

# ANÁLISIS AEROMAGNÉTICO DE LA CUENCA JAMES ROSS, PENÍNSULA ANTÁRTICA

Marta E. GHIDELLA<sup>1</sup>, Oscar M. ZAMBRANO<sup>1</sup>, Fausto FERRACCIOLI<sup>2</sup>, Juan Manuel LIRIO<sup>1</sup>, Andrés F. ZAKRAJSEK<sup>1</sup>, Thomas A. JORDAN<sup>2</sup> y Julie FERRIS<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires. E-mails: mghidella@dna.gov.ar, zambrano@dna.gov.ar

<sup>2</sup> British Antarctic Survey, Cambridge, United Kingdom. E-mails: ffe@bas.ac.uk

## RESUMEN

Durante el verano austral de 1998/1999, en el marco de un proyecto internacional aerogeofísico conjunto entre el *British Antarctic Survey* y el Instituto Antártico Argentino, fueron recolectados datos de magnetismo y gravedad terrestres sobrevolando el archipiélago James Ross, situado en el extremo noreste de la península Antártica. En dicho archipiélago, sobre el borde occidental de la cuenca James Ross, aflora el Grupo Volcánico Isla James Ross (JRIVG) de edad miocena a reciente. Basados en el análisis y modelización de las anomalías magnéticas se reveló la presencia de estructuras de origen volcánico y tectónico ocultas bajo el manto de hielo en la isla James Ross y el mar de Weddell. El monte Haddington, en la isla James Ross, está asociado con anomalías lineales de gran amplitud (200-800 nT). Se identificaron centros efusivos menores, ocultos bajo el hielo glaciar. Se detectó la presencia de dos arcos magnéticos concéntricos constituidos por una sucesión de anomalías circulares de amplitudes significativas (30-300 nT) que se han interpretado como vías primarias de encauzamiento del magmatismo neógeno a través de fajas de debilidad estructural en la corteza terrestre. Costa afuera, se manifiesta un alto magnético de baja amplitud (~20-30 nT) paralelo al margen de la península Antártica que se relacionó con una importante zona de fallas de rumbo detectada por sísmica de reflexión.

**Palabras clave:** *Aeromagnetometría, cuenca James Ross, estructuras volcánicas y tectónicas, península Antártica, Cenozoico*

## ABSTRACT

*Aeromagnetic analysis of James Ross Basin, Antarctic Peninsula.*

A collaborative aerogeophysical project between the British Antarctic Survey (BAS) and the Argentine Antarctic Institute (IAA) was carried out during the 1998-1999 austral summer. Detailed airborne gravity, magnetic and radar data were collected over the James Ross archipelago, located at the northeastern tip of the Antarctic Peninsula. The western border of James Ross Basin, in the homonymous archipelago, displays some exposures of Miocene to Recent alkaline rocks of the James Ross Island Volcanic Group (JRIVG). Based on the analysis and modeling of magnetic anomalies we were able to reveal the presence of structures of a volcanic and tectonic origin hidden underneath the ice cover on the James Ross Island and the Weddell Sea. Mount Haddington, on James Ross Island, was found to be associated with large amplitude linear anomalies (200-800 nT). We identified minor effusive centres hidden below the glacial ice, and spotted the presence of two concentric magnetic arcs, made up of a succession of circular anomalies of significant amplitudes (30-300 nT) which we take to be related to Neogene magmatic primary conduits developed through belts of structural weakness within the earth's crust. Off shore, and parallel to the Antarctic Peninsula's eastern edge, there is a low-amplitude magnetic high (20-30 nT) which we believe to be related to an important strike-slip fault region detected by seismic reflection.

**Keywords:** *Airborne magnetometry, James Ross Basin, volcanic and tectonic structures, Antarctic Peninsula, Cenozoic*

## INTRODUCCIÓN

El archipiélago James Ross, situado entre los 63°30' y 64°35' de latitud sur y entre los 56°30' y 58°30' de longitud oeste (Fig. 1), posee el más importante registro de la actividad volcánica Neógena del margen oriental de la península Antártica (Anderson 1906, Adie 1953, Nelson 1966). Estas islas se encuentran emplazadas sobre una potente cuña sedimentaria de edad meso-

zoica-cenozoica que comprende el borde occidental de la cuenca James Ross (sub-cuenca de la cuenca marina Larsen) la cual se desarrolló a trasarco del arco magmático Mesozoico de la península Antártica (del Valle y Scasso 2004). Destaca por sus dimensiones la isla James Ross y Vega, subordinadas por un grupo de islas menores que las circundan. El Grupo Volcánico isla James Ross (JRIVG; *James Ross Island Volcanic Group*) (Anderson 1906, Adie

1953, Nelson 1966, Smellie 1999, Smellie *et al.* 2008) está integrado principalmente por basaltos alcalinos y en menor proporción toleíticos de edad miocena a reciente (Nelson 1966). Minerales de óxidos de hierro tales como magnetita y titanomagnetita aparecen en asociación con espinelos de Cr en los basaltos olivínicos, doleritas y tobas palagoníticas (Nelson 1966), convirtiendo a estas rocas en potenciales portadoras de remanencia magnética te-

restre (Kristjansson *et al.* 2005). En la isla James Ross fueron identificadas al menos 50 efusiones volcánicas preservadas principalmente como deltas de lavas y en menor proporción como conos de cenizas (Smellie *et al.* 2008). En dicha isla, el estratovolcán Haddington está integrado por múltiples deltas de hialoclastitas sobrepuestas, constituye el mayor centro efusivo del Grupo Volcánico isla James Ross, tiene un diámetro basal entre 35 y 60 km, una altura de 1600 m, e incluye algunos conos de cenizas menores (Smellie 1999). Centros secundarios de emisión circundan al monte Haddington y se distribuyen a través de la península Ulu y la isla Vega; se destacan por sus dimensiones los cerros Dobson y Terrapin. La mayoría de las islas del canal Príncipe Gustavo comprenden pequeños centros efusivos monogenéticos construidos en su mayor parte por depósitos hidrovolcánicos (Smellie, 1999) (Fig. 2).

Unos 100 kilómetros al SO del Grupo Volcánico isla James Ross, emergen por encima de la barrera de hielo Larsen los afloramientos del Grupo Volcánico Nunatak Foca (SNVG: Seal Nunatak Volcanic Group) (González-Ferrán, 1983a, del Valle *et al.*, 1983) (Fig. 1a).

Estas rocas de edad plio-pleistocena (Rex 1972) comprenden centros monogenéticos construidos por *pillow lavas* y diques, y en menor proporción por tefra hidrovolcánica y lavas subaéreas (Smellie 1999). Al igual que el Grupo Volcánico isla James Ross, las rocas del Grupo Volcánico isla James Ross están integradas por basaltos alcalinos (Saunders 1982, Hole 1988, Hole 1990) de menor expresión volumétrica y, hasta donde la barrera de hielos deja ver, dicho grupo vuelve a aflorar en la punta Argo de la península Jason (Fig. 1a), unos 150 km al SO de los nunataks Foca (González-Ferrán 1983b, Smellie 1999). González-Ferrán (1983b, 1983a, 1985), propuso una vinculación genética entre los basaltos de ambos grupos volcánicos sugiriendo la existencia de una extensa zona de fractura paralela al margen de la península Antártica que denominó el rift Larsen González-Ferrán (1985).

Citando a Jordan *et al.* (2009): “Los basal-

tos del Grupo Volcánico isla James Ross muestran similitud composicional con los OIB (basaltos de islas oceánicas) (Smellie 1987). La formación del campo volcánico asociado al monte Haddington ha sido explicada como consecuencia del ascenso del manto a través de un sector de corteza adelgazada creado durante la extensión Cretácico tardía-Terciario temprana (Hole *et al.* 1991, 1992). Tal origen contrasta con el origen de los composicionalmente similares basaltos alcalinos de otros afloramientos del mioceno tardío y reciente en la península Antártica, formados a partir del cese de la subducción de la corteza oceánica antártica bajo el margen occidental de la península y del desarrollo de ventanas astenosféricas (Hole *et al.* 1992, 1995)”. Por otra parte, en la isla Vega, diques de edad mio-pleistocena que fueron caracterizados geoquímicamente; muestran un enriquecimiento en tierras raras livianas en relación a las pesadas y con anomalías positivas de Nb que indican una génesis relacionada a un ambiente extensional (Salani 2005). Datos geoquímicos recientes apuntan a la importancia de un control tectónico durante la formación de las rocas alcalinas del Grupo Volcánico isla James Ross (Košler *et al.* 2009), manifestando la presencia de una componente de manto enriquecido en las volcanitas de retroarco en la isla James Ross y ausencia de dicha componente en las rocas magmáticas encontradas al oeste de la península Antártica, lo cual resulta consistente con el modelo de extensión regional propuesto por Hole *et al.* (1995). Eagles *et al.* (2009) sugieren que el Grupo Volcánico isla James Ross pudiera estar relacionado con la formación de una ventana astenosférica por debajo de la cuenca Powell en el mar de Weddell septentrional.

Estudios previos elaborados en base a relevamientos aerogeofísicos (LaBrecque y Ghidella 1997, Ghidella y LaBrecque 1997), sísmicos terrestres (del Valle *et al.* 1992) y geofísicos marinos (Sloan y Lawver 1995, Strelin, 1995) conducidos en el sector NE de la península Antártica y mar de Weddell, mejoraron el conocimiento sobre la geometría, estructura y espesor de la cuenca Larsen, como así

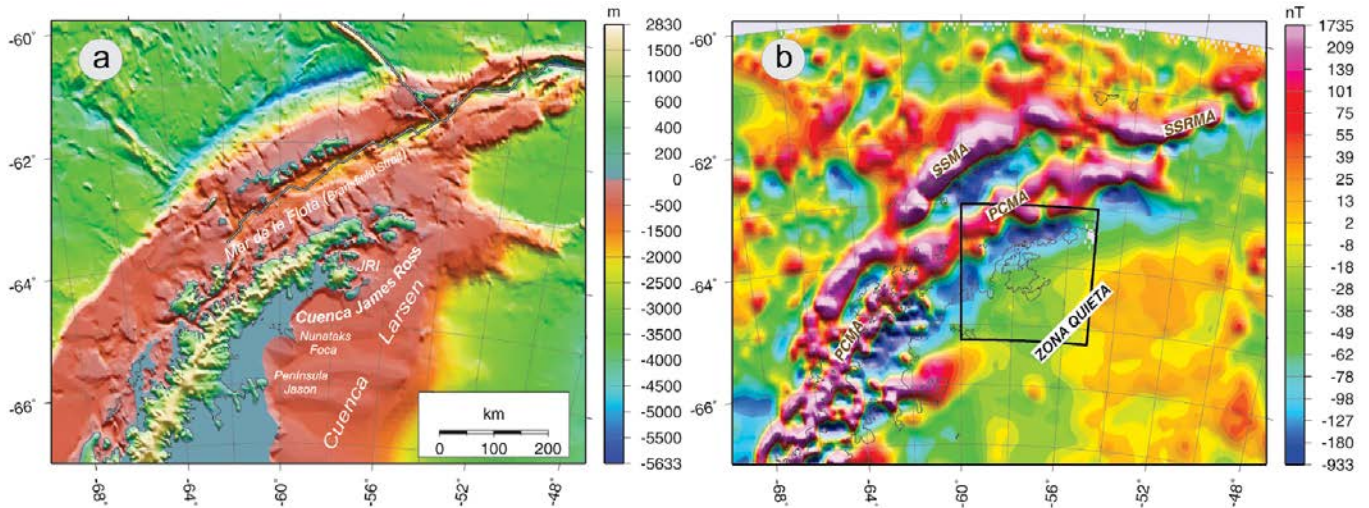
también sobre la profundidad del basamento magnético en la región.

El proyecto aerogeofísico conjunto entre el *British Antarctic Survey* (BAS) y el Instituto Antártico Argentino (IAA), llevado a cabo durante el verano austral de 1998/99, consistió en sobrevolar el grupo de las islas James Ross y parte del mar de Weddell, realizando mediciones gravimétricas, magnetométricas y de radar (Fig. 2). Los datos de gravedad fueron interpretados por Jordan *et al.* (2009), en tanto que los datos de magnetismo son interpretados en el presente trabajo. Jordan *et al.* (2009) propusieron el hundimiento paulatino del edificio volcánico de la isla James Ross en la relativamente dúctil pila de sedimentitas jurásico-cretácicas, las cuales parcialmente fueron reemplazadas por material brechoso hialoclastítico de menor densidad, para explicar la existencia de una importante anomalía de Bouguer negativa que abarca prácticamente toda la isla James Ross.

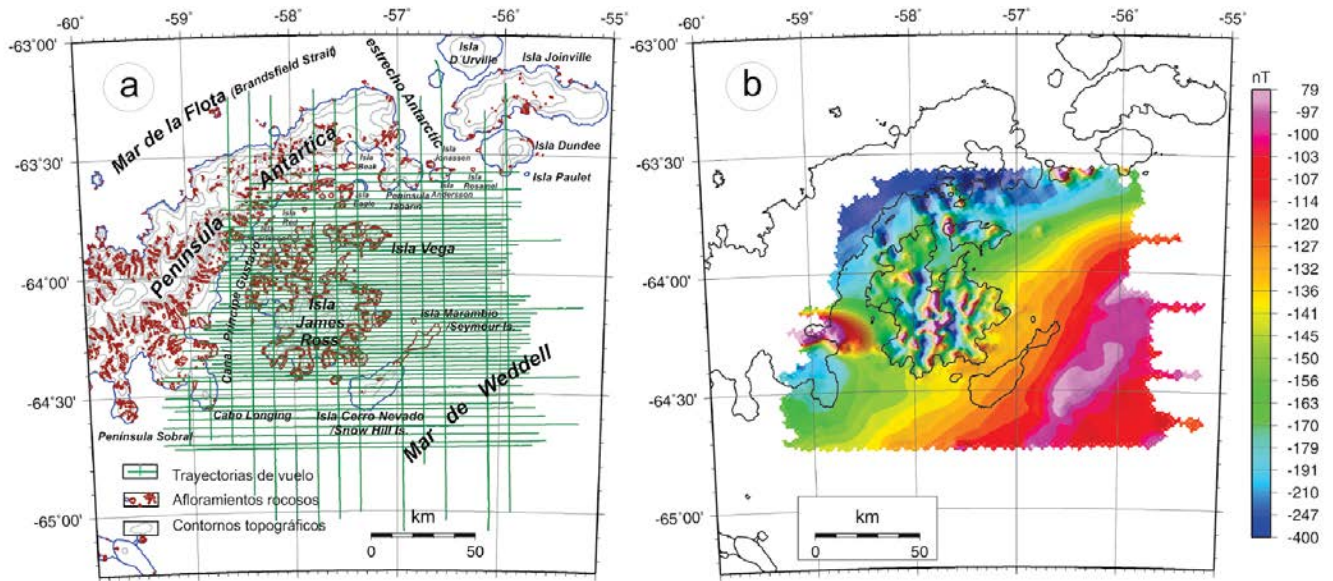
Del análisis y modelización de las anomalías magnéticas se obtuvieron la distribución espacial de los principales cuerpos volcánicos dentro de los primeros tres kilómetros de la corteza superior en el sector central de la isla James Ross, y de otras estructuras volcánicas en superficie que actualmente se encuentran cubiertas por mantos de hielos. A su vez se identificaron dos extensas fajas de debilidad estructural en la corteza, caracterizadas por una sucesión de anomalías magnéticas que integran un diseño en arco centrado en el monte Haddington. Creemos que dichas fajas constituyeron las vías primarias de conducción del magma hacia la superficie durante el diastrofismo neógeno que originó el volcanismo del Grupo Volcánico isla James Ross. La faja externa se desarrolla a lo largo de la zona marginal del sistema transpresivo del Cretácico Medio propuesto y descrito por del Valle y Miller (2001).

## ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Los datos de gravedad y magnetismo



**Figura 1:** a) Imagen topográfica regional obtenida de la grilla  $1^\circ \times 1^\circ$  de la GEBCO (*the General Bathymetric Chart of the Oceans*, [http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gebco\\_digital\\_atlas/](http://www.gebco.net/data_and_products/gebco_digital_atlas/)). Se indica la localización de los afloramientos del JRIVG (Grupo Volcánico isla James Ross) y SNVG (Grupo Volcánico Nunataks Foca), con probable vinculación genética. b) Imagen del campo magnético regional extraída de la grilla del ADMAP (Golynsky *et al.* 2001). PCMA: anomalía magnética de la Costa Pacífica; SSMA: anomalía magnética de las Shetlands del Sur y SSRMA: anomalía magnética de la dorsal de Scotia. Nótese la presencia de una zona magnética llana sobre la isla James Ross.



**Figura 2:** a) Mapa de ubicación del grupo de islas James Ross y líneas de vuelo del relevamiento aerogeofísico BAS-IAA 1998/99. Los contornos topográficos y de afloramientos rocosos fueron extraídos del *Antarctic Digital Data Base* (ADD Consortium, <http://www.add.scar.org:8080/add/index.jsp>). JRI: isla James Ross. b) Mapa de anomalías magnéticas derivado de los datos magnetométricos obtenidos en dicho relevamiento. La unidad de intensidad del campo se encuentra expresada en nanotesla (nT).

fueron adquiridos por el proyecto aerogeofísico entre el *British Antarctic Survey* y el Instituto Antártico Argentino, ejecutado durante el verano austral de 1998-1999. Las mediciones fueron hechas a lo largo de 10.771 km de líneas de vuelo con un avión *Twin Otter* del *British Antarctic Survey*, sobrevolando un área de 21.000 km<sup>2</sup> que abarca el grupo del archipiélago James Ross y el sector NO del mar de

Weddell (Fig. 2). Los datos de gravedad y magnetismo fueron adquiridos simultáneamente a una altura barométrica constante de 2000 m s.n.m. Las líneas de vuelo, de rumbo latitudinal, se programaron con un espaciamiento de 2.000 m sobre la isla James Ross y 4.000 m sobre la planicie magnética costa afuera en el mar de Weddell. Las líneas de cierre, orientadas meridionalmente, fueron espaciadas

10.000 m y extendidas más allá del área de relevamiento con el fin de proveer información del contexto regional. Los datos fueron adquiridos a una frecuencia de 10 Hz empleando magnetómetros de vapor de cesio montados en los extremos de las alas de la aeronave, y resampleados a una frecuencia de 1 Hz luego de la compensación por ruidos de maniobra. Un magnetómetro triaxial de tipo fluxgate montado

cerca de la cola del avión, permitió obtener la actitud del campo ambiental la cual fue utilizada en el proceso de reducción de los datos. Receptores GPS de frecuencia dual Ashtech Z12 fueron utilizados en la navegación durante el proceso de medición de los campos. Los datos fueron primeramente corregidos por variaciones diurnas usando las mediciones de estaciones base (con filtro pasa bajo de 30 min.). Para el campo interno se usó el *Definitive Geomagnetic Reference Field Model* 1995. Finalmente fue necesario aplicar una micronivelación (Ferraccioli *et al.* 1998).

## ANÁLISIS DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS E INTERPRETACIÓN DE LAS FUENTES

Los datos fueron analizados de los perfiles y de los mapas magnéticos. Para crear los mapas, las anomalías magnéticas se grilaron utilizando una versión libre de un paquete del software GMT (*Generic Mapping Tools*). La reducción al polo, suavizado y ploteo de la imagen fueron generados mediante programas del mismo paquete.

Del mapa de anomalías magnéticas obtenido (Figs. 2b, 3, 4 y 5) surge la presencia de dos componentes básicas del campo magnético cortical en la cuenca James Ross: i) un campo regional de origen profundo y ii) un campo local originado en rocas de profundidad somera-superficial (< 3 km).

### Campo magnético regional

El campo magnético regional se origina por debajo de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca Larsen, en el basamento metamórfico subyacente; disminuye en sentido NO (Figs. 1b, 2b y 3), con la superposición de máximos y mínimos conspicuos de amplitudes variables comprendidas entre 10 nT y 800 nT. Dichos extremos representan el campo local que corresponde a la manifestación de unidades volcánicas magnetizadas del Grupo Volcánico isla James Ross que intruyen la cuenca sedimentaria James Ross. El gradiente del campo regional varía entre -2 nT/km (al NE de la isla James Ross) y -1 nT/km (al

SO de dicha isla) y se contrapone a la tendencia general de disminuir en sentido SE sobre la región del mar de Weddell causada por la profundización del basamento magnético y el aumento del espesor sedimentario de la cuenca Larsen, según lo señalado por Ghidella y Labreque (1997), Labreque y Ghidella (1997). La disminución del campo regional en sentido NO, se debe a la presencia del mínimo magnético de longitud de onda larga que corre paralelo al margen de la península Antártica (Fig. 1b) y constituye parte de la anomalía de la costa Pacífica (PMA: *Pacific Margin Anomaly*), cuyo par positivo se encuentra situado sobre el estrecho de Bransfield, al NO de la península Antártica (Parra *et al.* 1984, Ghidella *et al.* 1987, Ghidella *et al.* 1991) y es interpretado como la manifestación magnética del batolito ubicado del lado oceánico del arco magmático peninsular generado durante la subducción de la corteza oceánica Antártica por debajo del margen continental antártico (Maslanyj *et al.* 1991, Ferraccioli *et al.* 2006).

### Campo magnético local

La configuración del campo magnético local se obtuvo a partir del mapa de anomalías magnéticas, mediante la aplicación de un ajuste polinómico de segundo orden removido (Fig. 3); el ajuste resultó adecuado para eliminar el efecto de la depresión magnética causado por la presencia del flanco negativo de la anomalía de la costa Pacífica. El mapa de anomalías resultante se muestra en la figura 5. La figura 3 muestra la superposición del mapa de anomalías magnéticas del presente relevamiento (sector del archipiélago James Ross) con la imagen de la compilación magnética del ADMAP (*Antarctic Digital Magnetic Anomaly Project*) (Golynsky *et al.* 2001).

Puede distinguirse una zona de ruido magnético de alta frecuencia restringida al ámbito terrestre de la isla James Ross (Figs. 3a, 4, 5 y 6). En dicha isla, dos regiones con características magnéticas diferentes se encuentran separadas por un umbral magnético que en superficie es coincidente con el lineamiento estructural de fuerte deformación denominado Faja de Dreadnought (Strelin *et al.* 1992), que afecta a las

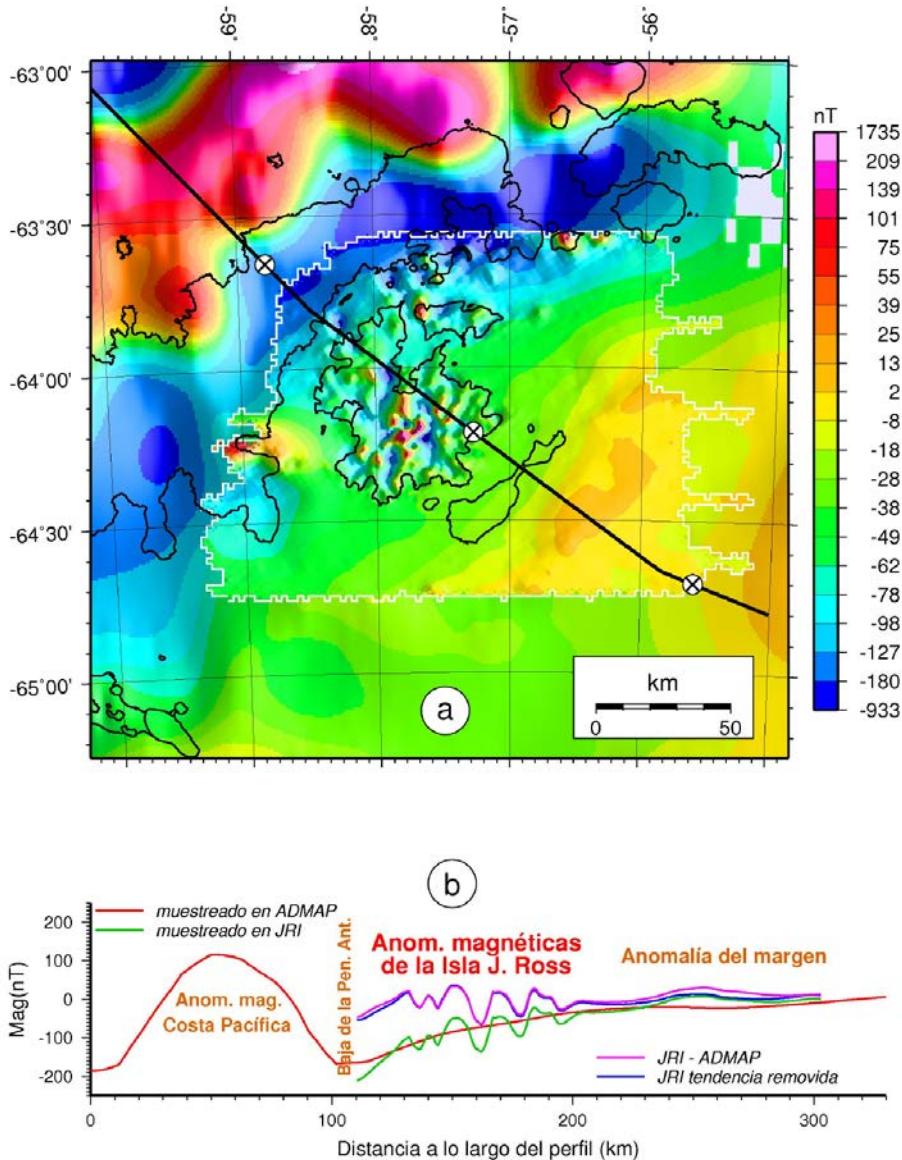
sedimentitas Cretácico-Cenozoicas previas a las volcanitas del Grupo Volcánico isla James Ross (Figs. 5, 6 y 7). Basado en evidencias de campo, Strelin *et al.* (1992) reportan la existencia de un episodio tectónico post-cretácico previo a las volcanitas del Terciario tardío-Reciente concurrente con el diastrofismo del Cenozoico más alto, que podría explicar los rechazos detectados en la faja de Dreadnought y la repetición de niveles estratigráficos en cabo Hamilton y punta Rabot. La faja de Dreadnought muestra un rechazo fundamentalmente vertical del orden de los 180 m (Strelin *et al.* 1992). En el sector situado al NO de la faja existe un predominio de anomalías magnéticas positivas, en tanto que en el sector SE las anomalías son predominantemente negativas y de mayor intensidad (Fig. 5 y 6). Notamos además que la anomalía gravimétrica negativa descrita por Jordan *et al.* (2009) constituye un rasgo exclusivo del sector SE (Fig 6). Las observaciones previas sugieren que la Faja de Dreadnought ejerció un control estructural importante frente a los procesos diastrófico-magmáticos del Neógeno en la isla James Ross.

Sobre el mar de Weddell se manifiesta una zona de quietud magnética (Labreque y Ghidella, 1997) que circunscribe a las islas Cerro Nevado y Marambio, y un alto magnético marginal de baja amplitud que bordea por el SE a la zona de quietud (Figs. 5 y 7) reflejando débilmente la presencia de rocas magnéticas en la cuenca Larsen y de un posible alto basamental.

### Sector SE de la faja de Dreadnought

Al sudeste de la faja de Dreadnought, el ruido magnético se restringe exclusivamente al ámbito terrestre de la isla James Ross (Figs. 5, 6 y 7). Pueden distinguirse dos agrupamientos de anomalías según la procedencia de sus fuentes: a) zona magnética central y b) zona magnética perimetral. La primer zona se compone de anomalías generadas por intrusivos ígneos, la segunda zona es generada por unidades extrusivas del Grupo Volcánico isla James Ross.

*Zona magnética central:* Aquí predominan anomalías magnéticas cuyas longitudes



**Figura 3:** a) Superposición del mapa de anomalías magnéticas del presente relevamiento (sector del archipiélago James Ross) con la imagen del ADMAP (*Antarctic Digital Magnetic Anomaly Project*), graficados con el mismo método y a igual escala. Nótese que la isla James Ross yace sobre el flanco negativo de la anomalía de la costa Pacífica. b) Perfil de anomalías magnéticas a lo largo de la línea mostrada en la figura 3a. Nótese que las anomalías de la isla James Ross (JRI) no se manifiestan en el campo anómalo generado por el ADMAP, el cual sirve como campo regional para el actual relevamiento de la isla James Ross. Nótese además que el margen alto es una anomalía magnética positiva de baja amplitud y longitud de onda larga.

de onda oscilan entre los 5 y 15 kilómetros. Las anomalías de mayor amplitud se localizan hacia el interior de la isla en el sector cubierto por hielos, adoptan formas biextendidas y se orientan con rumbo NS (Figs. 5 y 7). Las más intensas son las anomalías positivas C1, C2, C3 y C4, que alcanzan alrededor de los 800 nT; se concentran en una franja meridiana no mayor a los 10 km de ancho que se extiende

desde bahía Croft hasta punta Jefford. Las anomalías negativas C5, C6, C7, C8 y C9 se disponen en forma aproximadamente simétrica con respecto a la franja central positiva.

Teniendo en cuenta el carácter biextendido NS que adoptan las anomalías magnéticas en el centro de la isla James Ross y los perfiles aeromagnetométricos orientados con rumbo EO (perpendiculares a las

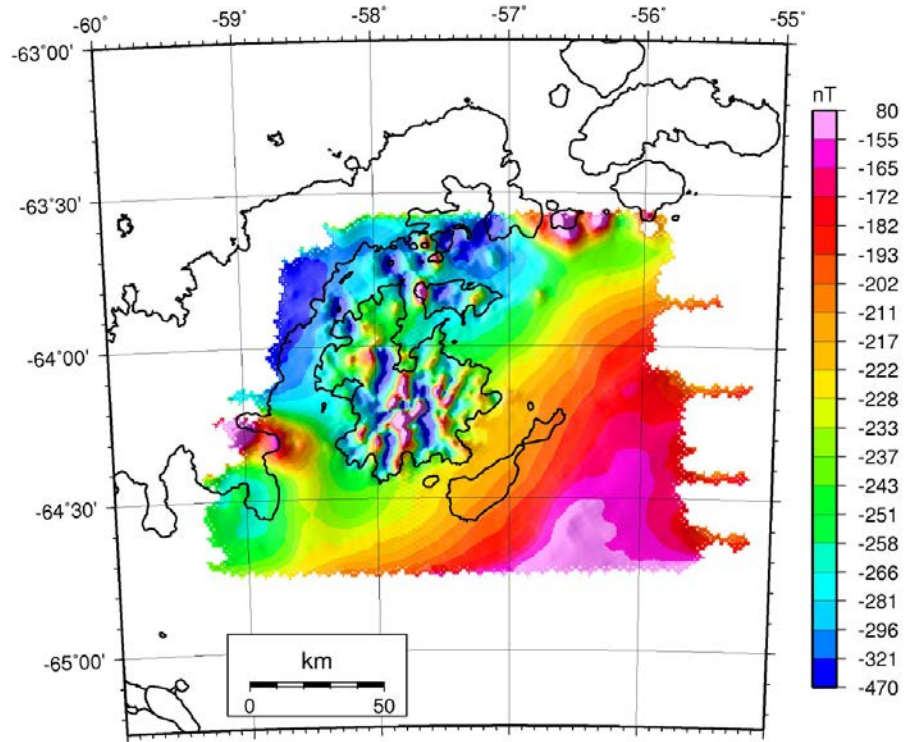
franjas magnéticas), se generó un modelo de las fuentes de campo magnético basado en un programa interactivo desarrollado por Ghidella y Köhn (2004) para calcular anomalías magnéticas de cuerpos propuestos en 2D a partir de una versión modificada del programa de Talwani y Heirtzler (1964) y Talwani (1965). Como base de partida para la modelización se eligió el perfil 290 (correspondiente a la línea de vuelo 290), el cual pasa sobre domo Haddington, máxima elevación de la isla, a 2050 m s.n.m. (Fig. 8). Se incorporaron además los perfiles 330 y 250 situados 10 km al norte y al sur del perfil 290, respectivamente. (Fig. 8). Con esto fue posible hacer un seguimiento de las estructuras volcánicas y obtener por primera vez una imagen aproximada de la estructura interna de la isla en un sector donde el acceso a los afloramientos rocosos se encuentra imposibilitado por la presencia de la cubierta de hielo.

El resultado de la modelización (Fig. 8) muestra sobre el nivel del mar, hacia el centro de la isla, una zona de cuerpos densamente poblada (de elevada susceptibilidad magnética) que reproduce aproximadamente la topografía y volumen del monte Haddington (Jordan *et al.* 2009), con un cuerpo central masivo y cuerpos periféricos menores que representarían enjambres de diques que intruyen el edificio volcánico. En los extremos E y O de los perfiles se desarrollan cuerpos superficiales con menor susceptibilidad magnética y altura que representan a las erupciones preservadas en los deltas de lava de la zona costera. Por debajo del nivel del mar, quedan determinadas en planta dos áreas principales: a) un franja circular bordeando el monte Haddington, constituida por diques subverticales que alcanzan profundidades menores a los 2 km; b) un área circular de aproximadamente 10 km de diámetro, que abarca el cuerpo central del monte Haddington, con material de alta susceptibilidad magnética (0.1 SI) que penetra a profundidades que superan los 3-5 km (Fig. 8). Este cuerpo central confirma la suposición de Jordan *et al.* (2009) sobre la presencia de un apilamiento de material ígneo hialoclástico que penetra a una pro-

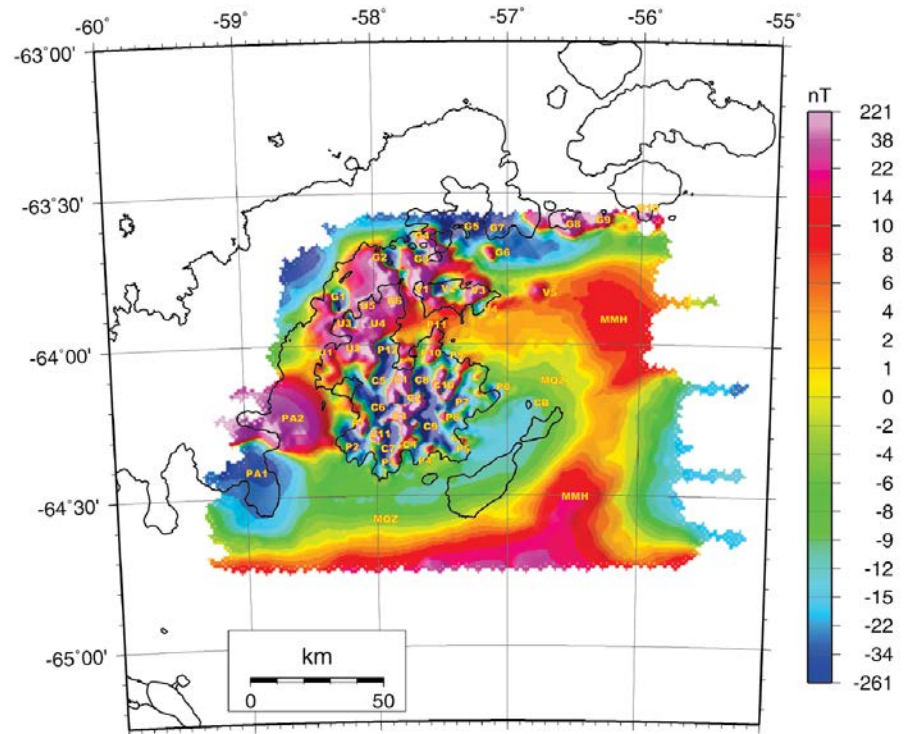
fundidad del orden de los 6 km. Las anomalías circulares C10 y C11 estarían relacionadas con edificios volcánicos ocultos bajo la cubierta de hielo, como sugieren los resultados de la modelización de los perfiles 250 y 330, que atraviesan dichas anomalías (Fig. 8).

**Zona magnética perimetral:** En esta zona las anomalías (P1 a P12) tienen menor amplitud ( $< 100$  nT) que las de la zona central, se correlacionan por su distribución espacial y forma con los afloramientos del JRI-VG (Figs. 5 y 7). En general reproducen el contorno de la línea de costa de la isla James Ross, sobre todo en el sector sur de la isla donde grandes glaciares de descarga labraron acantilados de varios cientos de metros sobre sedimentitas y volcanitas, producto de la intensa erosión Pleistocena (Strelin y Malagnino 1992a). La correlación que existe entre el contorno de las anomalías y la línea de costa (incluyendo a los rasgos erosivos más conspicuos), indica que la fuente del campo medible se encuentra restringida exclusivamente a las unidades magnetizadas de superficie (Fig. 9). Esta observación confirma los resultados del modelado magnético, cuyos perfiles reproducen en las áreas costeras cuerpos magnetizados que se erigen por encima del nivel del mar que reproducen la forma de cerros (Fig. 8). Un caso de anomalía perimetral se da en la localidad del cerro Sungold (Fig. 9b). Consiste en un delta de lava cubierto casi en su totalidad por hielos y rodeado por profundas escotaduras que conforman sus flancos acantilados producto de la erosión de las cabeceras de los glaciares Swift y Tait. Sobre dicho cerro se sitúa la anomalía negativa P3 de amplitud máxima 250 nT, cuyos flancos delimitan la forma del cerro en planta.

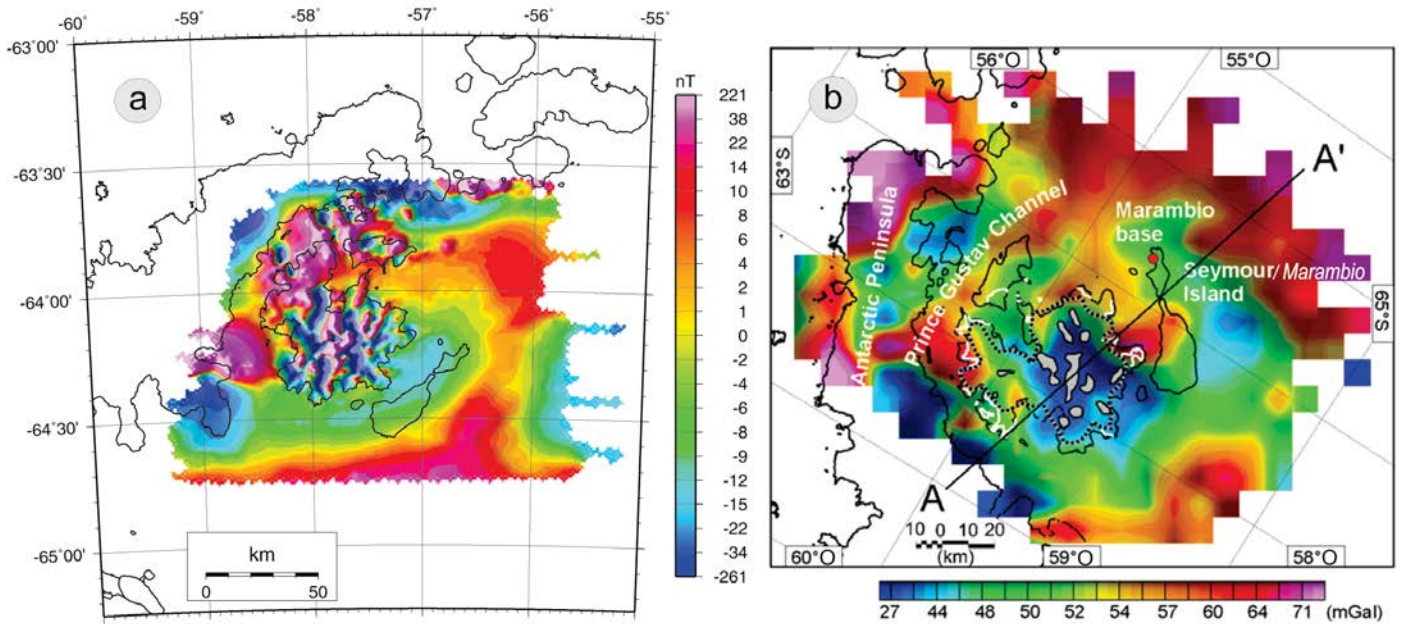
En la localidad de punta Jefford se desarrolla otro delta de lava, que junto con el delta del cerro Sungold son indistinguibles en edad y constituyen las erupciones más recientes del monte Haddington (Smellie *et al.* 2008). Sobre dicha localidad se sitúa la anomalía P4 de intensidad -50 nT, que se extiende isla adentro, hasta confluir con la anomalía central negativa C9 ubicada sobre el monte Haddington



**Figura 4:** Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo. Inclínación del campo ambiental:  $-56^\circ$ ; declinación:  $12^\circ$ . Nótese que no existen diferencias apreciables significativas entre la imagen de la reducción al polo (RTP) y la del mapa de anomalías de la figura 2b.



**Figura 5:** Mapa de anomalías magnéticas con un ajuste de segundo orden removido. Se muestran los nombres de las anomalías con la denominación usada en el texto.



**Figura 6:** Mapas de anomalías magnéticas y de gravedad de Bouguer. a) Mapa de anomalías magnéticas del presente relevamiento. b) Mapa de anomalía de Bouguer de la región de isla James Ross, extraído de Jordan *et al.* (2009). Ambos mapas están hechos en la misma proyección, pero difieren en el meridiano central, con lo cual uno aparece girado respecto al otro. Nótese, al comparar ambos mapas, la llamativa coincidencia que existe, en localización y forma, entre la anomalía de Bouguer negativa descrita por Jordan *et al.* (2009) y la zona magnética central (ruido magnético de alta frecuencia) identificada en el presente trabajo (Fig. 6a).

(Fig. 9b). Similar situación ocurre con los deltas de lava de las localidades de cabo Hamilton y los acantilados Rhino (al borde de la cabecera el glaciar Coley), donde se observan las anomalías negativas P5 y P7, respectivamente, comparables en área e intensidad con la anomalía P4 de punta Jefford, y que al igual que esta última convergen hacia la anomalía central del monte Haddington. La idea de que dichos deltas fueron formados por extensos flujos de lavas provenientes de localidades interiores a la isla (Smellie *et al.* 2008) queda reforzada por el seguimiento que puede hacerse de dichas unidades, por debajo del manto de hielo, a través de la señal magnética que éstas generan. Las líneas de flujo sugeridas están indicadas en la figura 9b.

Otros centros efusivos menores están asociados con anomalías de menor extensión areal. Tales son los casos de las anomalías circulares sobre cráteres volcánicos y conos de cenizas. La anomalía circular negativa de 75 nT (P8), situada en el extremo norte del cabo Gage, se ubica sobre el cono tobáceo conocido como el volcán Eu-

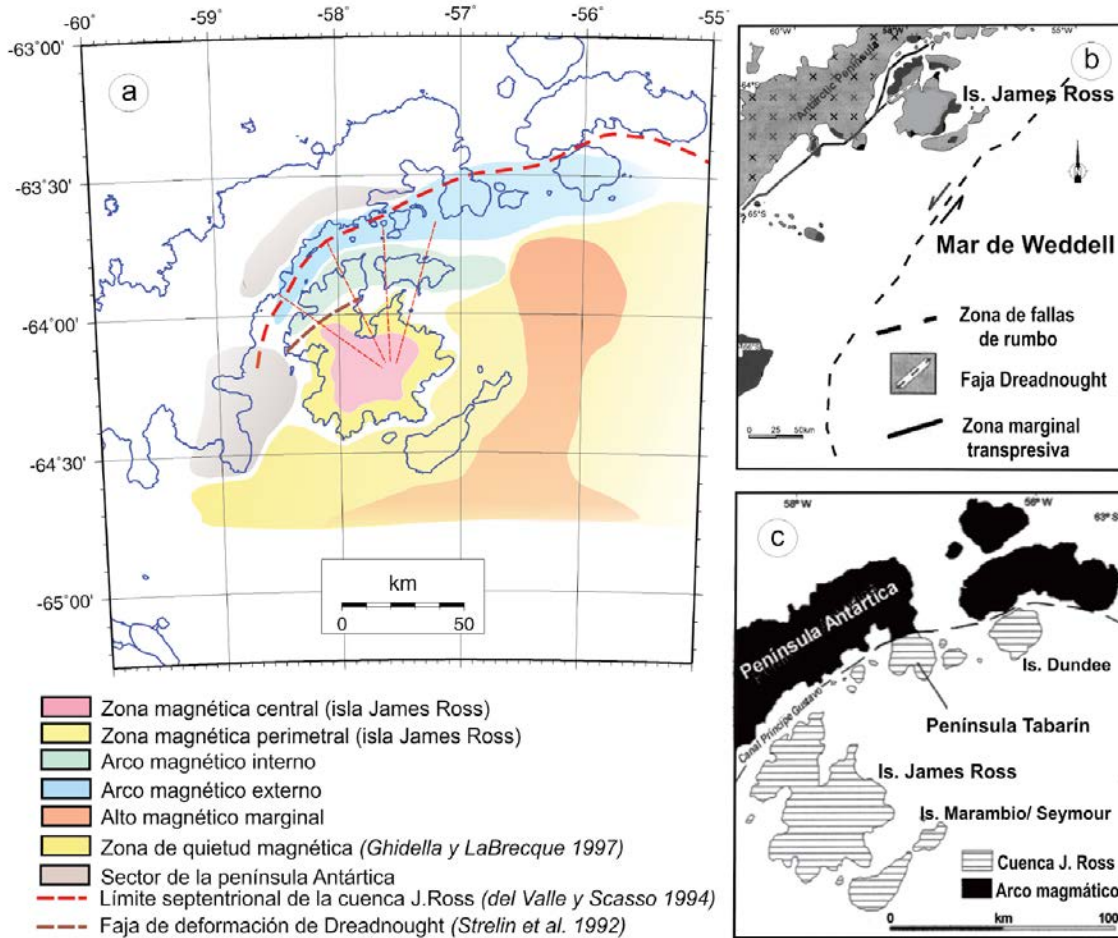
genia (Strelin y Malagnino 1992a), mientras que la anomalía positiva de 80 nT (P6) se centra en el cono volcánico Elba (Strelin y Malagnino 1992a) en la confluencia de las cabeceras de los glaciares Hobbs y Gourdon (Fig. 9).

Una anomalía circular positiva P11, de amplitud 30 nT, se ubica sobre el bien preservado cono de ceniza del cerro Terrapin, de génesis freatomagmática (Smellie *et al.* 2006) (Fig. 9). 5 km al sur del cerro se levanta la prominente barrera topográfica de los acantilados Förster, donde se localiza la anomalía positiva P10, de 40 nT. La anomalías P10 y P11 estarían genéticamente relacionadas ya que los acantilados Förster fueron formados a partir de un depósito de caída de cenizas proveniente de la erupción del cerro Terrapin (Smellie *et al.* 2006).

La anomalía negativa P12 de amplitud 250 nT, situada sobre el cerro Dobson, cubierto por una calota de hielo de aproximadamente 50 km<sup>2</sup> (Strelin y Malagnino 1992), abarca el área completa de las unidades expuestas y no expuestas que lo constituyen y se conecta hacia el sur con

las anomalías centrales negativas de rumbo N-S C5 y C6.

*Zona de quietud magnética y alto magnético marginal:* Una zona de quietud magnética (MQZ: *magnetic quiet zone*) que rodea por el sector E-SE a la isla James Ross se extiende mar adentro unos 30 km e incluye a las islas Cerro Nevado y Marambio (Fig. 5 y 7). En este sector el campo magnético anómalo se debilita hasta los -8 nT. Dentro de esta llanura magnética, una depresión (CB) de 10 nT, se manifiesta sobre la reducida extensión de la isla Cockburn. La razón de este campo de quietud magnética es el aumento paulatino del espesor de la cuenca sedimentaria mar adentro hacia el este (LaBrecque y Ghidella 1997). Este comportamiento se ve interrumpido por un alto magnético marginal (MMH: *Marginal magnetic high*) de baja amplitud (20-30 nT), que adopta la forma de una meseta extendida en dirección NNE-SSO (Fig. 5) a lo largo de más de 100 km. Se ubica sobre un sector de la plataforma continental Antártica donde se desarrolla un extenso sistema fallas detectadas por sísmica de reflexión, orientadas paralelamente



**Figura 7:** Mapa esquemático derivado de la interpretación de las anomalías magnéticas. b) Localización de la faja de Dreadnought y del sistema transpresivo. Modificado de del Valle y Keller (2001). c) Localización del límite oeste de la cuenca Larsen. Extraído de del Valle and Scasso (2004).

al margen continental de la península (Sloan *et al.* 1995, Strelin, 1995). Estas fallas delatan estructuras en flor (Harding, 1985) y dislocaciones verticales (Sloan *et al.* 1995) que sugieren un sistema de desplazamiento de rumbo (Sloan *et al.*, 1995). Creemos que el *Marginal magnetic high* surge del contraste de susceptibilidad magnética entre sistemas de bloques corticales con importantes componentes relativas de rechazo vertical.

#### Sector NO de la faja de Dreadnought

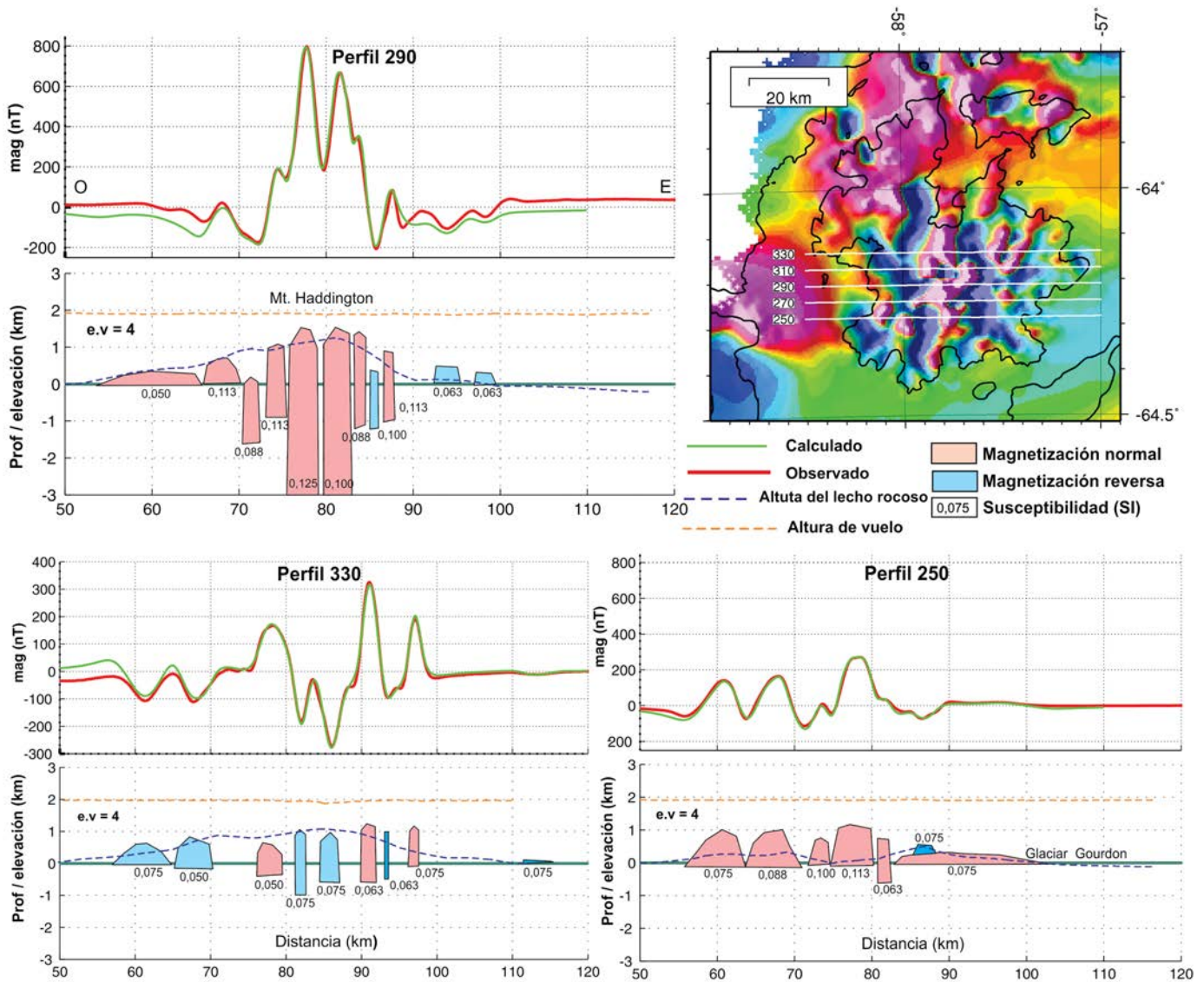
Al NO de la faja de Dreadnought (Strelin *et al.* 1992) se desarrolla una zona de ruido magnético de alta frecuencia, con anomalías en general circulares con longitudes de onda entre los 5 y 15 km, que abarca la península Ulu, isla Vega y el canal Príncipe Gustavo, con terminación abrupta en el margen oriental de la península Antártica (Figs. 4 y 5). En dicha zona las anomalías son en general de menor amplitud

que las ubicadas del lado SE; predominan las anomalías positivas y se distribuyen formando dos arcos magnéticos (Fig. 5) constituidos por una sucesión de anomalías circulares de amplitudes significativas (30-300 nT). El arco magnético interno se extiende unos 90 km través de la península Ulu e isla Vega; el arco magnético externo se desarrolla a lo largo del margen extremo de la cuenca James Ross (del Valle y Scasso 2004) por más de 150 km, en el área que abarca el canal Príncipe Gustavo, extremo sur de la península Tabarín e islas aledañas del extremo occidental de la península Antártica. Creemos que dichos arcos están evidenciando la presencia de dos extensas fajas estructurales en la corteza terrestre que actuaron como estructuras de control en la conducción del magmatismo Neógeno a través de conductos volcánicos de origen profundo. La existencia de estos conductos volcánicos queda evidenciada por la observación de

anomalías magnéticas circulares de elevada intensidad (hasta 300 nT) que circunscriben afloramientos volcánicos de formas geométricas diversas. La faja externa se desarrolla a lo largo de la zona marginal del sistema compresivo del Cretácico medio propuesto y descrito por del Valle y Miller (2001), y está sugiriendo la existencia de controles estructurales sobre el magmatismo Neógeno a lo largo del margen este de la península Antártica (Fig. 7b).

*Arco magnético interno:* En isla Vega las anomalías V1, V2, V3 y V4 presentan forma circular, con amplitudes de hasta 240 nT que se alinean con rumbo EO (Fig. 5) Dicho alineamiento sugiere la idea de erupciones volcánicas a lo largo de un eje fisural E-O coincidente con el eje mayor de la isla según lo propuesto por Smellie *et al.* (2008). La anomalía circular positiva (V5) de 30 nT, localizada 10 km costa afuera al este de cabo Gordon (isla Vega), queda alineada con las anomalías anteriormente





**Figura 8:** Modelado 2D del perfil magnético representativo (perfil 290) que atraviesa las anomalías centrales de la isla James Ross, y de los perfiles 250 y 330 (10 km al norte y sur del perfil 290, respectivamente). Los perfiles fueron elegidos teniendo en cuenta que las líneas de relevamiento se disponen perpendicularmente a la orientación NS que adoptan las franjas magnéticas biextendidas del centro de la isla. El modelo está basado en un programa interactivo desarrollado por Ghidella y Köhn (2004) para calcular anomalías magnéticas de cuerpos propuestos en 2D a partir de una versión modificada del programa de Talwani y Heirtzler (1964) o Talwani (1965). Las elevaciones de las líneas de vuelo y del lecho rocoso fueron extraídas de la grilla BEDMAP (resolución: 5 km) (Lythe *et al.* 2000). Nótese la diferencia entre las escalas magnéticas empleadas. La interpretación se encuentra desarrollada en el texto.

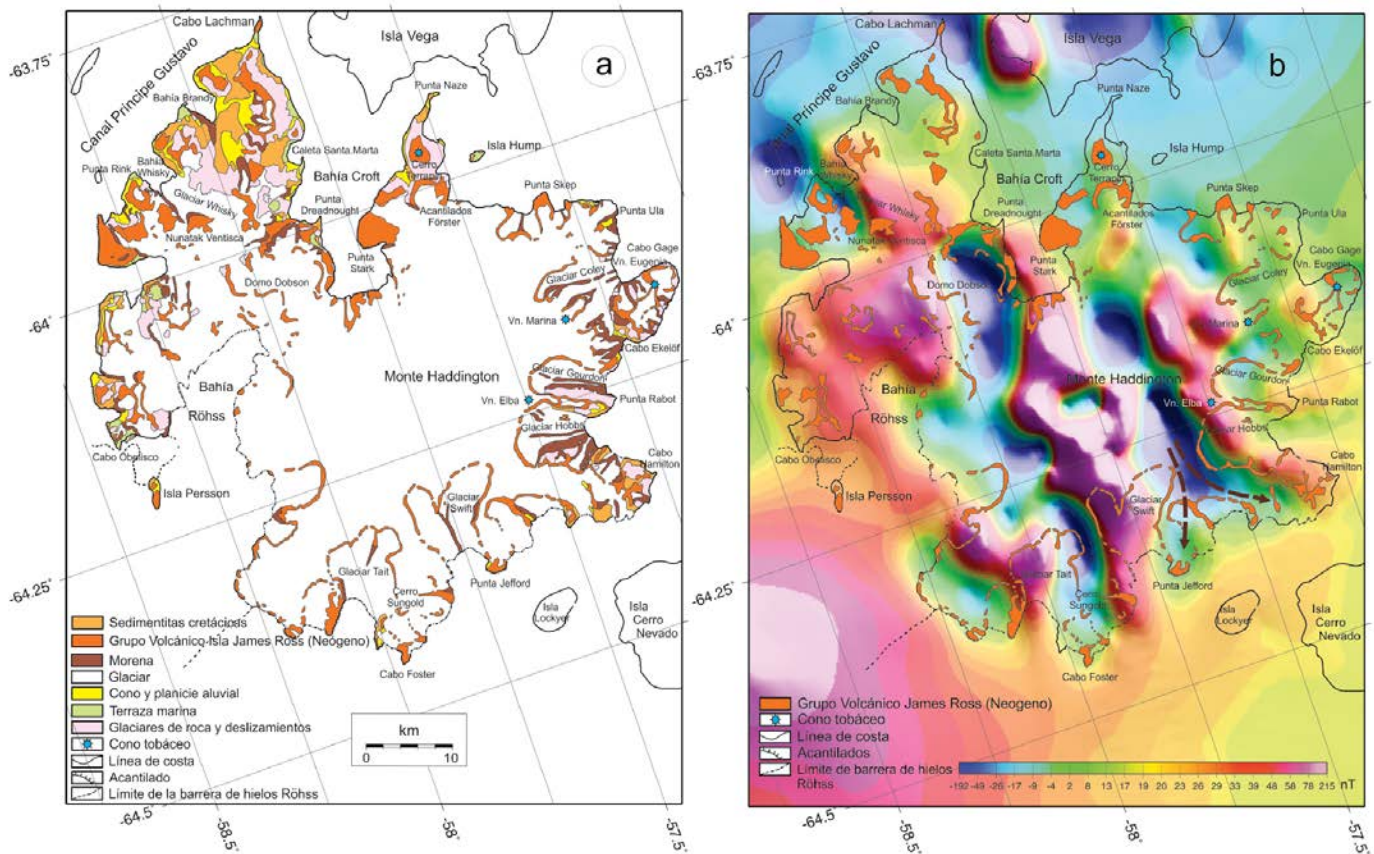
descriptas V1, V2, V3 y V4, y sugiere la prolongación del eje fisural que atraviesa isla Vega (Fig. 5) y podría bien tratarse de la manifestación de alguna estructura volcánica no emergida.

En la señal magnética dicho alineamiento se manifiesta desplazado hacia el borde norte de la isla. La anomalía positiva V1 (de 240 nT) en Keltie Head, es la de mayor intensidad y se sitúa sobre un afloramiento tipo domo, compuesto por hialoclastitas y brechas volcánicas (Smellie *et al.* 2008). En la localidad de Mohogany

Bluff, afloran rocas volcánicas que forman los acantilados más altos de la isla Vega (> 500 m s.n.m.); sobre estos afloramientos se sitúa la anomalía negativa V4 (de 60 nT) que abarca un área mayor que la de los mismos afloramientos. Las anomalías V2 (-90 nT) situada sobre los deltas de lava en Vértigo Cliff y V3 (70 nT) situada sobre Sandwich Bluff (al oeste del cabo Gordon), se extienden sobre áreas cubiertas por hielos.

En la península Ulu (isla James Ross) las anomalías U1 a U7 (Fig. 5) se vinculan con

afloramientos volcánicos. La anomalía circular negativa U3 en punta Rink (sector de la bahía Whisky), es la de mayor amplitud: 160 nT y se sitúa en parte, por encima de la planicie basáltica subhorizontal de punta Rink y en parte, sobre el cerro volcánico Virgin. Al norte de la península Ulu la anomalía positiva U6, de 30 nT, se ubica sobre el área de los riscos Lachman y las laderas Santa Marta, donde se preservan las secuencias más potentes de capas de lava registradas en la isla (Smellie *et al.* 2008). En el extremo norte de la península



**Figura 9:** a) Mapa Geomorfológico de la Isla James Ross. Adaptado de Strelin y Malagnino (1992a). Proyección Mercator Oblicua. b) Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo y afloramientos del Grupo Volcánico Isla James Ross.

la Ulu, sobre el sector de costas acantiladas del cabo Lachman se destaca la anomalía negativa U7 (de amplitud 75 nT). Hacia el sector sur de la península Ulu, sobre la mesa Back, se sitúa la anomalía positiva U2 (de amplitud 100 nT). Al sur de punta Kotick, la anomalía positiva U1 (45 nT) se relaciona con los deltas de lava que conforman la mesa Patalamon. Sobre el domo Davies situado entre las bahías Whisky y Brandy, aparece el máximo magnético circular de baja amplitud U5 (10 nT). Por último, la anomalía positiva U4 (20 nT) se encuentra por encima de un área cubierta por el glaciar Whisky y podría estar vinculada con los afloramientos volcánicos del cordón Stickle y los riscos Massey.

**Arco magnético externo:** El arco magnético externo dista radialmente del arco magnético interno unos 20 km. Comprende una sucesión de anomalías circulares con amplitudes significativas (entre 80 y 300 nT).

Se extiende por más de 150 km sobre los afloramientos volcánicos del Grupo Volcánico isla James Ross de las islas del canal Príncipe Gustavo, sur de la península Tabarín, islas de la entrada sur del estrecho Antarctic e islas del extremo NE de la península Antártica (Fig. 5). Dicho arco, integrado por las anomalías magnéticas G1 a G10, se desarrolla precisamente sobre el límite del borde extremo de la cuenca James Ross que fuera determinado por del Valle y Scasso (1994) (Fig. 7c); lo que constituye una evidencia geofísica adicional que sustenta la existencia de dicho límite y sugiere que la zona marginal del sistema transpresivo del Cretácico medio (del Valle y Miller, 2001), que corre a lo largo de dicho límite, habría actuado como control primario del encauzamiento del magnetismo neógeno.

En esta región, las anomalías magnéticas presentan las siguientes amplitudes: -200 nT sobre la isla Carlsson (G1); -120 nT so-

bre la isla Red (G2); 230 nT sobre las islas Egg, Tail, Corry e Eagle (G3); -80 nT sobre la isla Vortex (G4); -150 nT sobre la isla Beak (G5); -60 nT sobre la península Tabarín (G7); 300 nT sobre la isla Andersson (G8); 150 nT sobre la isla Rosamel (G9) y 220 nT sobre el extremo sur de la isla Dundee (G10). La anomalía circular G6 (de 50 nT), situada 5 km al SW de la península Tabarín (Fig. 5), podría estar relacionada con alguna estructura volcánica no emergida, similar quizás al recientemente descubierto volcán submarino Jun Jaegy (Hatfield *et al.* 2004), localizado 9 km al norte de la isla Andersson en el estrecho Antarctic, a sólo 40 km de la citada anomalía.

**Sector de la península Antártica:** La señal magnética en este sector del relevamiento es ajena a las rocas del Grupo Volcánico isla James Ross y se debe a la presencia de afloramientos volcánicos magnetizados de edad mesozoica a paleógena. Al SO de

la isla James Ross, sobre el margen oriental de la península Antártica, se desarrollan dos anomalías magnéticas con polaridades opuestas y amplitudes entre 80 y 100 nT (Fig. 5), que surgen como un positivo en el mapa de anomalías reducidas al polo (Fig. 4). La anomalía negativa PA1 tiene forma elipsoidal y se centra sobre el sector del cabo Longing, extendiéndose en un área que abarca a las rocas del Grupo Volcánico de la península Antártica (Aitkenhead N. 1965), aflorante al norte de dicho cabo. La anomalía positiva PA2, se ubica al norte de la primera, se extiende en sentido E-O sobre una franja de intrusivos volcánicos de edad isotópica jurásica a paleógena (Rex 1976).

## CONCLUSIONES

Datos de magnetismo terrestre fueron adquiridos como parte de un proyecto aerogeofísico conjunto entre el *British Antarctic Survey* y el Instituto Antártico Argentino que relevó un área de 21.000 km<sup>2</sup> sobre el mar de Weddell, en el sector NE de la península Antártica. Del estudio y modelización de las anomalías magnéticas obtuvimos un panorama general de la distribución en la corteza terrestre de las principales unidades volcánicas que se desarrollan en el archipiélago James Ross y que corresponden a las rocas del Grupo Volcánico Isla James Ross, de edad miocena a reciente. Un alto porcentaje de dichas rocas se encuentran cubiertas por hielo en la isla James Ross y Vega.

Las conclusiones son las siguientes:

- En el archipiélago James Ross, el campo magnético residual es producido por las rocas del Grupo Volcánico isla James Ross, producto de la actividad ígnea durante los últimos 20 Ma (Smellie *et al.* 2008).

- El Grupo Volcánico isla James Ross se emplaza sobre una zona de quietud magnética, en el margen del mar de Weddell, la cual refleja el ensanchamiento hacia el este del relleno sedimentario de la cuenca Larsen (Labreque y Ghidella, 1997). El alto magnético marginal que trunca la zona de quietud magnética está relacionado con una importante zona de fa-

llas de rumbo que se desarrolla paralela al margen continental Antártico (Sloan *et al.* 1995).

- La faja de Dreadnought (Strelin *et al.* 1992b) ejerció un control estructural frente de los procesos diastrofico-magmáticos que originaron el Grupo Volcánico isla James Ross, actuando como estructura divisoria entre dos regiones que ante la señal magnética delatan características magmato-tectónicas disímiles.

- Se advierte en la corteza terrestre el desarrollo de dos extensas fajas de debilidad estructural, claramente identificables por una sucesión de anomalías magnéticas circulares que integran un diseño en arco centrado en el monte Haddington. La faja interna se extiende a lo largo de 100 km, mientras que la externa, distante de la primera unos 20 km, se desarrolla a lo largo de 150 km.

- Se propone que dichas fajas actuaron como control estructural primario en la conducción del magma hacia la superficie durante el diastrofismo neógeno que originó el grupo volcánico isla James Ross y que el magma ascendió a través de conductos volcánicos de origen profundo por dichas fajas.

- La faja externa se desarrolla a lo largo de la zona marginal del sistema transpresivo del Cretácico medio, identificado y descrito por del Valle y Miller (2001) y delimita la zona de actividad magmática Neógena en la región.

- La estructura interna del estratovolcán Haddington (en la isla James Ross) comprende una raíz central de aproximadamente 5 km de diámetro, con elevada susceptibilidad magnética que penetra desde una profundidad superior a 3 km y enjambres de diques periféricos subverticales con rumbo aproximado NS que se desarrollan desde profundidades inferiores a los 2 km e intruyen a través del edificio volcánico.- Las anomalías magnéticas G6 (localizada 5 km al SO de la península Tabarín) y V5 (localizada 10 km al O de la isla Vega), podrían corresponder a estructuras volcánicas no emergidas, similares al volcán submarino Jun Jaegy (Hatfield *et al.* 2004) situado en el estrecho Antarctic.

## AGRADECIMIENTOS

Los datos magnéticos fueron adquiridos como parte de un proyecto argentino - británico en colaboración. Los autores agradecen a la tripulación, al equipo de apoyo de vuelo, y a todo el personal de la base Marambio por su amable hospitalidad. Se agradece a la ayuda del personal de la base Antártica Rothera, y especialmente al piloto Giles Wilson.

También se agradece a Rodolfo del Valle y a Jorge Strelin por su desinteresada y valiosa colaboración, y por su apoyo con incisivas reflexiones y acertados cometarios.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Antarctic Digital Data Base (ADD Consortium, <http://www.add.scar.org:8080/add/index.jsp>)
- Adie, R.J. 1953. The Rocks of Graham Land. Tesis doctoral, University of Cambridge (inédita), 259 p., Cambridge.
- Aitkenhead, N. 1965. The geology of the Duse Bay-Larsen Inlet area, North-East Graham Land, with particular reference to the Trinity Peninsula series. British Antarctic Survey Science Report 51: 1-62.
- Andersson, J.G. 1906. On the Geology of Graham Land. Boletín de la Institución Geológica. Universidad de Upsala 7: 19-71.
- del Valle, R.A., Fourcade, N.H. y Medina, F.A. 1983. Interpretación preliminar de las edades K-Ar y de los análisis químicos de las rocas volcánicas y de los diques de los nunataks Foca, Antártida. Contribuciones del Instituto Antártico Argentino 287, 13.
- del Valle, R.A., Díaz, M.T., Febrer, J.M. y Keller, M.A. 1992. Estudio sísmico en la isla James Ross. En Rinaldi, C.A. (ed.) Geología de la Isla James Ross. Instituto Antártico Argentino, 315-322, Buenos Aires.
- del Valle, R.A. y Miller, H. 2001. Transpressional deformation along the margin of Larsen Basin: new data from Pedersen Nunatak, Antarctic Peninsula. Antarctic Science 13: 158-166.
- del Valle, R.A. y Scasso, R.A. 2004. Límite de la cuenca Larsen en la península Tabarín, Antártida. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 38-44.
- Eagles, G., Gohl, K. y Larter, R.D. 2009. Animated tectonic reconstruction of the Southern Pacific and alkaline volcanism at its conver-

- gent margins since Eocene times. *Tectonophysics* 464: 21-29.
- Ferraccioli, F., Gambetta, M. y Bozzo, E. 1998. Microlevelling procedures applied to regional aeromagnetic data: an example from the Transantarctic Mountains (Antarctica). *Geophysical Prospecting* 46: 177-196.
- Ferraccioli, F., Jones, P.C., Vaughan, A.P.M. y Leat, P.T. 2006. New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle. *Geophysical Research Letters* 33 (L05310), 4.
- Ferraccioli, F., Jordan, T., Armadillo, E., Bozzo, E., Corr, H., Caneva, G., Robinson, C., Frearson, N. y Tabacco, I. 2007. Collaborative aerogeophysical campaign targets the Wilkes Subglacial Basin, the Transantarctic Mountains and the Dome C region. En Bozzo, E., Ferraccioli, F. (eds.) *The Italian-British Antarctic Geophysical and Geological Survey in Northern Victoria Land 2005-06-Towards the International Polar Year 2007-08*. Terra Antarctica Reports 13: 1-36.
- GEBCO: the General Bathymetric Chart of the Oceans, [http://www.gebco.net/data\\_and\\_products/gebco\\_digital\\_atlas/](http://www.gebco.net/data_and_products/gebco_digital_atlas/)
- Ghidella, M.E., Raymond, C.A. y LaBrecque, J.L. 1987. Intermediate wavelength magnetic anomalies and their regional tectonic implications. *EOS* 68, 1459.
- Ghidella, M.E., Raymond, C.A. y LaBrecque, J.L. 1991. Verification of crustal sources for satellite elevation magnetic anomalies and their regional tectonic implications. En Thompson, M.R.A., Crame, J.A. y Thompson, J.W. (eds.) *Geological evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, 243-250, Cambridge.
- Ghidella, M.E. y LaBrecque, J.L. 1992. Anomalías magnéticas sobre la isla James Ross y terrenos circundantes. En Rinaldi, C.A. (ed.) *Geología de la Isla James Ross*. Instituto Antártico Argentino, 299-313, Buenos Aires.
- Ghidella, M.E. y LaBrecque, J.L. 1997. The Jurassic Conjugate Margins of the Weddell Sea: Considerations Based on Magnetic, Gravity and Paleobathymetry Data. En Ricci, C.A. (ed.) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication, 441-451, Siena.
- Ghidella, M.E. y Köhn, J. 2004. ([http://www.dna.gov.ar/mararg/pictr2002/Tratamiento/mo-d2d\\_im/index.html](http://www.dna.gov.ar/mararg/pictr2002/Tratamiento/mo-d2d_im/index.html), 2004).
- Golynsky, A., Chiappini, M., Damaske, D., Ferraccioli, F., Ferris, J., Finn, C., Ghidella, M., Isihara, T., Johnson, A., Kim, H.R., Kovacs, L., LaBrecque, J., Masolov, V., Nogi, Y., Purucker, M., Taylor, P. y Torta, M. 2001. ADMAP - Magnetic Anomaly Map of the Antarctic, 1:10000000 scale map. En Morris, P., y von Frese, R.R.B. (eds.) *BAS (Misc.) 10*, Cambridge, British Antarctic Survey.
- González-Ferrán, O. 1983a. The Seal Nunataks: an active volcanic group on the Larsen Ice Shelf, West Antarctica. En Oliver, R.L., James, P.R. y Jago, J.B. (eds.), *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University press, 242-250, Cambridge.
- González-Ferrán, O. 1983b. The Larsen Rift: an active extension fracture in West Antarctica. En Oliver, R.L., James, P.R. y Jago, J.B. (eds.) *Antarctic Earth Sciences*, 344-346, Cambridge.
- González-Ferrán, O. 1985. Volcanic and tectonic evolution of the Northern Antarctic peninsula-Late Cenozoic to recent. *Tectonophysics* 114: 389-409.
- Hatfield, A., Bailey, D., Domack, E., Brachfeld, S., Gilbert, R., Ishman, S., Krahnemann, G. y Leventer, A. 2004. Jun Jaegy volcano: A recently discovered alkali basalt volcano in Antarctic Sound, Antarctica: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 85: Fall Meeting Supplement, Abstract T11A-1248.
- Hole, M.J. 1988. Post-subduction alkaline volcanism along the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London* 145: 985-998.
- Hole, M.J. 1990. Geochemical evolution of Pliocene-Recent post-subduction alkalic basalts from Seal Nunataks, Antarctic Peninsula. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 40: 149-167.
- Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D. y Storey, M. 1991. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology* 19: 657-660.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Rogers, G. y Sykes, M.A. 1992. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. En Smellie, J.L. (ed.) *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Geological Society London Special Publications, 81: 265-285, London.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Rogers, G. y Sykes, M.A. 1995. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. *Journal of Geological Society* 81: 265-285.
- Košler, J., Magna, T., Mlčoch, B., Mixa, P., Nývlt, D. y Holub, F.V. 2009. Combined Sr, Nd, Pb and Li isotope geochemistry of alkaline lavas from northern James Ross Island (Antarctic Peninsula) and implications for back-arc magma formation. *Chemical Geology* 258: 207-218.
- Kristjánsson, L., Gudmundsson, M.T., Smellie, J.L., McIntosh, W.C. y Esser, R. 2005. Palaeomagnetic,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and stratigraphical correlation of Miocene-Pliocene basalts in the Brandy Bay area, James Ross Island, Antarctica. *Antarctic Science* 17: 409-417.
- Jordan, T.A., Ferraccioli, F., Jones, P.C., Smellie, J.L., Ghidella, M.E. y Corr, H. 2009. Airborne gravity reveals interior of Antarctic volcano. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175: 127-136.
- LaBrecque, J.L. y Ghidella, M.E. 1997. Bathymetry, depth to magnetic basement, and sediment thickness estimates from aerogeophysical data over the western Weddell Basin. *Journal of Geophysical Research* 102: 7929-7946.
- Lythe, M.B., D.G. Vaughan and the BEDMAP Consortium (2000), BEDMAP - bed topography of the Antarctic. 1:10,000,000 scale map. *BAS (Misc.) 9*. Cambridge, British Antarctic Survey, <http://www.antarctica.ac.uk/aedc/bedmap/>
- Maslanyj, M.P., Garrett, S.W., Johnson, A.C., Renner, R.G.B. y Smith, A.M. 1991. Aeromagnetic anomaly map of West Antarctica (Weddell Sea Sector), British Antarctic Survey. *GEOMAP Series, Sheet 2*, 1:2500000, with supplementary text. *Brit. Ant. Surv., Natural Environment Research Council*, Cambridge.
- Nelson, P.H.H. 1966. The James Ross Island Volcanic Group of northeast Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports* 54: 1-62.
- Parra, J.C., Gonzalez-Ferran, O. y Bannister, J. 1984. Aeromagnetic survey over the South Shetland Islands, Bransfield Strait and part of the Antarctic Peninsula. *Revista Geológica de Chile* 23: 3-20.
- Rex, D.C. 1972. K/Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic

- Peninsula and Dronning Maud Land. En Adie R.J. (ed.) *Antarctic Geology and Geophysics*. I.U.G.S., Serie B (1), 133-136, Oslo.
- Rex, D.C. 1976. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin* 43: 49-58.
- Salani, F.M. 2005. Rocas hipabisales del Grupo Volcánico Isla James Ross, Cabo Lamb, isla Vega. 5° Simposio Argentino y 1° Simposio Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, Actas: en CD-ROM. Resumen Expandido N° 108GG, 4 p. Buenos Aires.
- Saunders, A.D. 1982. Petrology and geochemistry of alkali-basalts from Jason Peninsula, Oscar II Coast, Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin* 55: 1-9.
- Sloan, B.J., Lawver, L. y Anderson, J.B. 1995. Seismic stratigraphy of the Larsen Basin, eastern Antarctic Peninsula. *Antarctic Research Series* 68: 59-74.
- Smellie, J.L. 1987. Geochemistry and tectonic setting of alkaline volcanic rocks in the Antarctic Peninsula: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32: 269-285.
- Smellie, J.L., McArthur, McIntosh, W.C. y Esser, R. 2006. Late Neogene interglacial events in the James Ross Island region, northern Antarctic Peninsula, dated by Ar/Ar and Sr-isotope stratigraphy. *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242: 169-187.
- Smellie, J.L., Johnson, J.S., McIntosh, W.C., Esser, R., Gudmundsson, M.T., Hambrey, M.J. y van Wyk de Vries, B. 2008. Six million years of glacial history recorded in volcanic lithofacies of the James Ross Island Volcanic Group, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260: 122-148.
- Smellie, J.L. 1999. Lithostratigraphy of Miocene-Recent, alkaline volcanic fields in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land. *Antarctic Science* 11: 362-378.
- Strelin, J. y Malagnino, E.C. 1992. Geomorfología de la Isla James Ross. En: Rinaldi, C.A. (ed.) *Geología de la Isla James Ross*. Instituto Antártico Argentino, 7-35, Buenos Aires.
- Strelin, J., Scasso, R.A. y Olivero, E.B. 1992. New localities of the Santa Marta formation (late Cretaceous), James Ross Island, Antarctica. Stratigraphy and structural implications. En Rinaldi, C.A. (ed.) *Geología de la Isla James Ross*. Instituto Antártico Argentino, 221-337, Buenos Aires.
- Strelin, J.A. 1995. Interpretación de secuencias sísmicas en la plataforma continental noroccidental del mar de Weddell (Cuenca Larsen). 3° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Actas: 65-75, Buenos Aires.
- Sloan, B.J. y Lawver, L.A. 1995. Seismic stratigraphy of the Larsen Basin, Eastern Antarctic Peninsula. En Cooper, A.K., Barker, P.F. y Brancolini, G. (eds.) *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*, Antarctic Research Series 68: 59-74.
- Talwani, M. y Heirtzler, J.R. 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. En Parks, G.A. (ed.) *Computers in the mineral industries, Part 1*. Stanford University. *Publications in the Geological Sciences* 9: 464-480.

Recibido: 13 de febrero, 2012  
 Aceptado: 6 de junio, 2013