuenca Jane. CO, Cuenca Ona. CP, Cuenca Powell. CPr, Cuenca Protector. CSc, Cuenca Scan. DSSO, Dorsal Sur de Scotia Occidental. IE, Isla Elefante. IOS, Islas Orcadas del Sur. ISS, Islas Shetland del Sur. MOS, Microcontinente de las Orcadas del Sur. TR, Terror Rise. ZFS, Zona de fractura Shackleton.

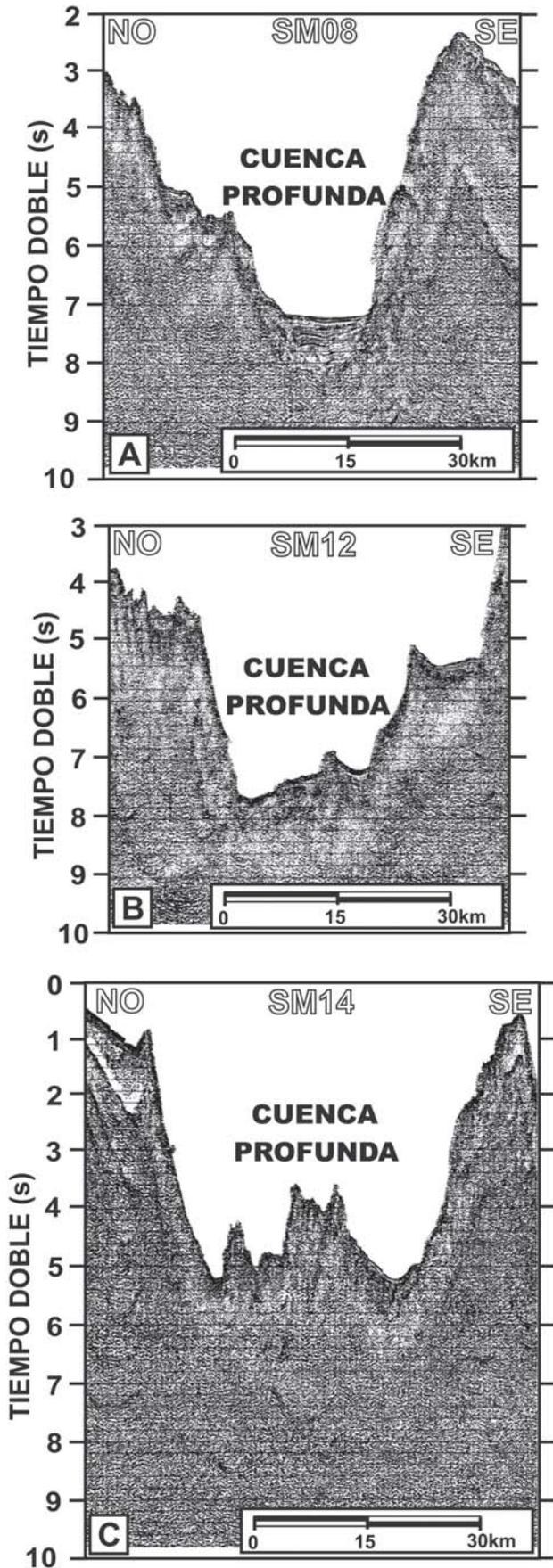
occidental de la Dorsal Sur de Scotia es una región compleja donde la Zona de Fractura Shackleton corta a la propia dorsal. La corteza oceánica engrosada de la Zona de Fractura Shackleton (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2000; Maldonado *et al.*, 2000; Livermore *et al.*, 2004), con relieves positivos relativos y que constituye el límite occidental entre las placas Antártica y de Scotia, subduce bajo el borde septentrional del bloque continental de las Shetland del Sur. Esta subducción provoca un engrosamiento cortical y el levantamiento de la Isla Elefante, donde afloran esquistos azules (Trouw *et al.*, 2000; figuras 1 y 3). Hacia el Oeste, esta zona de subducción es más activa, con una fosa bien desarrollada en las Shetland del Sur, donde separa la placa Antártica (extinta placa Phoenix) del Bloque de las Shetland del Sur (Fig. 1).

#### Banco Discovery

El Banco Discovery constituye el fragmento de corteza continental más extenso del sector oriental de la Dorsal Sur de Scotia (Figs. 3-6). Los datos disponibles sugieren que la corteza es de naturaleza continental, como demuestra su batimetría somera de hasta 700 m de profundidad, la presencia de amplias

anomalías magnéticas debidas a intrusiones en la corteza continental de rocas ígneas básicas, típicas del Margen Pacífico de la Península Antártica (Garrett *et al.*, 1987), las velocidades de tomografía sísmica (Vuan *et al.*, 2005) y las facies sísmicas observadas en los perfiles de sísmica multicanal (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2002; Vuan *et al.*, 2005). Los métodos anteriores no han permitido distinguir la geometría de la discontinuidad de Moho. Por ello los modelos gravimétricos desarrollados a lo largo de varios perfiles, junto con los perfiles de SMC (Figs. 4-6) nos han permitido determinar un espesor cortical de al menos 14 km en la parte central del Banco. En la parte septentrional del Banco Discovery se sitúa la corteza oceánica del Mar de Scotia, este límite está ahora cubierto por un relleno sedimentario de gran espesor y con escasa deformación (Fig. 4). Se han identificado localmente algunas fallas inversas o subverticales de dirección NE-SO.

El borde meridional, sin embargo, es más complejo: el Banco Discovery está limitado por grandes fallas normales y activas con escarpes de hasta 4.500 m, que aíslan varias cuencas colgadas, y que desarrollan una cuenca estrecha y profunda que llega a alcanzar hasta 5.500 m de profundidad. Los perfiles sísmicos, las anomalías gravimétricas y los datos



**Figura 5.-** Vista de detalle de los segmentos de los perfiles de SMC SM08 (a), SM12 (b) y SM14 (c) que muestran la Cuenca Profunda en el interior del Banco Discovery. Situación en figura 4.

batimétricos disponibles sugieren que estas fallas tienen una orientación ENE-OSO y un buzamiento hacia el SE en este borde. La «Cuenca Profunda» (Fig. 4) es irregular, mientras que hacia el Oeste (perfil SM08) el borde meridional es el más neto, en la parte central (perfil SM12) la cuenca está ligeramente basculada hacia el Norte, con bordes irregulares. Hacia el Este (perfil SM14), la cuenca muestra cierta simetría con un alto central (Figs. 4 y 5).

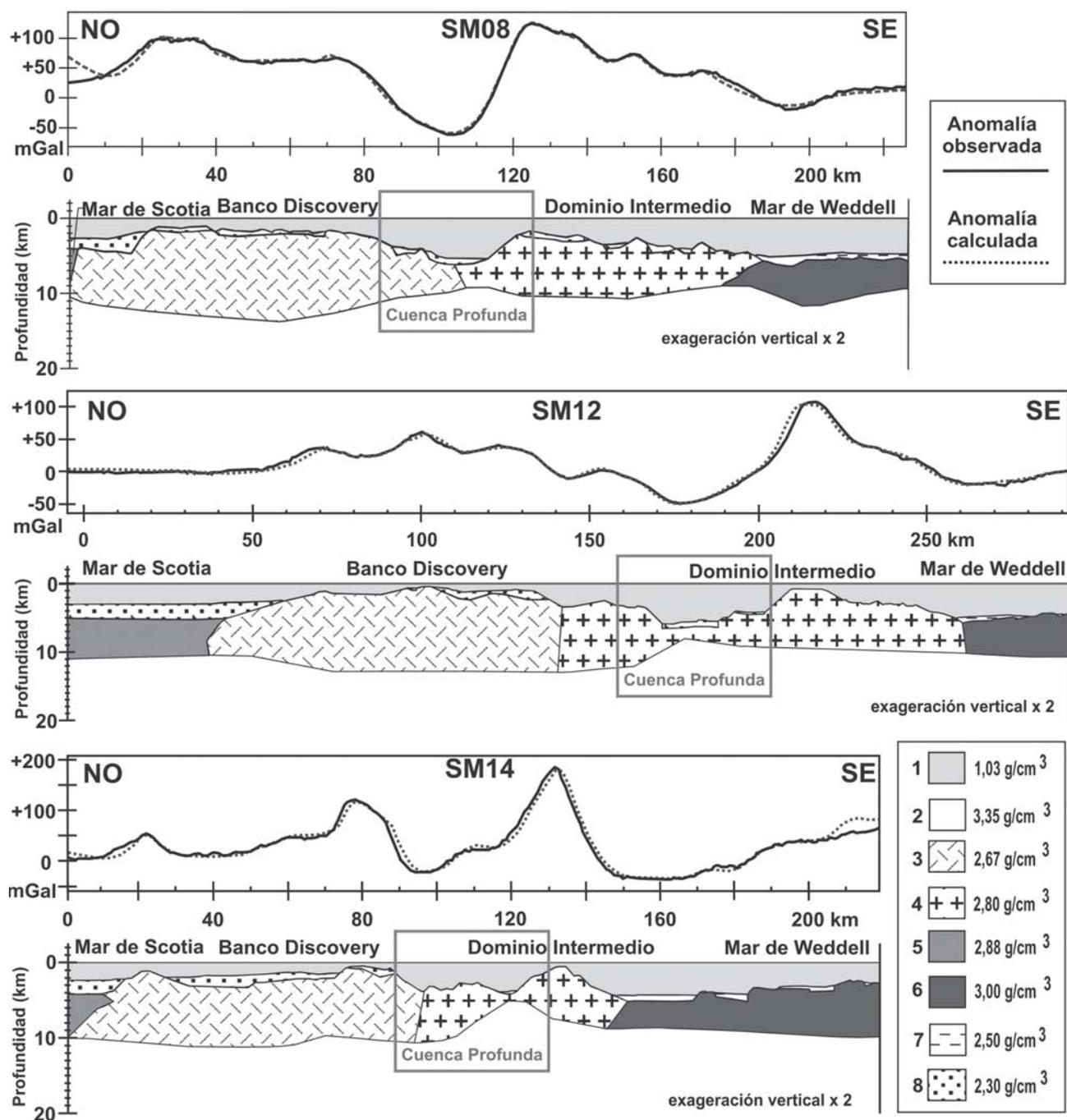
El espesor del registro sedimentario en la cuenca decrece progresivamente hacia el Norte (Figs. 4 y 5). Aunque el basamento se sitúa a grandes profundidades, los perfiles sísmicos (Figs. 4-5) muestran que la corteza es continental. Los modelos gravimétricos confirman que el basamento podría ser de naturaleza continental o intermedia, con el manto en una posición muy superficial (Fig. 6).

Se identifica otro alto batimétrico elongado secundario paralelo a la «Cuenca Profunda» y al borde meridional del Banco Discovery. Los datos de gravedad y los de SMC sugieren su pertenencia a un dominio cortical de naturaleza intermedia (Figs. 4 y 6). Este alto está ampliamente deformado por fallas normales. Hacia el NE éste es muy estrecho, mientras que hacia el SO se hace más ancho y asimétrico, y desarrolla cuencas colgadas, preferentemente en el talud meridional.

El dominio de corteza intermedia está limitado hacia el Sur por la corteza oceánica del Mar de Weddell, la cual está ligeramente más profunda que la corteza oceánica del Mar de Scotia (Figs. 4 y 6). La cobertura sedimentaria en el Mar de Weddell es escasa y probablemente está condicionada por las corrientes oceánicas (Maldonado *et al.*, 2005).

Al Sur del Banco Discovery, los epicentros y los escarpes de falla expuestos indicarían la actividad actual y reciente de las fallas situadas en los bordes de la Cuenca Profunda (Figs. 4 y 5). Sin embargo, el límite corteza continental-oceánica, tanto hacia el Norte con el Mar de Scotia como hacia el Sur con el Mar de Weddell, está generalmente sellado por sedimentos sin deformar o poco deformados que demuestran, junto a la ausencia de sismicidad, la inactividad actual de estos contactos tectónicos mayores.

Aunque la geometría de las fallas está determinada a partir de la interpretación de los perfiles sísmicos, las anomalías gravimétricas y los datos batimétricos disponibles, la cinemática actual de las fallas se establece en función del desplazamiento vertical observado en los perfiles de SMC (Figs. 4 y 5) y de los mecanismos focales de terremotos calculados por Pelayo y Wiens (1989) y por CMT (Harvard Seismology Centroid Moment Tensor Catalog; Dziewonski *et al.*, 1981) (Fig. 3). En el sector oriental y central del borde meridional del Banco Discovery, Cuenca Profunda y Dominio Intermedio, las fallas tienen una orientación NE-SO y salto normal, responsable del desarrollo y el adelgazamiento cortical. Hacia la parte SO del Banco Discovery y



**Figura 6.-** Perfiles y modelos de anomalía gravimétrica de aire libre para los perfiles SM08, SM12 y SM14 en el Banco Discovery. Situación en Fig. 4. 1, agua marina 1,03 g/cm<sup>3</sup>. 2, manto 3,35 g/cm<sup>3</sup>. 3, basamento de la corteza continental 2,67 g/cm<sup>3</sup>. 4, corteza de naturaleza intermedia 2,80 g/cm<sup>3</sup>. 5 y 6, basamento de la corteza oceánica 2,88 y 3,00 g/cm<sup>3</sup>. 7 y 8, relleno sedimentario muy consolidado a menos consolidado 2,50 a 2,30 g/cm<sup>3</sup>. Ver texto (Método y datos) para discusión.

dentro del mismo, dominan los mecanismos focales de salto en dirección. Las fallas activas son probablemente sinestrasas de direcciones ENE-OSO a E-O, tal y como indica la alineación de epicentros de terremotos y que concuerda con uno de los planos nodales de los mecanismos focales (Figs. 3, 4 y 5). Sí el plano de falla fuera el orientado N-S, la falla sería dextrorsa, lo que produciría el desplazamiento de los bordes de la cuenca y el cierre de la parte oriental de la Cuenca Profunda. Este hecho no se observa en los datos disponibles, por lo que descartamos esta posibilidad.

#### *Microcontinente de las Orcadas del Sur*

El Microcontinente de las Orcadas del Sur (MOS) representa el mayor fragmento (~70.000 km<sup>2</sup>) de corteza continental de la parte meridional del Arco de Scotia. Está formado por rocas metamórficas de bajo grado de edad triásica, parte de un prisma de acreción, y por conglomerados discordantes de edad Jurásico Superior que afloran en las Islas Orcadas del Sur (King y Barker, 1988; Trouw *et al.*, 1997; figura 3). En los sectores meridional y oriental del MOS y en margen oriental de la Cuenca Powell, los datos

magnéticos indican anomalías de gran amplitud (500-1.000 nT), que pueden estar relacionadas con intrusiones de rocas ígneas básicas, que pertenezcan bien al cinturón de la Anomalía del Margen Pacífico (Garrett *et al.*, 1987; King y Barker, 1988 y Suriñach *et al.*, 1997) o a la subducción de la corteza oceánica del Mar de Weddell bajo el MOS (King y Barker, 1988; Bohoyo *et al.*, 2002). Además se han dragado basaltos alcalinos de edad pliocena hasta la actualidad en los márgenes septentrional y meridional de la Cuenca Powell (Barber *et al.*, 1991). El MOS está afectado por fallas normales que producen estructuras de altos y fosas tectónicas y determinan la variabilidad del relleno sedimentario desde el Eoceno hasta la actualidad. Las depresiones más recientes en el MOS están orientadas N-S y se relacionan con la fragmentación oligocena asociada a la apertura de la Cuenca Powell (King y Barker, 1988).

El borde septentrional del MOS es un margen transpresivo activo y está caracterizado por una zona de falla activa de transcurrencia sinistrorsa que afecta a un límite de placas curvo. Debido a la geometría serrada del margen los movimientos oblicuos relativos producen diferentes tipos de deformación, con secciones compresivas, de salto en dirección y extensivas, dependiendo de la orientación del límite respecto al movimiento relativo de las placas. En general, el borde septentrional del MOS se caracteriza por un mínimo gravimétrico elongado y muy marcado (Figs. 2 y 3) que se asocia con el cabalgamiento o desplazamiento transcurrente sinistro del MOS respecto a la placa de Scotia. Entre el MOS y el Banco Bruce se sitúa una depresión orientada aproximadamente E-O controlada por fallas de salto en dirección paralelas a sus bordes, tal y como sugieren los mecanismos focales de terremotos (Fig. 3). El margen NNE del MOS, con una orientación ONO-ESE, se caracteriza por una componente convergente que produce la subducción de la Placa de Scotia bajo el MOS (Placa Antártica), tal y como proponen Kavoun y Vinnikovskaya (1994); Klepeis y Lawver, (1996); Lodolo *et al.* (1997); Maldonado *et al.* (1998) y Busetti *et al.* (2000). Hacia el NO, aun cuando la actividad sísmica está localizada cerca del límite continente-océano, existen fallas activas con sismicidad asociada que deforman el margen y que también se localizan dentro del propio MOS donde se observa un grupo de epicentros de terremotos (Fig. 3).

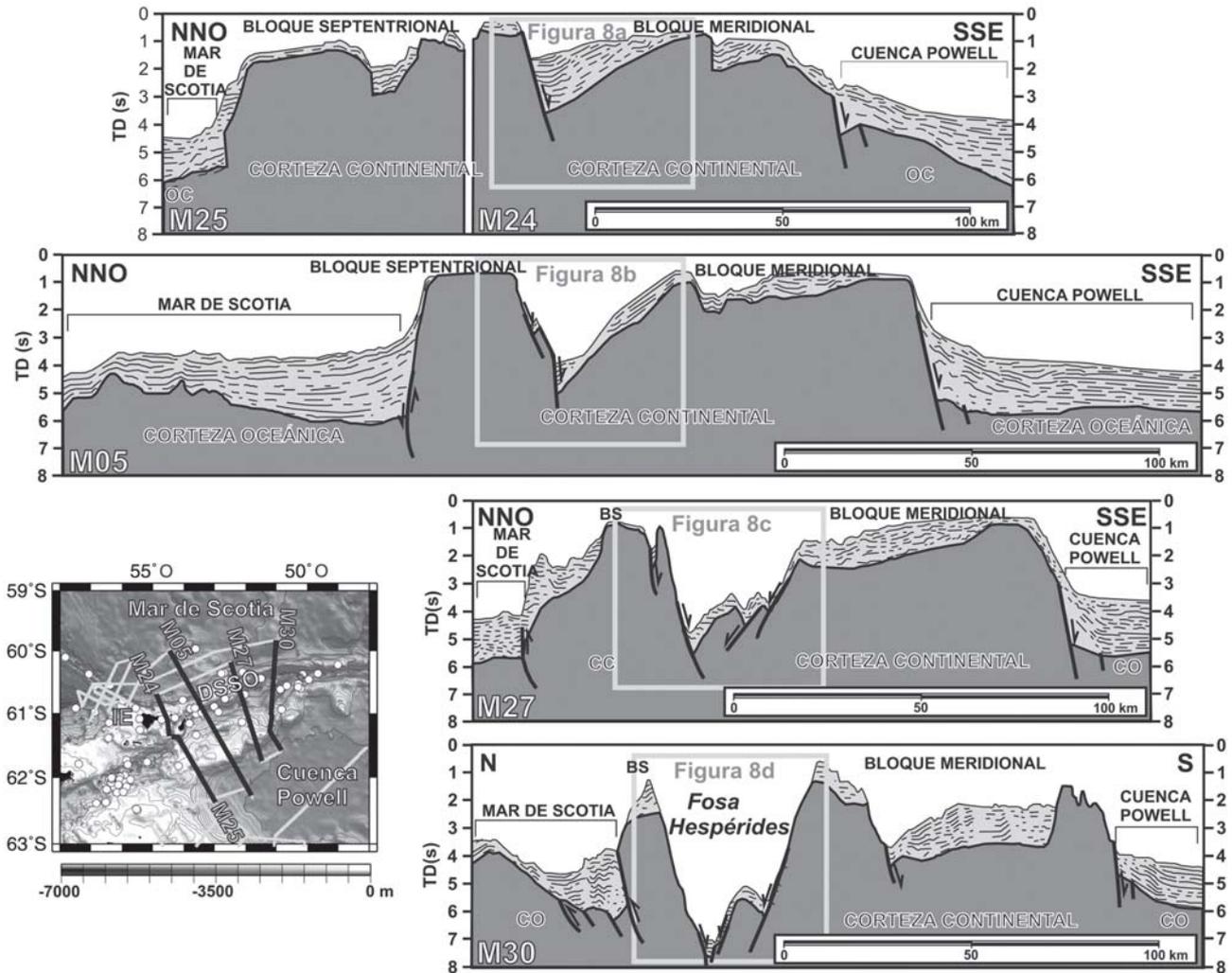
La estructura interna del MOS y de su margen meridional es el resultado de un proceso heterogéneo de fragmentación continental, ahora inactivo, con fallas selladas y sin sismicidad (King y Barker, 1988; Bohoyo, 2004). Los procesos de adelgazamiento y estiramiento de la corteza continental que ocurrieron durante la deriva hacia el Este del MOS respecto a la Península Antártica, entre el Eoceno Superior y el Mioceno Inferior (35-18 Ma), abrieron la Cuenca Powell y definió el borde occidental del MOS. La expansión oceánica tuvo lugar entre los 26 y los 17,6

Ma (Coren *et al.*, 1997), aunque se han propuesto edades más antiguas (29,7 a 21,1 Ma, Eagles y Livermore, 2002). En la parte central de la cuenca se localiza, de forma discontinua y con orientación NO-SE, la extinta dorsal de expansión (King y Barker, 1988; Coren *et al.*, 1997; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Eagles y Livermore, 2002). La fragmentación de los bordes meridional y oriental está ligada al desarrollo de la Cuenca Jane y a la subducción de la corteza oceánica del Mar de Weddell bajo el borde meridional del MOS (King y Barker, 1988; Bohoyo *et al.*, 2002; Bohoyo, 2004). La inactividad de los márgenes oriental, meridional y occidental del MOS, a lo largo de las dorsales oceánicas de expansión de las cuencas Powell y Jane, determina que todos estos elementos formen parte de la Placa Antártica desde hace 14 Ma (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Bohoyo *et al.*, 2002).

#### *Dorsal Sur de Scotia Occidental*

La Dorsal Sur de Scotia Occidental (DSSO) (Fig. 3) está formada por corteza continental, probablemente de naturaleza similar a la de la Península Antártica, localizada al Oeste, y a la del MOS situado al Este (Fig. 3). Los datos de anomalía magnética (Suriñach *et al.*, 1997) sugieren que en la parte meridional de la dorsal se han emplazado rocas ígneas básicas correspondientes a la prolongación NE de la Anomalía del Margen Pacífico (Garrett *et al.*, 1987). El basamento está expuesto en los altos (Fig. 7). La edad de los sedimentos que rellenan las cuencas internas es desconocida. La dorsal continental está rodeada hacia el Norte por las cortezas oceánicas de las Cuencas Ona y Protector, y por la corteza continental adelgazada del Terror Rise (Fig. 3). La corteza oceánica de la llanura abisal de la Cuenca Ona se formó por la expansión oceánica de la Dorsal Oeste de Scotia, ahora extinta y localizada en el centro del Paso del Drake (BAS, 1985; figura 1). El crón de anomalía magnética C8 (27,027 Ma) está bien identificado (BAS, 1985; Eagles *et al.*, 2005), aunque se ha reconocido cerca de la DSSO el crón C10 (28,7 Ma) (Lodolo *et al.*, 1997; Geletti *et al.*, 2005). El Terror Rise (Fig. 3), formado por corteza continental adelgazada, representa una elevación elongada entre -2.000 m y -3.500 m de profundidad y de dirección NNE-SSO, que separa las cuencas Ona y Protector. La Cuenca Protector tiene unos 250 km de anchura y es parte de la llanura abisal con profundidades entre los 3.000 y 4.000 m. El estudio de las anomalías magnéticas apunta a un periodo de expansión de la cuenca entre el crón C5Dn (17,6 Ma) y el C5ACn (14 Ma) (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2006).

El límite septentrional de la DSSO se resuelve mediante una falla inversa con buzamiento hacia el Sur, relacionada con una antigua subducción (Aldaya y Maldonado, 1996; Lodolo *et al.*, 1997) y que localmente muestra un prisma de acreción, sellado por sedimentos más recientes (Perfiles M25, M27 y M30,



**Figura 7.-** Mapa batimétrico de detalle que incluye la localización de los perfiles de SMC y el itinerario de la campaña HESANT92-93 en trazo gris. Perfiles de sismica multicanal en la Dorsal Sur de Scotia occidental M25, M24, M05, M27 y M30 e interpretación. Situación en figura 3 y en mapa de detalle. CO, corteza oceánica. CC, corteza continental. BS. Bloque Septentrional. Se indica la posición de las ventanas mostradas en la figura 8.

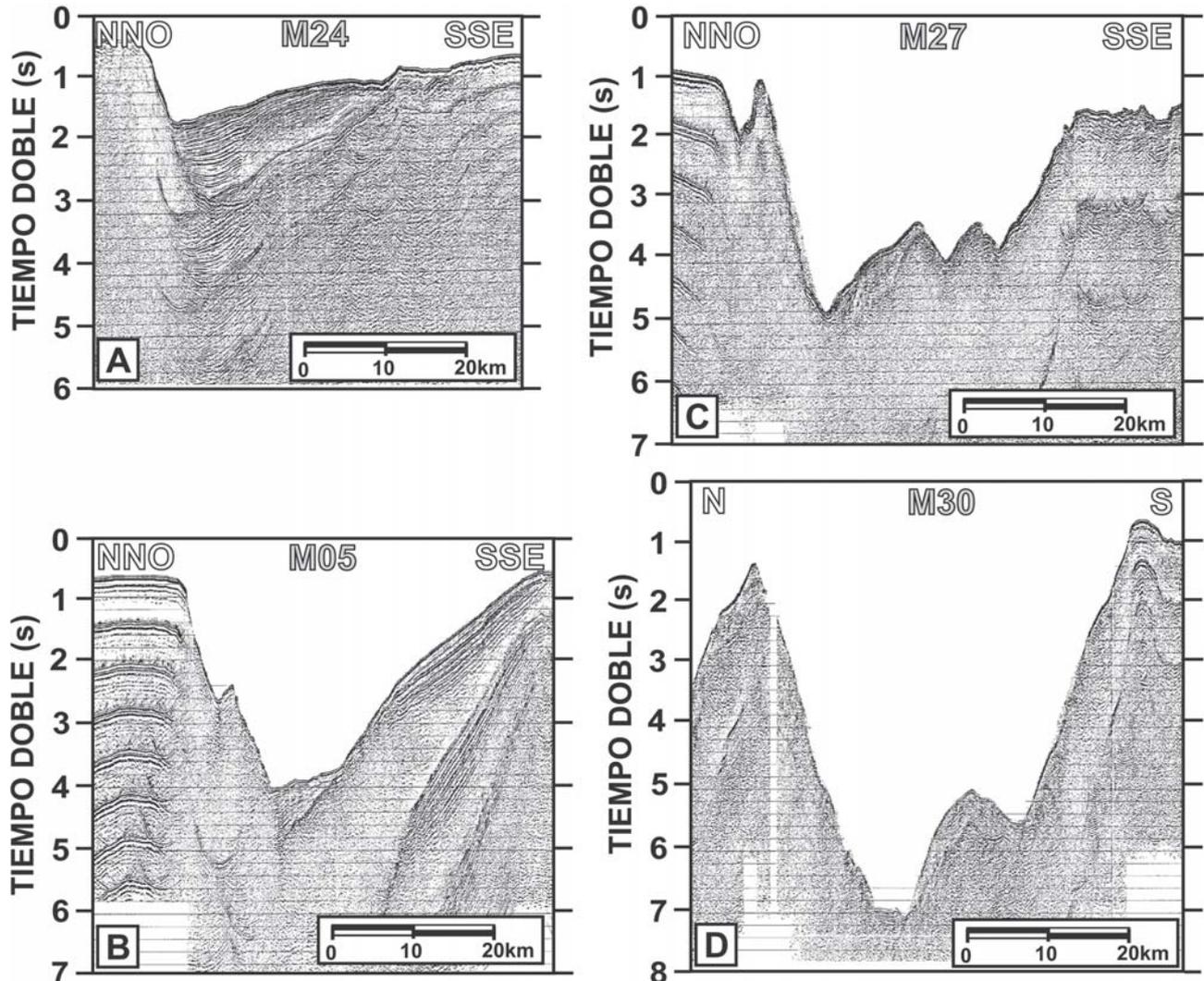
figura 7). Además, entre los 53° O y los 52° O, hay evidencias de deformaciones compresivas recientes y del desarrollo de una fosa orientada E-O. Las fallas inversas asociadas con este límite tienen una dirección aproximada E-O a ONO-ESE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996).

La sismicidad y los escarpes de falla bien expuestos observados en los perfiles de SMC (Figs. 3, 7 y 8) indican que la mayor parte de las deformaciones actuales se producen en la depresión central formada por varias cuencas profundas conectadas entre ellas, y que cruzan la dorsal de forma ligeramente oblicua. Esta depresión axial se caracteriza por cuencas muy profundas que alcanzan los 5.500 m de profundidad (ej. Fosa Hespérides entre otras, Acosta y Uchupi, 1996) y por una importante sismicidad (Figs. 3, 7 y 8). La depresión se relaciona con escarpes de dirección OSO-ENE a SO-NE. Las cuencas internas situadas al SO se caracterizan por bloques basculados hacia el Norte y por un relleno sedimentario con morfología en cuña. Los sedimentos cubren el margen meridional, donde se desarrollan discordancias, y están afectados por las fallas normales del margen septentrional (Perfiles M24-

25 y M05; figuras 7, 8 y 9). La geometría de las fallas y los mecanismos focales de terremotos indican un régimen actual transtensivo de carácter sinistrorso, aunque localmente se pueden localizar sectores transpresivos en la parte oriental de la dorsal (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Giner-Robles *et al.*, 2003; Thomas *et al.*, 2003).

El bloque meridional de la DSSO está en contacto con la corteza oceánica de la Cuenca Powell hacia el Sur, mediante una falla transformante inactiva, que funcionó durante la migración del MOS hacia el Este (King *et al.*, 1997; figuras 7 y 9).

El régimen de esfuerzos deducido a partir de los ejes P y T de los mecanismos focales de terremotos en la Dorsal Sur de Scotia indica una compresión con inclinación muy elevada y una extensión subhorizontal de orientación NO-SE, que concuerdan con el régimen transtensivo sinistrorso de la zona deformada, de orientación preferente E-O (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Giner-Robles *et al.*, 2003). La depresión central de la DSSO se extiende hacia la dorsal de expansión del Estrecho de Bransfield, lo que permite aislar tectónicamente el bloque continental de las Shetland



**Figura 8.-** Vista de detalle de los segmentos de los perfiles de SMC M24 (a), M05 (b), M27 (c) y M30 (d) que muestran las cuencas internas y la Fosa Hespérides en el interior de la Dorsal Sur de Scotia Occidental. Situación en figura 7.

del Sur en el límite entre las placas Antártica, Scotia y la extinta Phoenix (Aldaya y Maldonado, 1996).

### Discusión y conclusiones

La Dorsal Sur de Scotia marca la situación del límite de placas Scotia-Antártica. El análisis de los mecanismos focales de terremotos, obtenidos por diversos autores a partir de diferentes técnicas, evidencian una compresión regional NE-SO y una extensión NO-SE en el Arco de Scotia (Pelayo y Wiens, 1989; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Giner-Robles *et al.*, 2003 y Thomas *et al.*, 2003). Además, la totalidad de la Dorsal Sur de Scotia ha sido descrita como una zona transcurrente sinistrorsa de acuerdo con la orientación aproximada E-O y el régimen de esfuerzos del Arco de Scotia. Los modelos tectónicos derivados de estos trabajos predicen el desarrollo de estructuras geológicas variadas, que incluyen extensión en dirección NO-SE en la DSSO y en el sector más oriental de la DSS (Banco Discovery), y segmentos con fallas de transcurrancia sinistral pura en el borde NNE del

MOS. Giner-Robles *et al.* (2003) sugieren un régimen transtensivo localizado al NNO de estas islas. El conjunto de fallas que concordarían con este régimen general son fallas normales orientadas N45°E, fallas inversas orientadas N135°E, y fallas de salto en dirección de orientaciones intermedias, de acuerdo con los modelos teóricos.

Los elementos tectónicos localizados cerca del límite de placas son de naturaleza heterogénea y constituyen una estructura muy compleja (Tabla I). Las rocas que afloran en la Península Antártica, las Islas Shetland del Sur y las Orcadas del Sur (BAS, 1985), los escasos datos directos de dragas y sondeos de ODP (Barker *et al.*, 1984; Barber *et al.*, 1991; Mao y Mohr, 1995) y los datos geofísicos (gravimetría, magnetometría, SMC) sugieren la naturaleza continental de los bancos sumergidos. La Placa de Scotia está principalmente formada por corteza oceánica con bancos continentales sumergidos, algunos de ellos intensamente extendidos y adelgazados como el Terror Rise. En este sector de la Placa Antártica predominan principalmente elementos

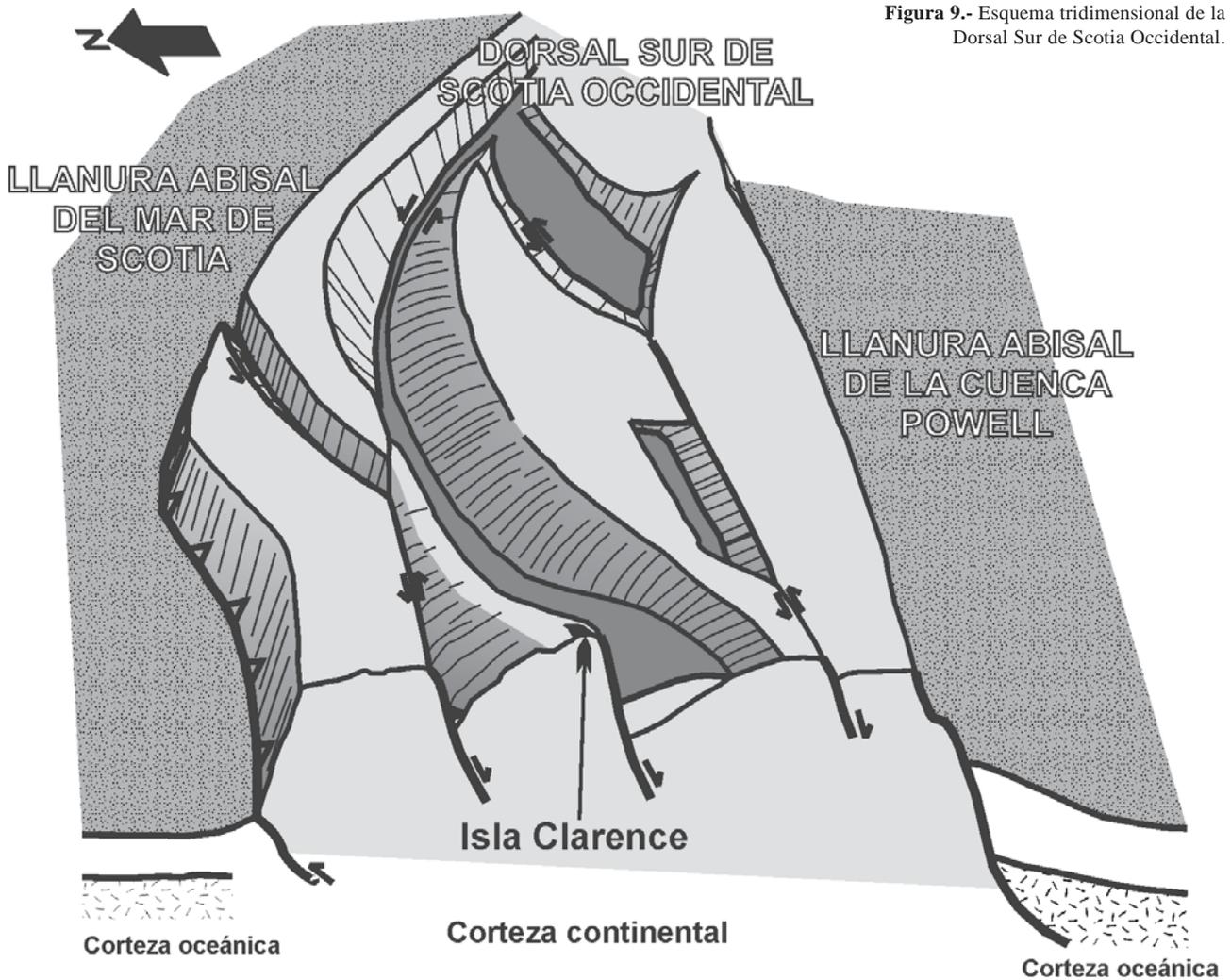


Figura 9.- Esquema tridimensional de la Dorsal Sur de Scotia Occidental.

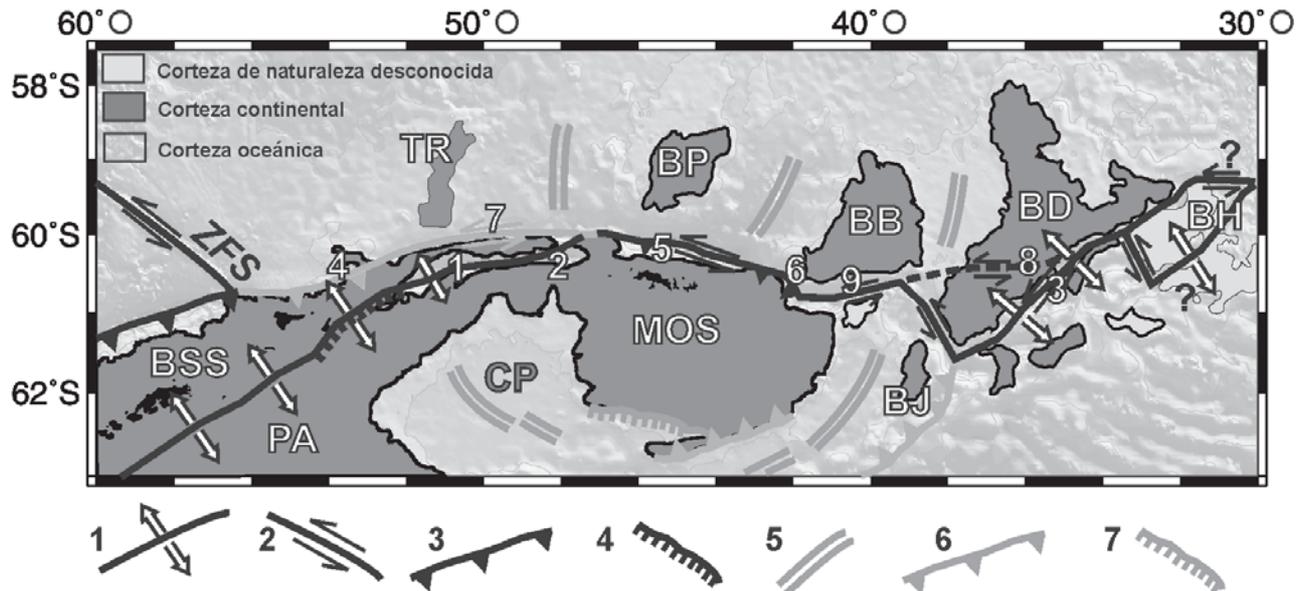
de corteza continental que corresponden a la prolongación NE de la Península Antártica y el MOS, aunque incluye sectores de corteza oceánica (Cuencas Powell y Jane y parte del Mar de Weddell) de edades más antiguas de 14 Ma (BAS, 1985; Rodríguez-

Fernández *et al.*, 1997; Bohoyo *et al.*, 2002 y Bohoyo, 2004).

Esta distribución heterogénea de los elementos tectónicos da lugar a diferentes comportamientos reológicos en la parte continental, oceánica e

Banco sumergido	Principales referencias
Dorsal Sur de Scotia Occidental (DSSO)	Garrett <i>et al.</i> , 1987; Acosta y Uchupi, 1996; Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 1996; Suriñach <i>et al.</i> , 1997; Maldonado <i>et al.</i> , 1998
Microcontinente de las Orcadas del Sur (SOM)	Garrett <i>et al.</i> , 1987; Barker y King, 1988; Bohoyo <i>et al.</i> , 2002; Bohoyo, 2004;
Terror Rise y Banco Pirie (TR y BP)	Bohoyo, 2004; Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 2006
Banco Bruce (BB)	Mao y Mohr., 1995; Informe campaña SCAN2004
Banco Discovery (BD)	Garrett <i>et al.</i> , 1987; Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 2002; Vuan <i>et al.</i> , 2005

Tabla I.- Principales bancos sumergidos alrededor del sector meridional del Arco de Scotia y principales trabajos que indican su naturaleza continental



**Figura 10.-** Esquema geológico de las principales estructuras y naturaleza cortical de los bancos sumergidos. Los números indican las principales estructuras tectónicas asociadas con el actual límite de placas Scotia-Antártica (ver Tabla II). Las estructuras activas se muestran con trazos negros y las inactivas en trazos grises. BB, Banco Bruce. BD, Banco Discovery. BH, Banco Herdman. BJ, Banco Jane. BP, Banco Pirie. BSS, Bloque de las Shetland del Sur. CP, Cuenca Powell. MOS, Microcontinente de las Orcadas del Sur. PA, Península Antártica. TR, Terror Rise. ZFS, Zona de fractura Shackleton. 1, eje de expansión activo. 2, falla transformante o transcurrente activa. 3, zona de subducción activa. 4, falla normal activa. 5, eje de expansión de la corteza oceánica inactivo. 6, zona de subducción inactiva. 7, falla normal inactiva.

intermedia cuando están expuestos a un campo de esfuerzos externo. Los perfiles de resistencia propuestos por Ranally y Murphy (1987) para regiones continentales en extensión y oceánicas, indican que el esfuerzo necesario para producir deformación frágil de la litosfera continental es claramente inferior que para la litosfera oceánica. La relativa baja resistencia a la deformación de la corteza continental favorece la concentración regional de las deformaciones tectónicas relacionadas con el límite de placas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2002). La actual configuración transcurrente sinistrorsa del límite comenzó a ser activa después de la apertura de todas las cuencas pequeñas en la parte meridional del Mar de Scotia (Bohoyo, 2004; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2006).

En la parte oriental de la DSS, la sismicidad y las fallas activas están claramente concentradas en el Banco Discovery y en el Dominio Intermedio. Aunque la mayor parte de las fallas activas están asociadas con el desarrollo de la Cuenca Profunda del Banco Discovery, hay también actividad tectónica dentro de éste, que produce incipientes escarpes de dirección E-O y alineamientos de epicentros de terremotos (Figs. 4, 5 y 10).

Las estructuras activas continúan hacia el Oeste a lo largo del borde septentrional del MOS, donde el actual límite océano-continente tiene asociado una fosa y estructuras compresivas (Maldonado *et al.*, 1998; Busetti *et al.*, 2000) (Fig. 10). Hacia el Oeste, en la DSSO, el contacto entre la corteza oceánica del Mar de Scotia y el bloque septentrional de la DSSO es una falla inversa. Sin embargo, esta parte del límite océano-continente parece inactivo, ya que no muestra una fosa actual bien desarrollada (Fig. 10). La inactividad del

límite y la presencia de la corteza oceánica de la Cuenca Powell hacia el Sur podrían haber favorecido la concentración de la deformación dentro de los bloques continentales de la DSSO.

La distribución de los bloques de corteza continental entre las cortezas oceánicas facilita la orientación variable de cada sector de límite de placas Scotia-Antártica, en parte responsable del desarrollo de estructuras transtensivas, de salto en dirección y compresivas (Tabla II). En aquellos sectores donde las fallas se orientan con una dirección E-O presentan un régimen sinistrorso puro y generalmente son subverticales y cuando las fallas tienen una orientación NE-SO son progresivamente transtensivas, con dos juegos conjugados que permiten el desarrollo de cuencas profundas en el interior de los bloques continentales. Esta configuración se observa tanto en la parte oriental de la DSS, donde la Cuenca Profunda desarrollada al Sur del Banco Discovery, y en el sector occidental, donde una cuenca profunda y elongada (Fosa Hespérides y otras cuencas conectadas) divide la DSSO dentro de los altos septentrional y meridional (Figs. 7, 8, 9 y 10).

Estas cuencas son asimétricas en la DSSO, y muestran basamentos que basculan hacia el N y rellenos sedimentarios con geometría en cuña. La Cuenca Profunda localizada al sur del Banco Discovery tiene una mayor simetría. Este contraste de comportamiento puede deberse a la naturaleza geológica de los bloques deformados, los cuales son continentales en la DSSO e incluyen heterogeneidades estructurales previas, y de naturaleza intermedia en la Cuenca Profunda al sur del Banco Discovery.

<b>Régimen extensional:</b>  <b>cuenca <i>pull-apart</i> y  falla normal</b>  <b>(Situación números en figura 10)</b>	<b>Nombre -Situación</b>	<b>Principales referencias</b>
1	Cuencas de la Dorsal Sur de Scotia Occidental	Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 1996; Este trabajo.
2	Fosa Hespérides en DSSO	Acosta y Uchupi, 1996; Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 1996; Este trabajo.
3	Cuenca Profunda en Banco Discovery	Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 2002; Este trabajo.
<b>Régimen compresivo:</b>  <b>subducción, cabalgamiento y plegamiento</b>  <b>(ID en mapa)</b>	<b>Nombre -Situación</b>	<b>Principales referencias</b>
4	DSSO	Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 1996; Lodolo <i>et al.</i> , 1997; Este trabajo.
5	Sector septentrional MOS	Kavoun y Vinnikovskaia 1994; Maldonado <i>et al.</i> , 1998; Busseti <i>et al.</i> , 2000
6	NE MOS	Leitchenkov comunicación personal
<b>Régimen de salto en dirección:</b>  <b>falla transcurrente</b>	<b>Nombre -Situación</b>	<b>Principales referencias</b>
7	DSSO	Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 1996; Este trabajo.
8	Banco Discovery	Galindo-Zaldívar <i>et al.</i> , 2002; Este trabajo.
9	NE MOS	Este trabajo

**Tabla II.-** Principales estructuras tectónicas asociadas con el actual límite de placas Scotia-Antártica.

Los datos disponibles actualmente no permiten un estudio más detallado de estos sectores. Las interpretaciones de las anomalías gravimétricas de aire-libre en la región (Livermore *et al.*, 1994; Sandwell y Smith, 1997; figura 2) sugieren que las cuencas profundas de la DSSO se han formado principalmente como consecuencia del desarrollo de *releasing bends* en zonas de falla; mientras en la Cuenca Profunda del Banco Discovery puede corresponder a una cuenca de *pull-apart* confinada, al menos hacia el SO, por una falla transformante (Fig. 10).

Concluimos que el comportamiento de las cuencas profundas que se desarrollan dentro de los bloques continentales es similar, alcanzan los 5.000 m de profundidad, sobrepasando las profundidades de las cortezas oceánicas circundantes, y no muestran evidencias de expansión oceánica. La evolución de estas cuencas, desarrolladas en unos regímenes tectónicos regionales de carácter transcurrente, se puede diferenciar claramente del desarrollo clásico de cuencas en márgenes pasivos durante la extensión continental. El límite de placas Scotia-Antártica, en la rama meridional del Arco de Scotia, constituye un

ejemplo excepcional de deformación condicionada tanto por esfuerzos tectónicos regionales como por el comportamiento reológico de los elementos tectónicos oceánicos y continentales emplazados durante una compleja evolución tectónica.

### Agradecimientos

Agradecemos muy sinceramente al Comandante, oficiales, tripulación y a la Unidad Tecnológica Marina del BIO Hespérides su esfuerzo en la obtención de estos datos, muchas veces bajo condiciones extremas. A la ingeniera geofísica Emilia Litcheva Gulmezova que con esfuerzo y brillantez ha procesado los datos de SMC. A Carlos Sanz de Galdeano y a un revisor anónimo, cuyas sugerencias y comentarios han mejorado sustancialmente este trabajo. La CICYT subvenciona este trabajo de investigación a través de los proyectos CGL2004-05646/ANT y POL2006-13836/CGL (Proyecto Año Polar Internacional).

### Referencias

Acosta, J. y Uchupi, E. (1996): Transtensional tectonics along the South Scotia Ridge, Antarctica. *Tectonophysics*, 267: 31-

- 56.
- Aldaya, F. y Maldonado, A. (1996): Tectonics of the triple junction at the southern end of the Shackleton Fracture Zone (Antarctic Peninsula). *Geo-Marine Letters*, 16 (4): 279-286.
- Barber, P.L., Barker, P.F. y Pankhurst, R.J. (1991): Dredged rocks from Powell basin and the South Orkney microcontinent. En: *Geological evolution of the Antarctica*. (M.R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 361-367.
- Barker, P.F. (2001): Scotia Sea regional tectonics evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth Science Reviews*, 55: 1-39.
- Barker, P.F., Barber, P.G. y King, E.C. (1984): An Early Miocene ridge crest-trench collision on the South Scotia Ridge near 36° W. *Tectonophysics*, 102: 315-332.
- Barker, P.F. y Burrell, J. (1977): The opening of Drake Passage. *Marine Geology*, 25: 15-34.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y Storey, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Arc region. En: *Antarctic geology* (R.J. Tingey, Ed). Oxford University Press, Oxford, 215-248.
- Barker, P.F.; Kennett, J.P. y *et al.* (1988): Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP leg 113. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 75-102.
- B.A.S. (1985). Tectonic Map of the Scotia Arc. 1:3.000.000. Cambridge.
- Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A., Schreider, A. A. y Suriñach, E. (2002): Basin development subsequent to ridge-trench collision: the Jane Basin, Antarctica. *Marine Geophysical Researches*, 23 (5-6): 413-421.
- Bohoyo, F. (2004): Fragmentación continental y desarrollo de cuencas oceánicas en el sector meridional del Arco de Scotia, Antártida. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 252 p.
- Busetti M., Zanolla M. y Marchetti A. (2000): Geological Structure of the South Orkney Microcontinent. *Terra Antarctica*, 8/2: 1-8.
- Coren, F., Ceccone, G., Lodolo, E., Zanolla, C., Zitellini, N., Bonazzi, C. y Centonze, J. (1997): Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 849-862.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A. y Woodhouse, J.H. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86: 2825-2852.
- Eagles, G. y Livermore, R.A. (2002): Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 185: 195-202.
- Eagles, G., Livermore, R. A., Fairhead, J. D. y Morris, P. (2005): Tectonic evolution of the west Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research*, 110: B02401, doi: 10.1029/2004JB003154.
- Ferris, J. K., Vaughan, A. P. M. y Storey, B. C. (2000): Relics of a complex triple junction in the Weddell Sea embayment, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 215-230.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A. y Sanz de Galdeano, C. (1996): Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, 242: 275-301.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., Martínez-Martínez, J. M., Sanz de Galdeano, C., Somoza, L. y Suriñach, E. (2000): Deep crustal structure of the area of intersection between the Shackleton Fracture Zone and the West Scotia Ridge (Drake Passage, Antarctica). *Tectonophysics*, 320, 123-139.
- Galindo-Zaldívar, J., Balanyá, J.C., Bohoyo, F., Jabaloy, A., Maldonado, A., Martínez-Martínez, J. M., Rodríguez-Fernández, J. y Suriñach, E. (2002): Active crustal fragmentation along the Scotia- Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 33-46.
- Galindo Zaldívar, J., Gambôa, L.A.P., Maldonado, A., Nakao, S. y Bochu, Y. (2004): Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206: 267-282.
- Galindo-Zaldívar, J., Bohoyo, F., Maldonado, A., Schreider, A. A., Suriñach, E. y Vazquez, J. T. (2006): Propagating rift during the opening of a small oceanic basin: The Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 398-412.
- Garrett, S.W., Renner, R.G.B., Jones, J.A. y McGibbon, K.J. (1987): Continental magnetic anomalies and the evolution de Scotia Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 81: 273-281.
- Geletti, R., Lodolo, E., Schreider, A.A. y Polonia, A. (2005): Seismic structure and tectonics of the Shackleton Fracture Zone (Drake Passage, Scotia Sea). *Marine Geophysical Researches*, 28: 1-11.
- Giner-Robles, J.L., González-Casado, J.M., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S. y García-Cuevas, C. (2003): A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 179-191.
- González-Casado, J.M., Giner-Robles, J.L. y López-Martínez, J. (2000): Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Not a normal back-arc basin. *Geology*, 28 (11): 1043-1046.
- Kavoun, M. y Vinnikovskaya, O. (1994): Seismic stratigraphy and tectonics of the northwestern Weddell Sea (Antarctica) inferred from marine geophysical surveys. *Tectonophysics*, 240: 299-341.
- King, E.C. y Barker, P.F. (1988): The margins of the South Orkney microcontinent. *Journal of the Geological Society, London*, 145: 317-331.
- King, E., Leitchenkov, G., Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A. y Lodolo, E. (1997): Crustal structure and sedimentation in Powell Basin. En: *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin. Part 2*. (P.F. Barker y A. Cooper, Eds.) American Geophysical Union, Washington D.C., 71: 75-93.
- Klepeis, K.A. y Lawver, L.A. (1996): Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 101-B9: 20211-20231.
- Larter, R.D., Vanneste, L.E., Morris, P., y Smythe, D.K. (2003): Structure and tectonic evolution of the South Sandwich arc. En: *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. (R.D. Larter y P.T. Leat, Eds.) Geological Society, London, Special Publication, 219: 255-284.
- Livermore, R.A., McAddo, D.C. y Marks, K.M. (1994): Scotia Sea tectonics from high-resolution satellite gravity. *Earth and Planetary Science Letters*, 123: 255-268.
- Livermore, R.A., Cunningham, A.P., Larter, R.D. y Vanneste, L.E. (1997): Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge. *Earth Planetary Science Letters*, 150: 261-275.
- Livermore, R.A., Balanyá, J.C., Maldonado, A., Martínez, J. M., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C.,

- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Barnolas, A.; Somoza, L., Hernández, J., Suriñach, E. y Viseras, C. (2000): Autopsy on a dead spreading centre: the Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica. *Geology*, 28 (7): 607-610.
- Livermore, R.A., (2003): Back-arc spreading and mantle flow in the East Scotia Sea. En: *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. (R.D. Larter y P.T. Leat, Eds.) Geological Society, London, Special Publication, 219: 255-284.
- Livermore, R.A., Eagles, G., Morris, P. y Maldonado, A. (2004): Shackleton Fracture Zone: No barrier to early circumpolar ocean circulation. *Geology*, 32: 797-800.
- Lodolo, E., Coren, R., Schreider, A.A. y Ceccone, G. (1997): Geophysical evidence of a relict oceanic crust in the Southwestern Scotia Sea. *Marine Geophysical Researches*, 19: 439-450.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E. y Drake, C. L. (1970): Seismic refraction. En: *The Sea* (A.E. Maxwell, Ed.). Wiley-Interscience, New York. 4 (Part 1): 53-84.
- Maldonado, A., Zitellini, N., Leitchenkov, G., Balanyá, J. C., Coren, F., Galindo-Zaldívar, J., Lodolo, E., Jabaloy, A., Zanolli, C., Rodríguez-Fernández, J. y Vinnikovskaya, O. (1998): Small ocean basin development along the Scotia-Antarctica plate boundary and in the northern Weddell Sea. *Tectonophysics*, 296: 371-402.
- Maldonado, A., Balanyá, J. C., Barnolas, A., Galindo-Zaldívar, J., Hernández, J., Jabaloy, A., Livermore, R. A., Martínez, J. M., Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Somoza, L., Suriñach, E. y Viseras, C. (2000): Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica). *Marine Geophysical Researches*, 21 (1): 43-68.
- Maldonado, A., Barnolas, A., Bohoyo, F., Escutia, C., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, J., Jabaloy, A., Lobo, F., Nelson, H., Rodríguez-Fernández, J., Somoza, L. y Vázquez, J.T. (2005): Miocene to recent contourite drift development in the northern Weddell Sea (Antarctica). *Global and Planetary Change*, 45: 99-129.
- Mao, S. y Mohr, B.A.R. (1995): Middle Eocen dinocyst from Bruce Bank (Scotia Sea, Antarctica) and their paleoenvironmental and paleogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 86: 235-263.
- Pedley, R.C., Bubsby, J.P. y Dabek, Z.K. (1993): GRAVMAG 1.7 (2.5 D), British Geological Survey.
- Pelayo, A.M. y Wiens, D.A. (1989): Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea Region. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B6): 7293-7320.
- Ranalli, G. y Murphy, D.C. (1987): Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-95.
- Rodríguez-Fernández, J., Balanya, J.C., Galindo-Zaldívar, J. y Maldonado, A. (1994): Margin styles of Powell Basin and their tectonic implications (NE Antarctic Peninsula). *Terra Antarctica*, 1 (2): 303-306.
- Rodríguez-Fernández, J., Balanya, J.C., Galindo-Zaldívar, J. y Maldonado, A. (1997): Tectonic evolution and growth patterns of a restricted ocean basin: the Powell Basin (northeastern Antarctic Peninsula). *Geodinamica Acta*, 10: 159-174.
- Sandwell, D.T. y Smith, W.H.F. (1997): Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102: 10039-10054.
- Smith, W.H.F. y Sandwell, D.T. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1957-1962.
- Suriñach, E., Galindo-Zaldívar, J., Maldonado, A. y Livermore, R.A. (1997): Large amplitude magnetic anomalies in the northern sector of the Powell Basin, NE Antarctic Peninsula. *Marine Geophysical Researches*, 19: 65-80.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1990): *Applied Geophysics (2nd edition)*. Cambridge University Press, Cambridge. 770 p.
- Thomas, C., Livermore, R.A., y Pollitz, F. (2003): Motion of the Scotia Sea plates. *Geophysical Journal International*, 155: 789-804.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Simoes, L.S.A., Andreis, R.R. y Valeriano, C.M. (1997): Mesozoic tectonic evolution of the South Orkney Microcontinent, Scotia arc, Antarctica. *Geological Magazine*, 134 (3): 383-401.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Valeriano, C.M., Simoes, L.S., Paciullo, F.V.P. y Ribeiro, A. (2000): Deformational evolution of a Cretaceous subduction complex: Elephant Island, South Shetland islands, Antarctica. *Tectonophysics*, 319: 93-110.
- Vuan, A., Lodolo, E., Panza, G. F. y Sauli, C. (2005): Crustal structure beneath Discovery Bank in the Scotia Sea from group velocity tomography and seismic reflection data. *Antarctic Science*, 17 (1): 97-106.

Manuscrito recibido el 23 de mayo de 2007

Aceptado el manuscrito revisado el 27 de agosto de 2007