

Diamictos fosilíferos (Mioceno-Pleistoceno): Formaciones Belén, Gage y Terrapin en la isla James Ross, Antártida

Juan M. LIRIO¹, Héctor J. NÚÑEZ¹, Alwine BERTELS-PSOTKA², Rodolfo A. del VALLE¹

¹ Instituto Antártico Argentino Cerrito 1248, C1010AAZ Buenos Aires

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

² Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

RESUMEN. Se describen tres diamictos fosilíferos cenozoicos, los que constituyen sendas formaciones nuevas, portadores de pectínidos y microfósiles: la Formación Belén que aflora al Sur del fiordo Belén (Lat. 64° 00' S, Long. 57° 31' O), la Formación Gage que aflora al Sur del cabo Gage (Lat. 64° 12' S, Long. 57° 06' O), y la Formación Terrapin al Oeste del fiordo Belén al pie del cerro Terrapin; todas las localidades se hallan en la isla James Ross, situada al ENE de la península Antártica. Conchillas de pectínidos de la Formaciones Belén y Terrapin fueron datadas utilizando los isótopos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: para la Formación Belén se obtuvo una edad miocena tardía (6,8 ± 0,5 Ma) y para la Formación Terrapin pliocena tardía - pleistocena temprana (1,95 +1,12/-0,52); a la Formación Gage se le asigna edad pliocena tardía, menor de 3,1 ± 0,3 Ma según edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenida de un clasto de basalto incluido en el depósito, y no mayor de 2,4 Ma en base a la presencia de *Zygochlamys anderssoni*. Se compara el contenido micropaleontológico de estas formaciones con el de otros depósitos con pectínidos de las islas James Ross y Cockburn y se discute la importancia de las mismas en cuanto al conocimiento de la litoestratigrafía y del clima durante el Mioceno tardío - Pleistoceno en Antártida. El fiordo Belén es una localidad importante para el estudio de la evolución magmática de la cuenca Larsen ya que allí afloran, intercaladas en los depósitos diamicticos, las que son desde ahora las rocas volcánicas más antiguas dentro del Grupo Volcánico Isla James Ross (GVJIR), puesto que se les ha determinado una edad de 9,2 ± 0,3 Ma (método ⁴⁰Ar/³⁹Ar).

Palabras clave: *Litoestratigrafía, Neógeno, Micropaleontología, cuenca James Ross, Antártida*

ABSTRACT. *Fossiliferous Dimictons (Miocene-Pleistocene): Belén, Gage and Terrapin Formations on the James Ross Island, Antarctica.* Late Cenozoic fossiliferous diamicts, cropping out on the eastern part of James Ross Island (north-east Antarctic Peninsula) comprise three new lithostratigraphic units. The Belén and Terrapin formations crop out on the south and west coast of Belén Fjord (Lat. 64° 00' S Long. 57° 31' W), respectively, and the Gage Formation is exposed on the south coast of Cape Gage (Lat. 64° 12' S, Long. 57° 06' W). Shells of pectinids from the Belén and Terrapin formations were dated using ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopes, yielding a Late Miocene age (6.8 ± 0.5 Ma) and a Late Pliocene-Early Pleistocene age (1.95 +1.12/-0.52 Ma), respectively. The Gage Formation is thought to be Late Pliocene in age, younger than 3.1 ± 0.3 My on the basis of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating performed on a basalt clast included in the sediments and no older than 2.4 Ma based on the presence of *Zygochlamys anderssoni*. The micropaleontological content of these formations is compared with those of other cenozoic fossiliferous deposits from the James Ross Basin, and the importance of the paleoenvironmental evidence obtained from this correlation is discussed in relation to the present knowledge of Late Miocene - Pleistocene lithostratigraphy and climate evolution of Antarctica. Diamicts of the Belén and Terrapin formations and alkaline volcanic rocks of the James Ross Island Volcanic Group (JRIVG) are interbedded on the coast of Belén Fjord, where the oldest known volcanic rocks of the JRIVG are dated at 9.2 ± 0.3 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar). This age confirms a Late Miocene initiation of volcanic activities on James Ross Island and the importance of the Belén Fjord area for further studies of the early stages of Late Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Larsen Basin.

Key words: *Lithostratigraphy, Neogene, Micropaleontology, James Ross Basin, Antarctica*

Introducción

En el presente trabajo se dan a conocer algunos aspectos geológicos de la península El Morro (The Naze), en particular los de áreas próximas al fiordo Belén y al cabo Gage, al NNE y al NE de la isla James Ross, respectivamente (Fig.1).

Para el área del fiordo Belén se proponen dos entidades litológicas nuevas, Formación Belén y Formación Terrapin, portadoras de fósiles marinos; sus edades, ob-

tenidas utilizando los isótopos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, son miocena tardía, para Belén, y pliocena tardía - pleistocena temprana para Terrapin. Junto con la unidad litológica nueva propuesta para la localidad del cabo Gage, de edad pliocena, amplían el registro geológico del área y aportan información paleoambiental para el conocimiento de la evolución de la calota de hielos antártica. Los estudios geológicos y micropaleontológicos (ostrácodos y foraminíferos) permiten determinar los ambientes de depositación y las relaciones estratigráficas de las uni-

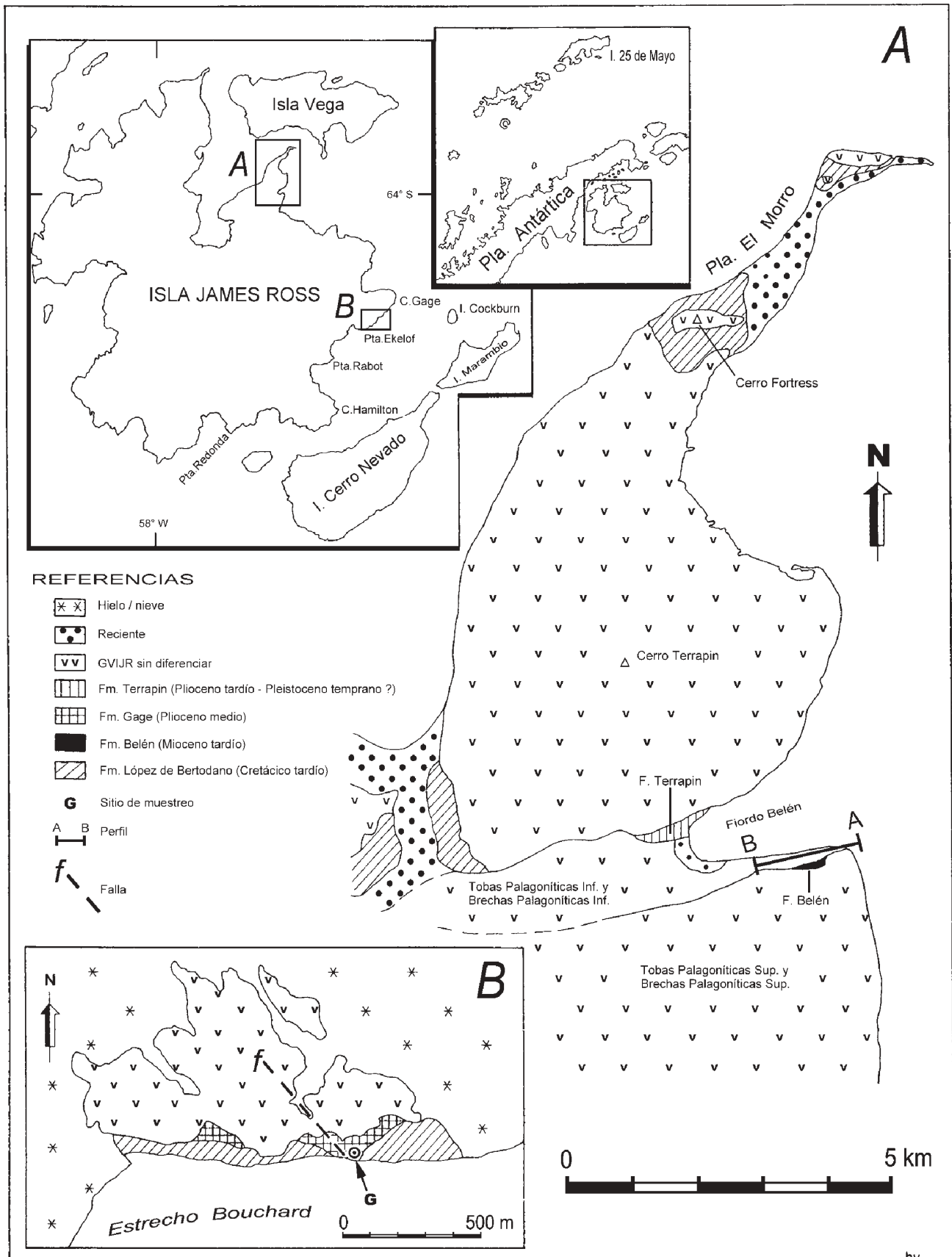


Figura 1: Mapas de ubicación de las áreas de trabajo: a, esquemas geológicos de península El Morro b, cabo Gage.

dades que se definen como formaciones (Belén, Gage y Terrapin), entre sí, y con el Grupo Volcánico Isla James Ross (GVIJR), permitiendo acotar alguno de los eventos volcánicos reconocidos. De la comparación de aquellas unidades con formaciones de edad miocena tardía – pleistocena aflorantes en las islas James Ross, Cockburn, 25 de Mayo (King George) y otras áreas de Antártida Oriental resulta el cuadro estratigráfico de la figura 2 para los depósitos cenozoicos con pectínidos de Antártida.

Antecedentes

La presencia de depósitos portadores de pectínidos es conocida desde hace tiempo en la Antártida; el “Conglomerado con *Pecten*” de la isla Cockburn (Fig. 1) fue mencionado y descrito por primera vez por Andersson (1906). Los depósitos conglomerádicos con fósiles marinos del grupo insular James Ross fueron estudiados por Harwood (1986), del Valle *et al.* (1987a y b), Marensi *et al.* (1987), Strelin y Malagnino (1992), Strelin *et al.* (1987, 1992 y 1997), Gazdzicki y Webb (1996), Dingle *et al.* (1997), Lirio y del Valle (1997), Pirrie *et al.* (1997b), Jonkers (1998a y b), Jonkers y Kelley (1998) y Bertels-Psotka *et al.* (2001) entre otros. Adicionalmente, en cooperación con el Reino Unido, se han analizado muestras paleontológicas de la isla James Ross obtenidas por investigadores del Instituto Antártico Argentino, cuyos resultados son mencionados en Jonkers *et al.* (2002).

Geología del fiordo Belén

El fiordo Belén se halla en el NNE de la isla James Ross, al SE de la península El Morro (*The Naze*) (Fig. 1a). Los antecedentes en el estudio de esta localidad son los trabajos de del Valle *et al.* (1987a y b), Lirio y del Valle (1997) y Jonkers *et al.* (2002). La presencia de acantilados verticales especialmente en la costa sur del fiordo, permite determinar claramente las relaciones estratigráficas y geometría de varias de las unidades aflorantes.

Las rocas más antiguas reconocidas son sedimentitas marinas de edad cretácica tardía (Campaniano-Maastrichtiano), de la Formación López de Bertodano (Rinaldi 1982). Estas rocas afloran en la costa SO del fiordo Belén, tienen un espesor de 10 m y algo menos de desarrollo lateral. Son areniscas induradas, de color verde claro, masivas, de grano medio, con fósiles escasos de invertebrados marinos; el contacto basal no está expuesto.

Sobre las areniscas cretácicas, en discordancia erosiva, se apoyan rocas volcánicas asignadas por Nelson (1966) al GVIJR. Los estudios realizados permiten diferenciar en el área del fiordo Belén varias unidades litológicas, las que son denominadas por los au-

tores: “Toba Palagonítica Inferior”, “Brecha Palagonítica Inferior”, “Toba Palagonítica Superior” y “Brecha Palagonítica Superior”; culminan esta sucesión volcánica las nominadas por Nelson (1966) “Palagonitic Tuff”.

A continuación se realiza una descripción breve de las mismas y sus relaciones con los afloramientos en el fiordo Belén y en el cerro Terrapin (Figs. 1a y 3).

Toba Palagonítica Inferior: Son las rocas volcánicas más antiguas (Mioceno tardío); afloran en las costas Sur y SO del fiordo en discordancia erosiva sobre las areniscas cretácicas; son de color castaño amarillento y estratificación paralela subhorizontal; forman un paquete de 25 m de espesor y unos 100 m de desarrollo lateral aflorante; pasan transicionalmente a la “Brecha Palagonítica Inferior”.

Brecha Palagonítica inferior: Los estratos de la “Toba Palagonítica Inferior” pasan transicionalmente a los de la “Brecha Palagonítica Inferior”. Afloran en las costas Sur y SO del fiordo, al igual que las unidades infrayacentes están en gran parte cubiertas por acarreo. Estas rocas son de color castaño grisáceo y poseen un espesor mínimo de 60 metros. El sector basal es tobáceo con estratificación paralela difusa; hacia el techo se torna brechoso y masivo con bloques basálticos angulosos que alcanzan 1 m de diámetro; en los niveles superiores tiene estratificación inclinada, asintótica hacia la base, con inclinación hacia el Este; a pocos metros del contacto superior contiene abundantes fragmentos de pectínidos.

Formación Belén: Al Sur del fiordo Belén, en la base del acantilado vertical parcialmente cubierto por acarreo aflora un diamicto fosilífero que alcanza a tener 5 m de espesor, se apoya sobre la Brecha Palagonítica Inferior y cubre una parte del sector de mayor pendiente y una parte del de estructura subhorizontal (Fig. 1).

Toba Palagonítica Superior: En discordancia sobre el diamicto fosilífero (Fig. 3) se apoya un paquete de tobas palagoníticas de aproximadamente 5 m de potencia y 30 a 40 m de desarrollo lateral; presenta clastos basálticos escasos, angulosos, de hasta 20 cm de diámetro. Los fragmentos de pectínidos hallados como bioclastos en un delgado lente de brecha palagonítica sugieren el enfriamiento submarino de las mismas y cierta contemporaneidad entre los pectínidos y las tobas palagoníticas.

Brecha Palagonítica Superior: Estas rocas se apoyan en discordancia sobre la “Toba Palagonítica Superior”, sobre el sector oriental del diamicto y sobre la “Brecha Palagonítica Inferior”. Está formado por paquetes de espesores variables entre 30 m al Este y 150 m al Oeste; contiene abundantes bloques basálticos, algunos de más de 1 m de diámetro. Tiene marcada estratificación

EDAD	LITOESTRATIGRAFÍA		
	ANTÁRTIDA OCCIDENTAL		ANTARTIDA ORIENTAL
	Isla James Ross	Islas Cockburn y 25 de Mayo	
Holoceno 0,01			0,006 Fm. TAYLOR
Pleistoceno	1,77	?	
	1,95	Fm. TERRAPIN	
Plioceno	Tardío	2,4-3,1 Fm. GAGE	3,0 Fm. ISLA COCKBURN 2,4-2,6 Fm. SCALLOP HILL 2,4-2,7 Fm. MESA GRAVEL
	3,58		
	Temprano		4,1-4,5 Fm. SORSDAL
Mioceno	5,32		
		6,8 Fm. BELÉN	
	Tardío		
		9,9 Fm. HOBBS GLACIER	
Oligoceno	11,2		
	Med.		
	16,4		
Oligoceno	Temprano		
	23,8		22,6 + 1,7 22,7 + 2,1 Fm. POLONEZ COVE
	28,5		29

Figura 2: Cuadro estratigráfico de las unidades aflorantes portadoras de pectínidos.

cruzada asintótica hacia la base con capas que inclinan hasta 30° hacia el Este. Estos paquetes de brechas tienen una continuidad lateral de unos 400 m; hacia el Este se adelgazan y acuan; hacia el Oeste ganan en altura y espesor pasando lateralmente a lavas basálticas, aflorantes entre los 140 - 240 m sobre el nivel del mar, con actitud subhorizontal. El espesor máximo expuesto de estas lavas se estima en 110 metros.

Formación Terrapin: En la costa SO del fiordo, a nivel del mar, aflora un depósito diamíctico poco consolidado, de espesor aproximado de 50 m y con un desarrollo lateral de 150 m, portador de pectínidos. Hacia el Oeste se eleva topográficamente hasta casi 50 m sobre el nivel del mar, donde yace en discordancia erosiva sobre las brechas palagoníticas inferiores.

Palagonitic Tuff: (son las rocas volcánicas más jóvenes del fiordo Belén): Así designó Nelson (1966) a las tobas palagoníticas que forman el cerro Terrapin. Su espesor es de aproximadamente 400 m y se apoyan en discordancia sobre la "Toba Palagonítica Inferior", sobre el diamicto fosilífero y sobre rocas cretácicas de la Formación López de Bertodano; son de color amarillento y estratificación paralela fina; Pirrie y Sykes (1987) las describen como tobas subácueas.

Geología del cabo Gage

En este sector de la isla James Ross (Fig. 1b), las rocas aflorantes más antiguas corresponden a sedimentitas marinas de edad cretácica tardía. Estas rocas están expuestas con un espesor aproximado de 200 m en la punta Ekelöf; son limolitas subhorizontales de color gris verdoso; pertenecen a la parte alta de la Formación Santa Marta (Olivero *et al.* 1986) y a la más baja de la Formación López de Bertodano; la macrofauna hallada es similar a la encontrada en el cabo Hamilton, asignada a la Formación López de Bertodano (Rinaldi 1982) y, recientemente, al Miembro Punta Hamilton de la Formación Santa Marta (Pirrie *et al.* 1997a).

A una altura de aproximadamente 200 m sobre el nivel del mar aflora sobre las rocas cretácicas, en contacto discordante erosivo, un diamicto fosilífero de pocos metros de espesor con buenas exposiciones en el sector de la punta Ekelöf; sigue luego una sucesión de varias decenas de metros de rocas volcánicas asignadas al GVIJR. Si bien no hay edades isotópicas para las rocas volcánicas aflorantes al Este de la isla James Ross, una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar de un basalto incluido en el diamicto infrayacente a las rocas volcánicas dió una edad de 3,1 ± 0,3 Ma (Jonkers *et al.* 2002), la que es considerada como máxima para el depósito.

Formación Belén (Mioceno tardío), *nomen novum*

Se nomina Formación Belén a un cuerpo sedimentario de origen glacimarino que aflora en el margen Sur del fiordo Belén (Figs. 1a y 3), donde se halla la sección tipo, y que por sus características litológicas corresponde a un depósito diamíctico poco consolidado, claramente diferenciable de las rocas que infrayacen y suprayacen al mismo.

Los elementos geológicos que caracterizan a la unidad son: su interestratificación en las rocas volcánicas del GVIJR entre los 70 y 80 m sobre el nivel del mar; el depósito tiene forma de cuña, en el extremo Este presenta el espesor mínimo y desaparece hacia el Oeste tapado por acarreo; el espesor máximo es de 5 m y el desarrollo lateral aflorante es de aproximadamente 100 metros.

El contacto basal es subhorizontal, con inclinación más pronunciada hacia el Este, donde está perturbado fuertemente.

La fracción conglomerádica contiene clastos subredondeados de tipos diversos, principalmente hialobasaltos olivínicos del GVIJR y clastos escasos de metamorfitas y areniscas cretácicas; el diámetro de los clastos mayores alcanza los 70 cm; el conglomerado es matriz soportado, con matriz de arena fina semiconsolidada; la selección es pobre.

La presencia de fósiles y la composición estratigráfica permiten reconocer dos sectores: occidental y oriental.

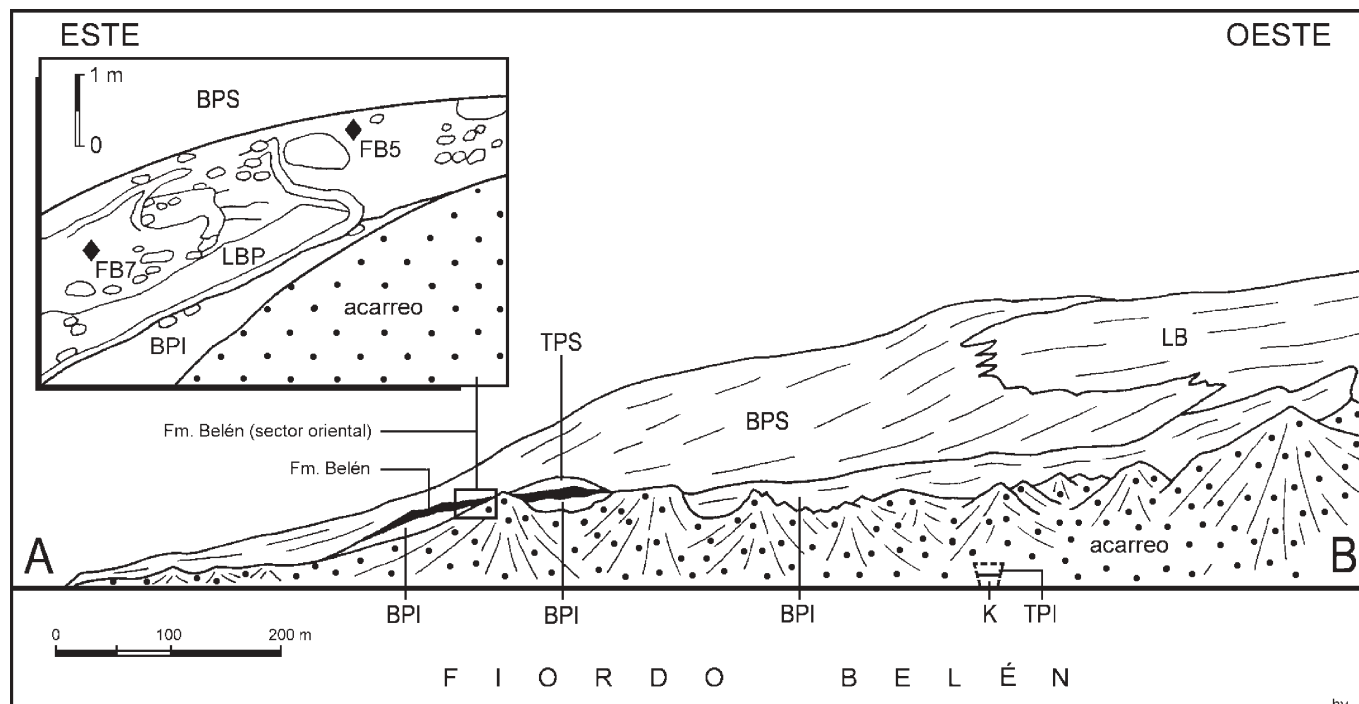


Figura 3: Sección geológica de las rocas expuestas en la costa Sur de Fiordo Belén (perfil AB, según fotografía tomada desde la costa norte del mismo). K: Cretácico, TPI: Toba Palagonítica Inferior, BPI: Brecha Palagonítica Inferior, TPS: Toba Palagonítica Superior, BPS: Brecha Palagonítica Superior, LB: lava basáltica, LBP: lente de brecha palagonítica incluida en la Formación Belén, FB5 y FB7 muestras para estudios paleontológicos.

Sector occidental: Está compuesto por numerosos bancos conglomerádicos generalmente granodecrecientes, en los que predominan los clastos de basalto subredondeados de hasta 20 cm de diámetro, en una matriz de arena gruesa. Los bancos presentan estratificación inclinada hacia el Este; su espesor y granulometría disminuyen hacia el techo; contienen gran cantidad de fragmentos de pectínidos, particularmente hacia el techo. En el tope se observa deformación por carga causada por las rocas de la “Toba Palagonítica Superior”.

Sector oriental: De menor desarrollo lateral que el anterior, es rico en pectínidos y presenta sedimentos arenosos hacia el techo; está fuertemente deformado en su parte superior, donde se interestratifica con lentes y bloques irregulares de brechas palagoníticas de color castaño rojizo; las brechas engloban clastos basálticos redondeados y, como bioclastos, numerosos fragmentos de pectínidos. El contacto con la “Brecha Palagonítica Superior” es neto, e inclinado hacia el Este. En este sector se pudieron diferenciar los siguientes bancos:

0-0,2 m: arena mediana conglomerádica, de selección pobre, con algunos guijarros basálticos redondeados de hasta 15 cm de diámetro. El banco es granodecreciente; la estratificación es paralela difusa y presenta conchillas de bivalvos, cuyas valvas, en su mayoría enteras, no están articuladas. El banco tiene varios metros de continuidad lateral, perdiéndose bruscamente hacia el Oeste debido a deformación intensa.

0,2-0,5 m: lente de brecha palagonítica, de color castaño, con abundantes bloques basálticos redondeados, de hasta 20 cm de diámetro, y gran cantidad de fragmentos de conchillas de bivalvos como bioclastos. Hacia el Oeste el lente se corta abruptamente por deformación.

0,5-2,0 m: arenisca gruesa conglomerádica; de selección pobre, con gran cantidad de valvas de pectínidos, en general enteras. El banco está intensamente fracturado y replegado. Contiene abundantes bloques basálticos redondeados de hasta 30 cm de diámetro y en menor cantidad bloques de brecha palagonítica angulosa, de hasta 70 cm de diámetro, que engloban fragmentos de pectínidos y bloques basálticos redondeados.

El material fosilífero de estos bancos fue determinado preliminarmente por del Valle *et al.* (1987b), Jonkers (1998a) y Jonkers *et al.* (2002); los fósiles son descritos bajo la denominación de *Zygochlamys anderssoni*; las valvas, desarticuladas, se hallan relativamente completas; en el acarreo se observa gran cantidad de fragmentos.

Micropaleontología

El análisis micropaleontológico consistió en el estudio de foraminíferos y ostrácodos. En cuanto al conocimiento de los foraminíferos que habitaron los ambientes marino y marino litoral de la Antártida durante el Mioceno, es escaso; la mayoría de las contribuciones

están relacionadas con las biocenosis y se deben a los resultados de expediciones oceanográficas realizadas desde fines del siglo XIX y durante el siglo XX. Los foraminíferos fósiles fueron investigados por Hennig (1910), Andersson (1906), Buckman (1910), Chapman (1916a y b), Holland (1910), Birkenmajer y Gazdzicki (1986), y Gazdzicka y Gazdzicki (1994), entre otros.

En cuanto a los ostrácodos, la determinación de las especies actuales que habitan en la Antártida se debe a Brady (1880), Skogsberg (1928) y más recientemente a Benson (1964), Neale (1967) y Hartmann (1987, 1989, 1990, 1991 y 1992) quienes mediante sus aportes contribuyeron significativamente al conocimiento de las poblaciones actuales antárticas y subantárticas. Las comunidades fósiles se conocen merced a los trabajos de Hennig (1910), Szczechura y Blaszyk (1996) y Gazdzicki y Webb (1996).

Los foraminíferos contenidos en la Formación Belén fueron estudiados previamente por Jonkers *et al.* (2002). Estos autores identificaron 18 taxones en cuya asociación predominan los cassidulínidos, tales como *Cassidulina crassa* y *Cassidulinoides parkerianus*, siendo *Cassidulina crassa* el taxón dominante; entre los foraminíferos, identificaron un taxón nuevo que denominaron *Ammoelphidiella* sp. nov. el que es exclusivo del Mioceno, por cuya razón es particularmente útil para reconocer estratos miocenos en regiones australes y carentes de elementos planctónicos diagnósticos.

Para la recuperación de las microfaunas se aplicaron los métodos clásicos que normalmente se utilizan en los laboratorios especializados. La preservación del material es regular.

En este estudio, además de los foraminíferos bentónicos identificados por Jonkers *et al.* (2002), se hallaron foraminíferos planctónicos de tamaño muy pequeño –probablemente individuos juveniles– pertenecientes a *Globigerinita glutinata* (Egger) y *Globorotalia* sp. taxón que fue hallado originalmente en aguas antárticas por Lipps y Krebs (1974). El hallazgo de *Globigerinita glutinata* (Egger) es de importancia pues es un elemento que permite acotar temporalmente el momento de la depositación de las capas analizadas.

En cuanto a los ostrácodos, éstos son sumamente escasos tanto cualitativamente como cuantitativamente. En efecto, se reconoció solamente *Patagonocythere longiducta* (Skogsberg 1928); especie que aún vive en mares australes (*cf.* Hartmann 1987). Es de destacar que este taxón fue descrito previamente en el “Conglomerado con *Pecten*” de la isla Cockburn por Szczechura y Blaszyk (1996), de edad pliocena; con este aporte el rango bioestratigráfico de la especie se extiende al Mioceno tardío.

Edad

Mediante los foraminíferos planctónicos, en particular la presencia de *Globigerinita glutinata* (Egger),

juntamente con la información de isótopos, se infiere una edad no mayor a la de Mioceno medio terminal – Mioceno tardío.

En efecto, *Globigerinita glutinata* tiene un registro desde la Zona Bioestratigráfica de foraminíferos planctónicos N 13 hasta la actualidad; hace su primera aparición en el techo del Mioceno medio (*cf.* Saito, Thompson y Breger 1981), vale decir que su presencia en la Fm. Belén sólo permite estimar la edad de la depositación en no mayor de 12 Ma, que es la edad absoluta propuesta por Haq *et al.* (1987) para la base de la Zona N 13.

Por otra parte, las conchillas de *Zygochlamys anderssoni* fueron datadas, utilizando los isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, en $6,8 \pm 1,3/-0,5$ Ma (Jonkers 1998a), Mioceno tardío, que es la edad asignada a la Formación Belén.

Asimismo, un clasto de basalto incluido en el diamicto fue datado por Jonkers *et al.* (2002) mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; se obtuvo una edad de $9,2 \pm 0,5$ Ma. La misma roca también fue datada en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) mediante el método K/Ar; el resultado de la datación sobre roca total fue de $9,0 \pm 0,3$ Ma, en base a los siguientes datos analíticos según informe INGEIS N° 4539, 04-09-2000: concentración de potasio = 0,82 %; concentración $^{40}\text{K} = 2,448 \times 10^{-8}$ mol/g; concentración $^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}} = 0,130 \times 10^{-10}$ mol/g; ^{40}Ar -atmosférico = 76,3 % y error porcentual 3,7 %; con constante según Steiger y Jager (1977). Estos clastos subredondeados, producto del retrabajo que sufrió la “Brecha Palagonítica Inferior”, de donde provienen, refieren la edad máxima para la Formación Belén: miocena tardía.

Ambiente de depositación

El techo de la “Brecha Palagonítica Inferior” se eleva desde el nivel del mar con una pendiente de casi 30° al oriente del fiordo, para hacerse subhorizontal en aproximadamente un kilómetro hacia el Oeste. La Formación Belén se apoya sobre esta plataforma subhorizontal y se acuña contra ella hacia el Oeste.

Nelson (1966) reconoce 5 unidades dentro del GVIJR; cada una de ellas corresponde a una fase mayor de actividad magmática. Estas unidades consisten típicamente en tobas subácueas sin estratificación, seguidas por brecha palagonítica, comúnmente de gran espesor que muestran capas frontales de fuerte pendiente, cubiertas a su vez por flujos subaéreos de lava basáltica. De acuerdo con el modelo propuesto por Nelson (1966), se considera que las rocas correspondientes a la “Toba Palagonítica Superior” y a la “Brecha Palagonítica Superior”, al descender por las capas frontales de la “Brecha Palagonítica Inferior”, pudieron englobar clastos basálticos redondeados y pectínidos. Las coladas basálticas relacionadas con la “Brecha Palagonítica Superior” actualmente están a 210 m sobre el nivel del mar y la Formación Belén yace a 70 m sobre

el nivel del mar; de este modo y asumiendo que los pectínidos vivían cuando se produjo el evento volcánico, la Formación Belén se formó a una profundidad inferior a 140 metros.

La deformación plegada de la parte media y superior de la formación sugiere un sentido del flujo desde el Oeste, concordante con el modelo propuesto. Probablemente la parte basal descrita corresponde a una facies distal con bloques menores y escasos pectínidos y el sector con deformación a una facies proximal parcialmente transportada pendiente abajo desde el Oeste y caracterizada por un mayor número de bloques basálticos redondeados de gran tamaño.

La existencia de clastos exóticos de metamorfitas en el conglomerado que, aunque están presentes en la península Antártica, no afloran en la isla James Ross, sugiere un transporte considerable para dichos clastos; no debe descartarse el transporte mediante balsaje por hielo, agente que actualmente actúa en Antártida.

Sobre la base de la fauna bentónica reconocida en la Fm. Belén, se considera que el ambiente en el que se desarrolló es el que corresponde a la zona de plataforma interna, de poca profundidad. Los foraminíferos planctónicos, de tamaño muy pequeño, juveniles, sólo habitan aguas superficiales, por lo que debieron ser llevados a su lugar de depositación final, en zonas de playa, por la acción del oleaje. Los ostrácodos, por su marcada escasez, no permiten inferencias fidedignas; sin embargo, cabe tomar en cuenta las condiciones señaladas por Hartmann (1987, 1989, 1990), bajo las cuales halló *Patagonocythere longiducta* (Skogsberg), siendo ellas: profundidades desde 12 a 133 metros, temperaturas hasta $-1,06^{\circ}$ y salinidades del 34,5‰; la especie prefiere fondos rocosos de areniscas (Hartmann 1989) y arcilitas, con vegetación algacea (Hartmann 1987, 1990).

Por su parte las valvas relativamente completas de *Zygochlamys anderssoni* sugieren un ambiente de energía que, durante algún tiempo, fue hidrodinámicamente bajo.

Ninguno de los taxones de *Zygochlamys* actuales conocidos vive al sur de la Convergencia Antártica. *Zygochlamys anderssoni* tiene la conchilla más grande y gruesa que todos los otros *Chlamys* actuales que viven en aguas polares de ambos hemisferios (ver Jonkers 1998a). La presencia de *Z. anderssoni* sugiere para la Formación Belén un ambiente desglazado, con temperaturas superiores a las de la actualidad, las que fluctúan entre 1°C a $3,5^{\circ}\text{C}$ en Invierno y $3,5^{\circ}\text{C}$ a 6°C en Verano (cf. Boltovskoy 1981).

La profundidad del agua puede estimarse con los rangos de profundidades de otros *Zygochlamys* relacionados con los encontrados en la Formación Belén. La máxima abundancia de *Zygochlamys patagonica* fue establecida entre 60 y 100 m (Waloszek 1984); *Zygochlamys delicatula* (Hutton) es pescado comercialmente entre los 80 y 200 m (Bull 1991).

Por otra parte la marcada escasez de foraminíferos planctónicos y de nanofósiles (A. Concheiro, com. personal 1998), son características ambientales que hacen suponer un ambiente marino cuya profundidad no superaría los 70 metros.

Valvas de pectínidos relativamente bien preservadas y poco fragmentadas, la abundancia de grandes clastos subredondeados y la fuerte pendiente sobre la que se apoyan los depósitos sugieren que los mismos se acumularon en un ambiente marino poco profundo y muy próximo a una costa acantilada labrada sobre rocas volcánicas.

Formación Gage (Plioceno: 3,1 - 2,4 Ma), *nomen novum*

La Formación Gage está constituida por depósitos conglomerádicos que afloran cerca de la costa entre el cabo Gage y la punta Ekelöf, al NE de la isla James Ross (Fig. 1b). Se apoya sobre las rocas cretácicas de la Formación López de Bertodano (Rinaldi *et al.* 1978) e infrayace a las rocas del GVIJR en el área donde afloran. Los depósitos son ricos en pectínidos, foraminíferos y ostrácodos. Los foraminíferos fueron estudiados por Jonkers *et al.* (2002).

Jonkers (1998a) asignó preliminarmente los depósitos del cabo Gage a la Formación Glacier Hobbs; pero las características litológicas propias permiten diferenciarlos como una nueva entidad, correlacionable con la Formación Isla Cockburn. Adicionalmente, la Fm. Gage también se diferencia de la Fm. Hobbs Glacier, por el contenido micropaleontológico y por la edad absoluta (cf. Bertels-Psotka *et al.* 2001).

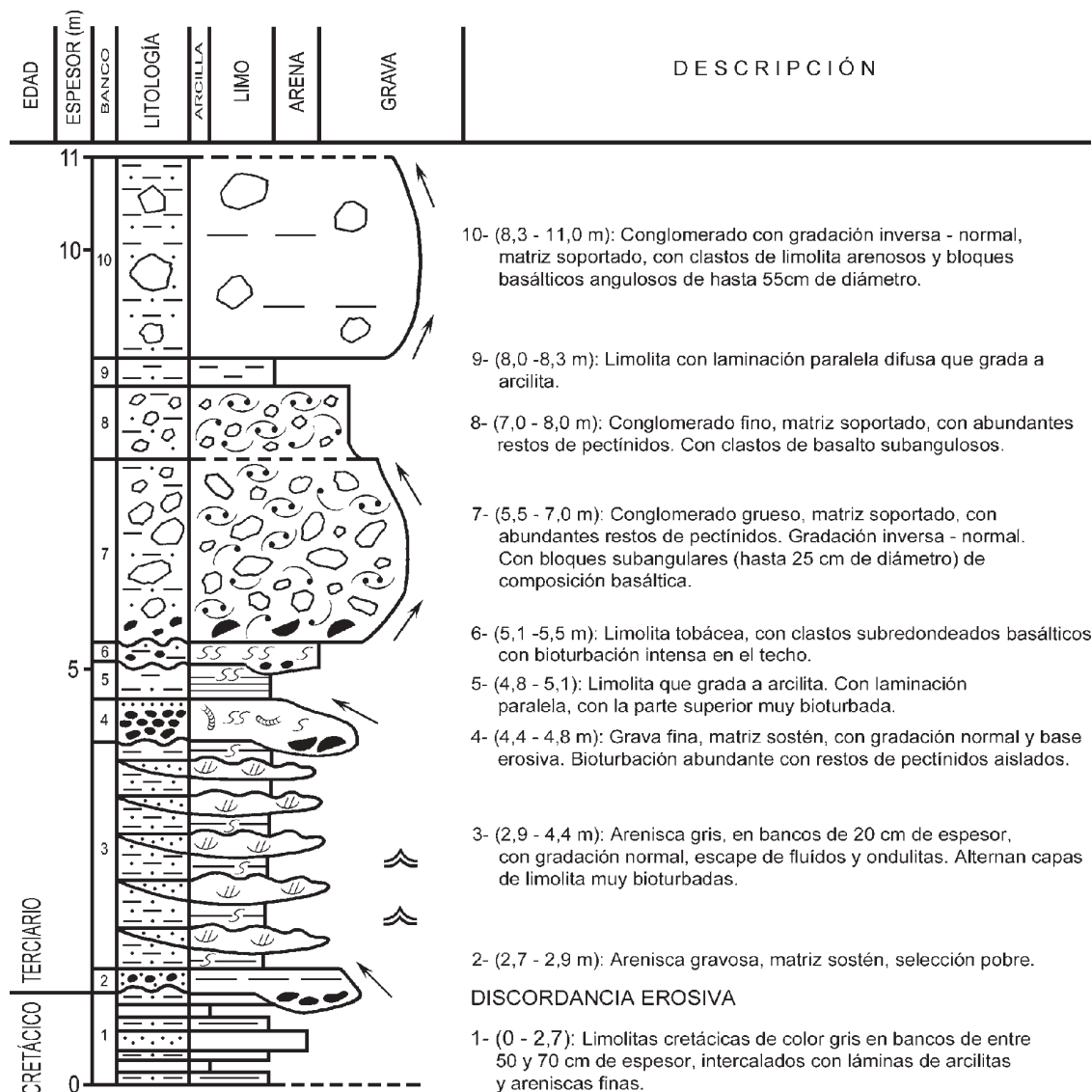
Los conglomerados portadores de pectínidos están bien expuestos en los acantilados verticales ubicados al oriente de una bahía que se abre sobre la costa Sur de la isla James Ross, entre el cabo Gage y la punta Ekelöf; las muestras fosilíferas fueron obtenidas en el sitio G (Fig. 1b), ubicado sobre la costa a aproximadamente 5 m sobre el nivel del mar (Fig. 1b, ampliada y modificada de la fotografía aérea BAS N° 915/1/329 y/o N° JR/i/356).

En el sitio G los conglomerados forman parte de una sucesión sedimentaria expuesta dentro de un bloque estructural limitado en su lado occidental por una “inconformidad” de exposición pobre, que semeja un plano de falla subvertical con rumbo NO; esta “inconformidad” puede ser también una falla o una gran superficie de deslizamiento. Las relaciones estratigráficas están bien definidas en la sección perfilada.

En la localidad tipo para la Formación Gage (ver Fig. 4), la columna estratigráfica está dividida en dos secciones principales:

1) Sección inferior, formada por limolitas y areniscas marinas de edad cretácica tardía.

2) Sección superior, de edad terciaria (estratos 2 a 10), que está compuesta por dos facies principales: 2a) facies de areniscas con estratificación cruzada y



Referencias:

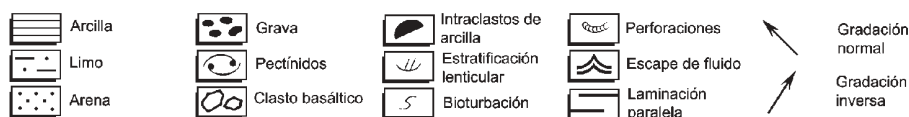


Figura 4: Perfil de la Formación Gage, en su localidad tipo (Cabo Gage).

limolitas bioturbadas que forman los estratos 2 y 3; y 2b) facies de conglomerados matriz soportados (con gradación inversa-normal; fosilíferos), compuesta por los estratos 4 a 10.

Micropaleontología

En el cabo Gage la presencia del fósil *Zygochlamys anderssoni* es abundante; la ocurrencia de foraminíferos y de ostrácodos es más frecuente en esta localidad que

en el fiordo Belén.

Con referencia a los foraminíferos, éstos fueron estudiados por Jonkers *et al.* (2002), siendo destacable la presencia de *Ammonelphidiella antarctica* Conato y Sagre, taxón que, hasta la fecha, es exclusivo del Plioceno de la Antártida. Con respecto a los ostrácodos, ellos son relativamente escasos aunque más diversos que en las otras entidades analizadas en este trabajo.

Se hallaron las siguientes especies: *Cytheropteron* sp. nov., *Patagonacythere devexa* (Müller 1908), *Australicythere polylyca* (Müller 1908) y una especie

que puede incluirse en la Familia Progonocytheridae la cual, tentativamente, se asigna genéricamente a *Tumidoleberis* sp. nov.

Edad

La presencia de *Ammoelphidiella antarctica*, un foraminífero exclusivo del Plioceno de la Antártida, permite asignar una edad pliocena a la Formación Gage. Un clasto basáltico incluido en estos depósitos fue datado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 3,1 Ma (Jonkers *et al.* 2002) y brinda la edad máxima para la Formación Gage; no hay edades de las rocas del GVIJR que cubren a esta entidad y que podrían otorgar una edad mínima, pero la misma puede acotarse sobre la base de la presencia de *Zygochlamys anderssoni*, que desaparece de las aguas antárticas a los 2,4 Ma (Jonkers 1998a).

Con la información disponible se asigna a la Formación Gage una edad entre 3,1 y 2,4 Ma.

Ambiente de depositación

Jonkers *et al.* (2002), al analizar los foraminíferos concluyen que la depositación tuvo lugar en un ambiente de plataforma debido al hecho de ser este el habitat que ocupan las especies en la actualidad.

Entre las especies de ostrácodos figuran *Patagonacythere devexa* y *Australicythere polylyca* las que fueron recuperadas vivas en regiones próximas al área estudiada. Con respecto a los requerimientos ecológicos de la primera, Hartmann (1989) menciona la preferencia de sedimentos consolidados, arenosos, como también arcillas consolidadas; en cuanto a *Australicythere polylyca* dicho autor (Hartmann 1990) señala que la especie habita preferentemente fondos duros, arenosos y con vegetación. Por ello se infiere que durante el Plioceno tardío el sustrato estuvo vegetado, por lo que las aguas fueron de profundidad escasa durante el tiempo de depositación de la formación.

El contenido paleontológico de la Formación Gage pertenece, muy probablemente, a un intervalo interglaciario.

Formación Terrapin (Plioceno tardío - Pleistoceno temprano), *nomen novum*

Se nomina Formación Terrapin al cuerpo sedimentario que aflora en la costa SE del fiordo Belén, a nivel del mar, y que constituye una unidad estratigráfica cuya base se apoya sobre la “Brecha Palagonítica Inferior” (Fig. 1A) y el techo está en contacto discordante con las tobas palagoníticas del GVIJR («Palagonitic tuff»; Nelson 1966).

Se trata de un depósito diamictico que alcanza un espesor máximo de 50 m y un desarrollo lateral de 150

m, hacia el SO del fiordo, en tanto cobra altura topográfica. Se acuña sobre la “Brecha Palagonítica Inferior” y desaparece aproximadamente a 70 m sobre el nivel del mar.

El diamicto es de color verde oscuro, clasto sostén y de selección pobre; está constituido por bloques angulosos de basaltos y brechas palagoníticas (de hasta 3 m de diámetro), por grava de la misma litología y por matriz de arena gravosa gruesa a fina; los bloques mayores se hallan en la base, aspecto que caracteriza al conjunto como de gradación normal; en los 5 m superiores, preferentemente hacia el techo, abundan fragmentos de bivalvos (pectínidos).

Micropaleontología

En los foraminíferos hay detalles de preservación que se consideran como buenos, a pesar de que están muy fragmentados, con los caparazones raramente enteros y con ausencia de las últimas cámaras en casi todos los individuos.

La riqueza específica es muy baja ya que sólo se hallaron seis taxones. Se trata de los órdenes Rotaliida y Buliminida, principalmente representantes de las Familias Cassidulinidae y Fursenkoinidae. Con respecto a las especies de foraminíferos reconocidas son: *Elphidium excavatum* (Terquem), *Elphidium gunteri* Cole, *Cassidulina crassa* (d'Orbigny), *Globocassidulina subglobosa* Brady, *Fursenkoina earlandi* (Parr) y *Cibicides refulgens* de Montfort. El número de cámaras de las especies de *Elphidium* es menor que las que tipifican a los taxones encontrados en regiones extra-antárticas.

En ciertas especies no se observan algunos caracteres superficiales, como es el caso de los poros, que son de tamaño muy pequeño en los *Elphididae* y *Fursenkoinidae* y sus paredes son delgadas.

Por otra parte, la asociación de foraminíferos está acompañada por ostrácodos, esferas de piritita y caparazones rellenos de óxidos de hierro, pudiendo algunas concentraciones haberse formado *post mortem*. Debe destacarse la gran contribución de material del Cretácico tardío-alto, retrabajado probablemente de la Formación López de Bertodano, del Grupo Marambio.

En cuanto a los ostrácodos, se halló una sola especie identificada como *Patagonacythere longiducta* (Skogsberg 1928).

Edad

La ausencia de *Zygochlamys anderssoni*, que desaparece de las aguas antárticas a los 2,4 Ma (Jonkers 1998a), podría indicar a ésta como edad máxima de los depósitos.

Los bivalvos corresponden a *Adamussium colbecki*, el único pectínido viviente alrededor de Antártida en la

actualidad. Las dataciones por los isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizadas en conchillas de *Adamussium colbecki* permiten asignar a los depósitos una edad entre 1,95 +1,12/-0,52 Ma (Plioceno tardío - Pleistoceno temprano), (H.A. Jonkers, Com. pers. 1997).

Si bien no hay un criterio objetivo para datar, mediante microfósiles, una edad relativa segura, cabe señalar que con excepción de las especies *Cassidulina crassa* y *Fursenkoina earlandi*, las faunas de foraminíferos de la Formación Belén y de la Formación Terrapin no son comparables ya que la frecuencia en que se halla cada uno de los taxones difiere marcadamente en ambos casos. Por otra parte están ausentes representantes del género *Ammoelphidiella*, el cual se extingue en el Plioceno. La edad está dada por determinaciones absolutas.

Ambiente de depositación

La selección muy pobre del depósito, la estratificación masiva, la angulosidad y tamaño de los clastos, la gradación normal y la presencia de una discordancia erosiva de origen glaciario en la base del cerro Terrapin, sugieren una influencia glaciaria fuerte en la base de la Formación Terrapin; ello se confirmaría con las estrías glaciarias (de dirección SO-NE) que del Valle *et al.* (1987a) hallan en concreciones cretácicas inmediatamente por debajo del GVIJR (que forma el cerro) y con rasgos glaciarios similares que dos de los autores (H.J.N. y J.M.L.) descubren en los basaltos del GVIJR que forman el cerro Fortress, continuación inmediata del cerro Terrapin hacia el NE (Fig. 1a). La fauna y la microfauna identificadas, especialmente las que se encuentran hacia el techo de la formación, donde se hallan los pectínidos, sugiere un ambiente marino poco profundo y escasa proximidad al frente glaciario.

La intensa fragmentación de las valvas de *Adamussium colbecki* (este bivalvo habita aguas antárticas y se encuentra a profundidades que van desde los 3 m a los 800 m [Berkman 1991]) y el grado alto de fragmentación de los caparzones y la rotura de las últimas cámaras de los foraminíferos, permiten suponer un ambiente de energía alta y de profundidad escasa (no superior a 30 m).

Los datos micropaleontológicos muestran que para la localidad tipo, estudiada en este trabajo, la depositación de la Formación Terrapin tuvo lugar en un ambiente marino, aunque de salinidad inferior a la normal; esta inferencia se realiza sobre la base de la presencia dominante de *Elphidium excavatum* y de *Elphidium gunteri* que, en todos los casos, son característicos de ambientes mixohalinos con baja diversidad faunística; estos ambientes suelen hallarse en el continente Antártico, donde la mezcla de aguas marinas y dulces (estas debidas a la presencia glaciaria) es frecuente, pudiendo existir aguas hipohalinas en el foco de origen.

Discusión

La existencia de depósitos portadores de pectínidos en diversas localidades del continente Antártico es mencionado por Anderson (1906), Speden (1962), Birkenmajer (1982), Pickard *et al.* (1986), Prentice *et al.* (1993), Strelin *et al.* (1997), Lirio *et al.* (1997), Jonkers (1998a), Bertels-Psotka *et al.* (2001). A continuación se discuten las principales características de los mismos.

Antártida Occidental

Formación Hobbs Glacier (Pirrie *et al.* 1997b): Depósitos glacimarininos infrayacentes al GVIJR, ubicados en el SE de la isla J. Ross, en la localidad de Punta Redonda (Fig. 1), fueron descritos y asignados por su contenido diatomológico al Mioceno (Marensi *et al.* 1987); los mismos están ubicados a 280 m sobre el nivel del mar.

Pirrie *et al.* (1997b) estudiaron los depósitos terciarios de este sector de la isla y propusieron denominarlos Formación Hobbs Glacier, la que tiene un espesor de 5 m, con su localidad tipo en la Punta Rabot (Fig. 1), donde se hallan a 250 m sobre el nivel del mar. Las placas de *Balanus* colectadas en el lugar dan una edad isotópica (isótopos de Sr) de 9,9 + 0,97 Ma (Mioceno tardío). La Formación Hobbs Glacier representa a los depósitos glacimarininos más antiguos del GVIJR. Esa formación, en el SE de la isla James Ross, infrayace a las rocas volcánicas y se apoya sobre una extensa discordancia erosiva subhorizontal que se encuentra a aproximadamente 250 m s.n.m. y que está labrada sobre rocas marinas cretácicas de las Formaciones Rabot (Lirio *et al.* 1989) y Snow Hill (Pirrie *et al.* 1997a).

En el cabo Hamilton, Bertels-Psotka *et al.* (2001) mencionan fragmentos de pectínidos (asignados preliminarmente a *Zygochlamys anderssoni*), y foraminíferos que indican edad miocena para la Formación Hobbs Glacier.

Dado que las Formaciones Belén, Cabo Gage y Terrapin se diferencian de la Formación Hobbs Glacier con respecto a: edades, contenido fósilífero, litología, alturas, relaciones estratigráficas con el GVIJR y paleoambientes, los autores consideran conveniente que la Formación Hobbs Glacier permanezca como fue definida originalmente por Pirrie *et al.* (1997b), esto es como depósitos glacimarininos de edad miocena tardía infrayacentes al GVIJR y restringida al sector SE de la isla James Ross.

Pecten Conglomerate (Andersson 1906) o Formación Cockburn Island (Jonkers 1998b): El conglomerado con *Pecten* de la isla Cockburn (Fig. 1) fue descrito, y llamado "*Pecten conglomerate*", por Andersson (1906).

Harwood (1986) señala una asociación de 21 géneros y 57 especies y propuso una edad de 2,8 a 2,0 Ma

(Plioceno tardío). Dicha edad se confirma con la presencia de las diatomeas *Actinocyclus actinochilus* (Ehrenberg) Simonsen y de *Thalassiosira complicata* Gersonde, que Gersonde y Burckle (1990) y Harwood y Maruyama (1992) datan en 3 Ma aproximadamente.

Jonkers (1998b) define al Conglomerado con *Pecten* de la isla Cockburn como Formación Isla Cockburn; Jonkers y Kelley (1998) diferencian una facies proximal y otra distal y le asignan a dicha entidad una edad entre 3 Ma y 2,8 Ma.

Los datos paleontológicos indican condiciones interglaciarias a la latitud de 64° Sur en la península Antártica y aportan indicios que sugieren la presencia de un clima polar relativamente moderado en algunas regiones de la Antártida durante el Plioceno.

Para Webb y Andreasen (1986) los foraminíferos y microfósiles de la isla Cockburn representan un ambiente costero pando (menos de 100 m), y condiciones interglaciarias, en que la línea de costa estaba libre de hielos durante parte del Plioceno tardío. Dichos autores obtienen, de un basalto infrayacente a la Formación Isla Cockburn, la edad de $3,65 \pm 0,3$ Ma (Plioceno temprano).

Para Gazdzicki y Webb (1996) la fauna de foraminíferos de la isla Cockburn tiene características comunes con asociaciones pliocenas de otras regiones antárticas. El paleoclima de las zonas costeras en la región de la isla Cockburn y en otras áreas de la Antártida pudo haber sido polar-moderado.

El contenido macro y micropaleontológico y la edad absoluta de la Formación Isla Cockburn son similares a los de la Formación Gage.

Formación Polonez Cove (Birkenmajer 1982): Esta compuesta por conglomerados basálticos monomícticos portadores de pectínidos; aflora cerca de Lions Rump y Low Head en la isla 25 de Mayo (Lat 62°7'S, Long 58°10'O). Los pectínidos que contiene, difieren de los presentes en la isla Cockburn y para Jonkers (1998a), representan un taxón nuevo aún no descripto. Dingle *et al.* (1997) datan estas conchillas por isótopos de Sr en aproximadamente 29 Ma y Smellie *et al.* (1998) sugieren una edad de 23 Ma.

Antártida Oriental

Formación Taylor (Speden 1962): Son arenas inconsolidadas aflorantes a unos 15 m s.n.m., en la región del canal McMurdo en el mar de Ross (Lat. 77°30'S, Long. 163°30'E). Contiene *Adamussium colbecki* data-do por ¹⁴C entre 6.670 ± 200 y 4.620 ± 60 BP.

Formación Scallop Hill (Speden 1962): Corresponde a areniscas y conglomerados tufáceos cementados. Contiene pectínidos referidos por Speden (1962) como *Chlamys* (*Zygochlamys*) *anderssoni*. Su localidad tipo aflora en la isla Black a 200 m s.n.m., en la región del

canal McMurdo (Lat. 78°10'S, Long. 166°30'E). Webb y Andreasen (1986) reportan una edad K-Ar para los clastos volcánicos de $2,62 \pm 0,04$ Ma.

Formación Prospect Mesa Gravel (Prentice *et al.* 1993): Son depósitos de grava fosilíferos aflorantes entre 155 y 170 metros s.n.m en el valle Wright (Lat. 77°30'S, Long. 162°E). Contiene *Chlamys* (*Zygochlamys*) *tuftsensis* (Turner 1967). Por su contenido diatomológico, Prentice *et al.* (1993) les asignan una edad entre 3 y 2,5 Ma.

Formación Sørnsdal (Quilty *et al.* 2000): Anteriormente conocida como "Marine Plain Deposits". Comprende areniscas ricas en diatomeas, aflorantes en las Vestfold Hills (Lat. 68°38'S, Long. 78°08'E). En esta formación se hallaron fósiles cetáceos y el pectínido *Chlamys* (*Zygochlamys*) *tuftsensis* (Turner 1967). Por el contenido diatomológico Quilty *et al.* (2000), estimaron la edad en 4,5 a 4,1 Ma.

Conclusiones

Al definir las formaciones Belén, Gage y Terrapin, se intenta contribuir al ordenamiento de los cuerpos litológicos dispersos en áreas de acceso difícil y de afloramientos escasos. Denominar y clasificar masas rocosas en la estratigrafía antártica puede ayudar a comprender e interpretar acontecimientos geológicos que suelen estar enmascarados por el suelo congelado, la nieve y el hielo.

Se considera que:

a) El lapso registrado por las Formaciones Belén, Gage y Terrapin tiene importancia en el esquema paleoambiental de la península Antártica puesto que, en particular las Formaciones Belén y Gage, corresponden a intervalos interglaciarios en los que el cambio climático se manifestó preferentemente en las zonas costeras de las áreas marinas; la Formación Terrapin refleja un avance glaciario hacia el final de la época pliocena.

b) El reconocimiento de microfósiles permite mejorar el esquema bioestratigráfico del Cenozoico de la Antártida. Con el hallazgo del ostrácodo *Patagonacythere longiducta* en la Formación Belén, se extiende el biocron de esta especie hasta el Mioceno tardío.

c) Los datos obtenidos en el fiordo Belén extienden la edad del GVIJR a 9,2 Ma; esto permite identificar a la "Toba Palagonítica Inferior" (perteneciente a ese Grupo) como las rocas volcánicas terciarias aflorantes más antiguas de la cuenca James Ross. De las edades obtenidas y de las relaciones estratigráficas observadas se concluye que la actividad volcánica en área del fiordo Belén comienza en el Mioceno tardío (9.2 Ma) y se prolonga hasta el Plioceno tardío - Pleistoceno temprano.

d) Del cuadro estratigráfico presentado en la figura 2, surge que entre los 3 y los 2,4 Ma (Formaciones Gage, Isla Cockburn, Scallop Hill y Mesa Gravel) las condi-

ciones ambientales fueron propicias para el desarrollo de pectínidos en el continente Antártico, lo cual confirma el mejoramiento climático continental ocurrido como consecuencia de la desglaciación verificada para la época.

e) La isla James Ross se constituye en una valiosa fuente de información paleoambiental para el intervalo Mioceno tardío – Pleistoceno en la Antártida.

Agradecimientos

Este trabajo se publicó después del fallecimiento de uno de sus autores; los restantes desean expresar el recuerdo respetuoso a la memoria de quién fue su profesora, colega y colaboradora: Alwine Bertels-Psotka.

Los autores agradecen a los árbitros de la revista por sus correcciones y sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andersson, J.G., 1906. On the Geology of Graham Land. Bulletin of the Geological Institution, University of Uppsala, 7: 19-71.
- Barrett, P.J., Adams, C.J., McIntosh, W.C., Swisher III, C.C and Wilson, G.S., 1992. Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. *Nature*, 359: 816-818.
- Benson, R. H., 1964. Recent Cytheracean ostracodes from McMurdo sound and the Ross Sea, Antarctica. The University of Kansas Paleontological Contributions. Arthropoda. Article 6: 1-36.
- Berkman, P.A., 1991. Holocene meltwater variations recorded in Antarctic coastal marine benthic assemblages.- In: G. Weller, C.L. Wilson & B.A.B. Severin (eds): International conference on the role of polar regions in global change: 440-449. University of Alaska, Fairbanks.
- Berkman, P.A. and Prentice, M.L., 1996. Pliocene extinction of Antarctic pectinid mollusks. *Science*, 271: 1606-1607.
- Bertels-Psotka, A., Concheyro, A. y Salani, F. N., 2001. Las Diamictitas de cabo Hamilton, isla James Ross, Antártida. Caracterización estratigráfica, sus microfósiles. 4 Congreso de Geología y Minería de la Sociedad Cubana de Geología. Marzo de 2001.
- Birkenmajer, K., 1982. Pliocene tillite-bearing succession of King George Island (South Shetland island, Antarctica). *Studia Geologica Polonica*, 74: 7-72.
- Birkenmajer, K. and Gazdzicka, A., 1986. Oligocene age of the Pecten Conglomerate on King George Island, West Antarctica. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 34: 219-226.
- Boltovskoy, E., 1981. Masas de agua en el Atlántico Sudoccidental. En: Atlas del Zooplancton del Atlántico Sudoccidental (Ed. Demetrio Boltovskoy). Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP): 227-237.
- Brady, G. S., 1880. Report on the Ostracoda dredged by the H. M. S. Challenger during the years 1873-1876. *Reports Scientific Results Voyage of H. M. S. Challenger*, Zoology (London), 1(3): 1-184.
- Buckman, S.S., 1910. Antarctic fossil Brachiopoda collected by the Swedish South Polar Expedition, 1901-03. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition, 1901-03, Geologie und Paläoetologie* 3 (7): 1-40.
- Bull, M.F., 1991. New Zealand. In: Shumway, S.E. (ed.): *Scallops: biology, ecology and aquaculture. Developments in Aquaculture & Fisheries Science*. 21: 853-859. Elsevier, Amsterdam 1095 p.
- Chapman, F., 1916a. Report on the Foraminifera and Ostracoda from elevated deposits on the shores of the Ross Sea: Report Sci. Invest. British Antarctic Expedition 1907-09, Geology, vol 2, Contribution. Palaeontology Petrology South Victoria Land, Ostracoda: 37-90.
- Chapman, F., 1916b. Report on the foraminifera and ostracoda out of marine muds from soundings in the Ross Sea: Report Sci. Invest. British Antarctic Expedition 1907-09, Geology, vol 2, Contribution Palaeontology Petrology South Victoria Land, Ostracoda: 71-80.
- del Valle, R.A., Marshall, P.A., Lirio J.M y Camerlingo, E., 1987a. Estrías glaciares bajo las piroclastitas del Terrapin Hill, isla James Ross. Antártida. En: Resúmenes, Primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires, 16 al 20 de Noviembre de 1987.
- del Valle, R.A., Marshall, P.A., Lirio J.M. y Camerlingo, E., 1987b. Sobre la presencia de conglomerado con pecten en el fiordo Belén. En: Resúmenes, Primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires, 16 al 20 de Noviembre de 1987.
- Dingle, R.V., McArthur, J.M. and Vroon, P., 1997. Oligocene and Pliocene interglacial events in the Antarctic Peninsula dated using strontium isotope stratigraphy. *Journal of the Geological Society: London*, 154: 257-264.
- Egger, J. G., 1893. Foraminiferen aus Meeresgrundproben, gelothet von 1874 bis 1876 von S. M. Sch.Gazelle. *Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. München, Math.-Phys. Cl.* 18(2):193-458.
- Gazdzicka, E. and Gazdzicki, A., 1994. Recycled Upper Cretaceous calcareous nannoplankton from the *Pecten* Conglomerate of Cockburn Island, Antarctica. *Polish Polar Research* 15: 3-13.
- Gazdzicki, A. and Webb P.N., 1996. Foraminifera from Pecten Conglomerate (Pliocene) of Cockburn Island, Antarctic Peninsula. In: A. Gazdzicki (Ed.) *Paleontological Results of the Polish Antarctic Expedition. Part 2. - Palaeontologia Polonica* 55. 147-174.
- Gersonde, R. and Burckle, L.H., 1990. Neogene diatom biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean). In: Barker, P.F. Kennett, J.P. *et al.* *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 113: 761-789.
- Haq, B.U., Hardenbold, P.R., Vail, R.C., Wright, L.E., Stover, G., Baum, T., Loutit, A., Gombos, T., Davies, C., Pflum, K., Romine, H., Posamentier, R. and Du Chene, J., 1987. *Mesozoic- Cenozoic Cycle Chart – Cenozoic*.
- Hartmann, G., 1987. Antarktische Benthische Ostracoden II. Auswertung der fahrten der "Polarstern" Ant. III/2 und der reisen der "Walter Herwig" 68/1 Und 2. 2. Teil: Elephant Island und Bransfield Strasse. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologische Museum und Institute*. 85: 1115-156. Alemania.
- Hartmann, G., 1989. Antarktische benthische Ostracoden V. Auswertung der Südwinterreise von FS "Polarstern"(Ps9/-1) im Bereich Elephant Island und der Antarktischen Halbinsel. . *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologische Museum und Institute*. 86: 231-288. Alemania.
- Hartmann, G., 1990. Antarktische benthische Ostracoden VI. Auswertung der Reise der "Polarstern" Ant. VU-2 (1. Teil, Meiofauna und Zehnersevien) sowie Versuch einer vorläufigen Auswertung aller bislang vorliegenden Daten. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologische Museum und Institut*. 87: 191-245.
- Hartmann, G., 1991. Antarktische benthische Ostracoden 7. Ostracoden aus dem Oberen Litoral von King George Island. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologische Museum und Institute*. Band 88: 211-220.
- Hartmann, G., 1992. Antarktische benthische Ostracoden. 8. Auswertung der Reise der "Meteor"(Ant. 11/4) in die Gewässer um Elephant Island und der Antarktischen halbinsel. *Helgoländer Meeresunter*. 46: 406-424.
- Harwood, D.M., 1986. Diatom biostratigraphy and paleoecology and a Cenozoic history of Antarctica, PhD Thesis, Ohio State University.
- Harwood, D.M. and Maruyama T., 1992. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the

- Kergelen Plateau, Leg 120. In: Wise, S.W. and Schlich, R. *et al.* Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 120: 683-733.
- Hennig, A., 1910. Le conglomérat pleistocene a Pecten de l'île Cockburn. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition, 1901-1903. Geologie und Paläontologie 3(10): 1-73
- Holland, R., 1910. The fossil foraminifera. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition, 1901-03, Geologie und Paläontologie 3(9): 1-12.
- Jonkers, H.A., 1998a. Stratigraphy of Antarctic late Cenozoic pectinid-bearing deposits. Antarctic Science 12: 161-170.
- Jonkers, H.A., 1998b. The Cockburn Island Formation; Late Pliocene interglacial sedimentation in the James Ross Basin: northern Antarctic Peninsula. Newsletters on Stratigraphy 6 (2/3), 63-76.
- Jonkers, H.A. and Kelley, S.P., 1998. A reassessment of the age of the Cockburn Island Formation, northern Antarctic Peninsula, and its palaeoclimatic implications. Journal of the Geological Society, London, 155: 737-740.
- Jonkers, H.A., Lirio, J.M. del Valle, R.A. and Kelley S.P., (2002). Lithofacies, biofacies and age of late Neogene sedimentary units associated with the James Ross Island Volcanic Group, Antarctica. Geological Magazine, 139: 577-594. Cambridge University Press.
- Lipps, J. H. and Krebs, W. N., 1974. Planktonic Foraminifera associated with Antarctic Sea ice. Journal of Foraminiferal Research 4(2): 80-85
- Lirio, J.M., Marensi, S.A., Santillana, S.N., Marshall, P. and Rinaldi, C.A., 1989. Marambio Group at Southeastern part of James Ross Island, Antarctica. Instituto Antártico Argentino, Contribución 371: 1-46.
- Lirio, J.M. y R.A. del Valle, 1997. Conglomerados con pecten (Mioceno Superior y Plioceno Superior) en la isla J. Ross, península Antártica. IV Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires.
- Marensi, S.A., Lirio, J.M., Stinco L.P. y Macchiavello, J.C., 1987. Informe preliminar acerca de diamictitas en el terciario de punta Redonda, Isla James Ross. En: Resúmenes, Primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires, 16 al 20 de Noviembre de 1987.
- Müller, G.W., 1908. Die Ostracoden der deutschen Südpolar Expedition 1901 – 1903. Wissenschaftliche Ergebnisse der deutsche Südpolarexpedition. Zoologie 10 (2): 51-181.
- Neale, J. W., 1967. An Ostracod fauna from Halley Bay, Coats Land, British Antarctic Territory. British Antarctic Survey, Scientific Reports, 58: 1-50
- Nelson, P.H.H., 1966. The James Ross Island Volcanic Group of Northeast Graham Land. British Antarctic Survey, Scientific Reports, 54: 1-62.
- Olivero, E.B., Scasso, R.A. y Rinaldi, C.A., 1986. Revisión del Grupo Marambio en la isla James Ross, Antártida / Revision of the Marambio Group, James Ross Island, Antarctica. Instituto Antártico Argentino, Contribución. 331: 1-29.
- Pickard, J., Adamson, D.A. Harwood, D.M., Miller, G.H., Quilty, P.G. and Dell, R.K., 1986. Early Pliocene marine sediments in the Vestfold Hills, East Antarctica: implications for coastline, ice sheet and climate. South African Journal of Science, 82: 520-521.
- Pirrie, D. and Sykes, M.A., 1987. Regional significance of proglacial delta-front reworked tuffs, James Ross Island area. British Antarctic Survey Bulletin 77: 1-12.
- Pirrie, D., Crame, J.A. Lomas, S.A. and Riding, J.B., 1997a. Late Cretaceous stratigraphy of Admiralty Sound region, James Ross Basin, Antarctica. Cretaceous Research 18, 109-137.
- Pirrie, D., J.A. Crame, S.A. Riding, A.R. Butcher and Taylor, P.D., 1997b. Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region; the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. Geological Magazine, 136: 745-762.
- Prentice, M.L., Bockheim, J.G., Wilson, S.C., Burckle, L.H., Hodell, D.A., Schluchter, C. and Kellogg, D.E., 1993. Late Neogene Antarctic glacial history: evidence from central Wright Valley, 60: 207-250.
- Quilty, P.G., Lirio, J.M. and Jilet, D., 2000. Stratigraphy of the Pliocene Sørsdal Formation, Marine Plain, Vestfold Hills, East Antarctica. Antarctic Science, 12 (2): 205-216.
- Rinaldi, C.A., 1982. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. En: Antarctic Geoscience, Craddock, C. (Ed.): 331-337. The University of Wisconsin Press. Madison.
- Rinaldi, C.A., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, H.L. y del Valle R.A., 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio. Instituto Antártico Argentino, Contribución 217: 1-37. Buenos Aires.
- Saito, T., Thompson, P. R. and Breger, D., 1981. Systematic index of Recent and Pleistocene planktonic Foraminifera. University of Tokyo Press: 1-190.
- Skogsberg, T., 1928. Studies on marine ostracods: Part 2. External morphology of the genus *Cythereis* with description of twenty-one new species. California Academic Science Occasional Papers, 15: 1-55.
- Smellie, J.L., Millar, I.L., Rex, D.C. and Butterworth, P.J., 1998. Subaqueous, basaltic lava dome and carapace breccia on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. Bulletin of Volcanology, 59: 245-261.
- Speden, I.G., 1962. Fossiliferous Quaternary deposits in the McMurdo Sound region, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 5: 746-777.
- Steiger, R.H. and Jager, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, 36: 259-362.
- Strelin, J.A. y Malagnino, E.C., 1992. Geomorfología de la isla James Ross. En: Geología de la isla James Ross. Rinaldi, C.A. (Ed.), Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires: 7-27.
- Strelin, J.A., Martino E. y Malagnino, E.C., 1987. El Cenozoico de la isla James Ross, En: Resúmenes, Primera Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires, 16 al 20 de Noviembre de 1987.
- Strelin, J.A., Muñoz, C.E., Torielli, C.A., Carrizo H.C. y Medina, F., 1997. Las Diamictitas de la Isla James Ross, Antártida: Origen y probable relación con "Conglomerado con *Pecten*". 4 Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires: 328-335.
- Szczuchura, J. and Blaszyk, J., 1996. Ostracoda from the *Pecten* Conglomerate (Pliocene) of Cockburn Island, Antarctic Peninsula. In: A. Gázdicki (Ed.) Palaeontological Results of the Polish Antarctic Expeditions. Part 2. Palaeontologia Polonica 55: 175-186
- Turner, R.D., 1967. A new species of fossil *Chlamys* from Wright Valley, McMurdo Sound, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 10: 446-454.
- Waloszek, D., 1984. Variabilität, Taxonomie und Verbreitung von *Chlamys* patagonica (King & Broderip, 1982) und Anmerkungen zu weiteren *Chlamys*-Arten von der Südspitze Süd-Amerikas (Mollusca, Bivalvia, Pectinidae). Verhandlungen des Vereins für Naturwissenschaftliche Unterhaltung zu Hamburg, 27: 207-276.
- Webb, P.N. and Andreasen, J.E., 1986. Potassium/Argon dating of volcanic material associated with Pliocene *Pecten* Conglomerate (Cockburn Island) and Scallop Hill Formation (McMurdo Sound). Antarctic Journal of the United States, 21(5): 59.

Recibido: 20 de septiembre, 2001

Aceptado: 13 de agosto, 2003