

Los Andes Fueguinos: el registro micropaleontológico de los mayores acontecimientos paleoceanográficos australes del Campaniano al Mioceno

Norberto Malumian¹, Gabriel Jannou²

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)-Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR),
Benjamín Lavaissé 1194, 1107 Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
n.malumian@yahoo.com

² Servicio Geológico Minero Argentino, Benjamín Lavaissé 1194, 1107 Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
gjannou@yahoo.com

RESUMEN. La sucesión de las asociaciones de microfósiles de la casi completa columna estratigráfica marina del Cretácico Tardío-Mioceno de los Andes Fueguinos, en el margen orogénico de la Cuenca Austral, revela una estrecha relación con los acontecimientos tectónicos locales, las transgresiones-regresiones atlánticas sobre la Plataforma Patagónica y los mayores acontecimientos paleoceanográficos globales. La secuencia fueguina campaniana tardía-eocena temprana, dominada por asociaciones de foraminíferos aglutinados tipo 'flysch' y ambientes deficientes en oxígeno de acotada profundidad, es coherente con cuencas aportilladas en un período de estiramiento cortical. El Maastrichtiano (Formación Policarpo) con foraminíferos aglutinados cosmopolitas contrasta con la asociación calcárea endémica Austral de la primera transgresión atlántica patagónica. En la transición Paleoceno/Eoceno, las estratigráficamente restringidas asociaciones de microfósiles calcáreos exhiben el mayor recambio del Cenozoico, con el pasaje de una asociación cosmopolita tipo 'Midway' (Formación La Barca) a otra fuertemente endémica (Formación Punta Noguera), donde aparecen los géneros cenozoicos patagónicos-fueguinos característicos. El Paleógeno temprano no registra taxones filotérmicos, y sólo un episodio fugaz de calizas briozoales (Formación Río Bueno) y el bajo porcentaje de ostrácodos de la Familia Hemicytheridae insinúa un período cálido. La secuencia eocena media tardía (Grupo La Despedida) se inicia con una transgresión distribuida en la Cuenca Austral (Formaciones Leticia, Man Aike, Río Turbio, capas con *Boltovskoyella*) coeva con un pico de temperatura en 42 Ma, que porta una fauna fueguina retrógrada y nodosáridos de gran porte, los cuales fueron reemplazados a través del Eoceno Tardío (Formación Cerro Colorado) por típicos géneros antárticos, reflejando la decreciente temperatura que culmina en la Zona de *Tenuitella insolita* con abundante *Chiloguembelina*, un efecto local de una fluctuación ambiental global. El límite Eoceno/Oligoceno y el Oi-1 parecen estar representados por una discordancia y/o el Conglomerado Tchat Chii. En el Oligoceno inicial (Capas de María Cristina) irrumpen ambientes de antefosa por debajo de la LCC e indicadores de aguas profundas, que contrastan con los coevos altos valores globales de $\delta^{18}\text{O}$, y con una regresión eocena tardía-oligocena temprana en la Plataforma Patagónica, la cual sugiere una gran profundización de la antefosa debida solo a causas tectónicas que facilitaron la incursión de aguas antárticas. La anomalía cálida del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano corresponde a un período de constricción del Pasaje Drake: en los Andes Fueguinos dominan condiciones próximas a la lisoclina, y en la Plataforma Patagónica se produce una generalizada transgresión que incluye la penetración de una corriente de aguas antárticas corrosivas; hay discontinuidades menores coincidentes con el Mi-1 y una extendida discordancia anterior al pulso transgresivo del Mioceno Medio del óptimo climático del Neógeno.

Palabras clave: Andes fueguinos, Paleoceanografía, Foraminifera, Ostracoda, Cretácico Superior-Cenozoico, Argentina.

ABSTRACT. The Fuegian Andes: the micropaleontological record of the major Campanian-Miocene paleoceanographic austral events. The succession of microfossil assemblages in the almost complete marine Late Cretaceous-Miocene stratigraphic column found in the Fuegian Andes, the orogenic margin of the Austral Basin, reveals a close relationship with the local tectonic events, the Atlantic transgressions-regressions on the Patagonian Platform, and the most relevant paleoceanographic global events. The Fuegian upper Campanian-lower Eocene sequence, dominated by flysch-type assemblages of agglutinated foraminifers and poorly oxygenated waters of fairly limited depth, is coherent with silled basins in a recently proposed cortical stretching period. The Maastrichtian (Policarpo Formation) has a cosmopolitan agglutinated foraminiferal assemblage contrasting with the coeval austral endemic calcareous assemblages of Patagonia. In the Paleocene/Eocene transition the assemblages of calcareous microfossils, of restricted distribution, exhibit the greatest Cenozoic turnover from a cosmopolitan Midway-type assemblage (La Barca Formation) to a strongly endemic Early Eocene assemblage (Punta Noguera Formation), with the oldest records of the Fuegian-Patagonian Cenozoic most typical genera. The Early Paleogene has no record of philothermic taxa such as larger foraminifera or morozovellids planktonic foraminifera, and only a short-lived bryozoan limestone (Río Bueno Formation) and the low percentage of the ostracod family Hemicytheridae insinuated a warm period. The upper middle-uppermost Eocene sequence (La Despedida Group) starts with a transgression recorded in the Austral Basin (Leticia, Man Aike, Río Turbio formations and *Boltovskoyella* beds), and in the Colorado Basin. This transgression is coeval with a temperature peak of 42 Ma, bringing a Fuegian retrograde fauna and a foraminiferal assemblage with large-sized nodosarids, which were replaced throughout the Late Eocene (Cerro Colorado Formation) by typical Antarctic genera that reflect the falling global temperature, culminating in the *Tenuitella insolita* Zone with abundant *Chiloguembelina*, a local effect of the global environmental fluctuations. The Eocene/Oligocene boundary and the Oi-1 seem to be represented by an unconformity and/or the Tchat Chii Conglomerate. In the earliest Oligocene (María Cristina beds) foredeep environments below the LCC and deep water foraminifer indicators appear, contrasting with coeval global high $\delta^{18}\text{O}$ values and a Late Eocene-Early Oligocene withdrawal in the Patagonian Platform, which suggest that the coeval deepening recorded in the Fuegian Andes is due only to tectonic causes that facilitated the incursion of Antarctic waters into the basin. The latest Oligocene-Early Miocene global warm anomaly corresponds to a constriction period of the Drake Passage; in the Fuegian Andes lysocline conditions dominate, and a generalized transgression occurs including an Antarctic corrosive water current, which penetrates in the Patagonian Platform; on both regions, there are minor discontinuities coincident with the Mi-1, and an extended unconformity is found prior to the mid Miocene transgressive pulse coeval with the Neogene optimum.

Keywords: Fuegian Andes, Paleooceanography, Foraminifera, Ostracoda, Upper Cretaceous-Cenozoic, Argentina.

1. Introducción

Los análisis geohistóricos de las cuencas cenozoicas marinas dependen estrechamente de la precisión de la cronología y las determinaciones paleoambientales obtenibles a partir de sus foraminíferos (Van Hinte, 1978), en las que estriban concretamente las interpretaciones paleogeográficas y tectónicas.

Los Andes Fueguinos, los cuales no escapan a esta generalizada y aceptada dependencia, si bien cuentan con tratamientos sistemáticos documentados con ilustraciones sobre foraminíferos desde hace más de un cuarto de siglo (Malumián, 1982), recién desde hace una década (Olivero y Malumián, 1999) se han iniciado estudios ininterrumpidos sobre microfósiles calcáreos del Cretácico Tardío y Cenozoico.

En principio se reconocieron las asociaciones fueguinas determinándose sus taxones en forma expeditiva y preliminar, con el objeto de asistir rápidamente al mapeo e interpretación tectónica de una de las áreas de menor información geológica y gran complejidad estructural del territorio de Argentina (Olivero *et al.*, 2002b, 2003; Malumián y

Olivero, 2006; Torres Carbonell *et al.*, 2009), seguido de la paulatina ilustración de ciertas microfaunas (Malumián y Caramés, 2002; Malumián y Scarpa, 2005; Scarpa y Malumián, 2008) o de algunos de sus microfósiles más conspicuos (Caramés y Malumián, 2006; Caramés y Nández, 2007; Malumián, 1994; Malumián y Jannou, 1999, 2000; Malumián *et al.*, 2009a), que han ajustado en su medida tanto las preliminares determinaciones taxonómicas como las asignaciones cronológicas.

Respecto a los ostrácodos, estos se han encontrado mayormente en el Eoceno, y a partir de ejemplares cedidos por uno de los autores, Echevarría (1990, 1991a, b, 2000) trató las formas del perfil La Despedida, de niveles identificables con la Formación Leticia en los Andes Fueguinos y los de la Formación Centinela en las cercanías del lago Cardiel, en los Andes Australes. En el presente trabajo se adiciona el análisis comparativo de las asociaciones de ostrácodos paleógenas de Cuenca Austral realizado por Jannou (2009).

Se hallaron radiolarios excepcionalmente bien conservados en el Eoceno Temprano de la plataforma

de abrasión fueguina, particularmente representados por un conjunto de muy abundantes y poco diversos espumeláridos espinosos de gran tamaño, y escasos a raros pero diversos naseláridos de tamaño pequeño (Jannou, 2009).

Se ha revelado así una casi completa sucesión de sedimentitas marinas y sus respectivas microfauas en un área orogénica que en este trabajo se coteja con la contrastante discontinua columna cenozoica originada por efimeras transgresiones atlánticas sobre la Plataforma Patagónica, un ejemplar margen pasivo de placa inferior (Ramos, 1996).

1.1. La estratigrafía de los Andes Fueguinos

Por primera vez en los Andes Fueguinos, parte del margen orogénico de la Cuenca Austral, se ha integrado la más completa columna cretácica superior-cenozoica marina del Cono Sur (Olivero y Malumián, 2008), columna que al acumular más de 3.000 m de espesor se convierte en una ineludible referencia estratigráfica y microfaunística para las altas latitudes del hemisferio sur, que incluye particularmente la Patagonia y la extensa plataforma continental adyacente (Fig. 1). Los Andes Fueguinos,

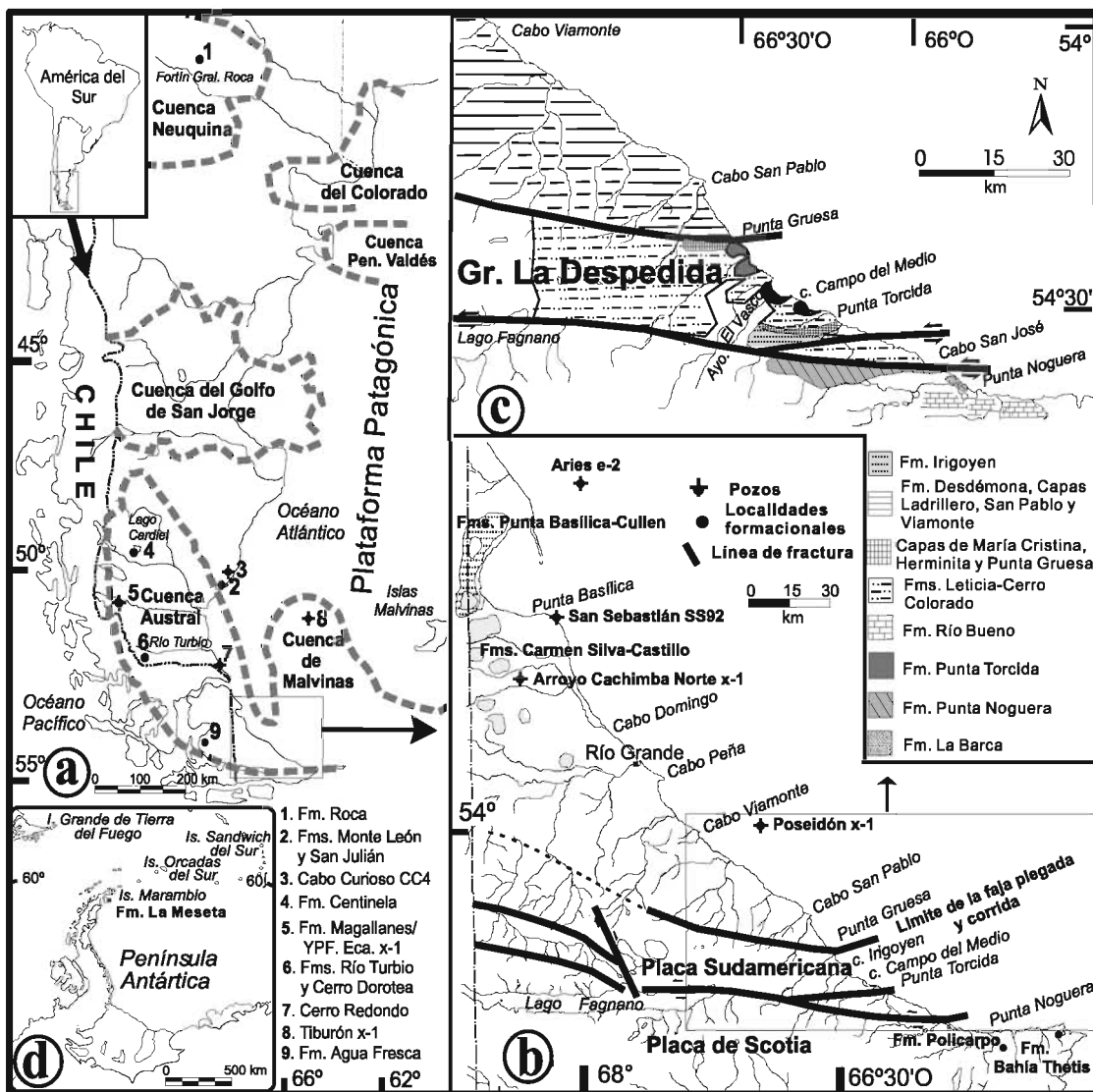


FIG. 1. a. Principales cuencas sedimentarias, localidades tipo de las formaciones y pozos mencionados; b. y c. mapa geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, modificado y simplificado de Olivero y Malumián (2008); d. mapa de la península Antártica.

en este sentido, comprenden un área clave para el análisis de la Plataforma Continental, por una parte por su proyección, ya que son el asomo de una cadena mayormente oceánica y, por otra parte, conforman la espina dorsal de una cuña patagónica-fueguina dentro de un hemisferio oceánico, la cual debe reflejar en sus microfaunas de paleoambientes neríticos, no solo los acontecimientos locales sino que, ya sea en forma atenuada o amplificadas, también los mayores acontecimientos paleoceanográficos globales.

Los Andes Fueguinos adolecen de inconvenientes en la resolución de la estratigrafía por la complejidad estructural propia de un orógeno. Por una parte, se carece de la exposición de contactos normales en algunos de sus componentes estratigráficos, los que se han ordenado tan sólo sobre la base de su contenido micropaleontológico y, por otra parte, se desconocen sus estrictas relaciones por no haberse alcanzado aún la suficiente resolución cronológica en las áreas alejadas, particularmente del Paleógeno Temprano y Cretácico Tardío, cuyo difícil acceso dificulta el muestreo detallado y ha impedido la necesaria reiteración sobre los niveles que han resultado ser fértiles en particular de la Formación Punta Noguera.

La columna estratigráfica comprendida, pese a estos inconvenientes, revela una caracterización micropaleontológica de orden superior coherente con las secuencias y grupos enmarcados por las principales discordancias, los cuales responden a diferentes escenarios paleoecológicos y paleogeográficos mayores. Por su parte, las formaciones, como así también otras entidades estratigráficas menores desde el Campaniano hasta el Oligoceno comprenden conjuntos de foraminíferos y, en casos de ostrácodos, sumamente distintivos. A partir del Mioceno, la diferenciación de las entidades estratigráficas mediante sus asociaciones de microfósiles resulta menos manifiesta, pues priman los ambientes por debajo de la línea de compensación de la calcita (LCC) y las microfaunas residuales, conformadas solo por foraminíferos aglutinados, son difícilmente distinguibles.

1.2. Antecedentes estratigráficos

Previa a la aplicación sistemática de los foraminíferos, en la confusión generalizada sobre la

estratigrafía del Cenozoico fueguino sobre la costa atlántica, se llegaba a considerar como senonianas a todas las sedimentitas desde punta Gruesa hacia el sur (Furque y Camacho, 1949; Camacho, 1957, 1967), con la consecuente posición del límite Cretácico/Paleógeno dentro de sedimentitas oligomiocenas que representan al frente orogénico, apreciación errónea que se mantuvo por largo tiempo (cf. Borrello, 1972; Caminos, 1980). Asimismo, dentro de un intento de correlación de las rocas de superficie con la secuencia cenozoica del subsuelo de la plataforma estable fueguina, y con la porción chilena de la Cuenca, se equipararon las formaciones Leticia y Chorrillo Chico, pese a sus dispares litologías (Yrigoyen, 1962). Esta confusión llevó a Masiuk *et al.* (1990), en un primer esbozo del contenido en foraminíferos cenozoicos del subsuelo de la plataforma fueguina, a la desconcertante manifestación de no poder establecer una relación entre las secciones de subsuelo con las rocas aflorantes, algunas distantes a pocos kilómetros de las perforaciones estudiadas.

El desconocimiento sobre la geología de una región productora de petróleo desde hace más de cincuenta años, se debe en gran parte a intentos de compatibilizar las rocas aflorantes con las del subsuelo, ignorando los esquemas básicos de DeFerrariis (1938) y Manson (1961)¹, los que merecen el apropiado reconocimiento. El primero dio a conocer una secuencia mayormente cenozoica, cuya homotaxialidad es válida hasta la fecha y conlleva el primigenio germen de la idea del desplazamiento de los depocentros, por la cual se le recuerda con la nominación de una especie de foraminífero. El segundo, interpretó al Glauconítico A, y al posteriormente denominado Conglomerado Tchat Chii, como la expresión en el subsuelo y en afloramientos, respectivamente, de una discordancia cenozoica mayor, y delineó su distribución desde el interior de la isla hasta la costa; pero el trabajo ha sido desconocido, pese a que su informe inédito se originó en Tennarg, la empresa adjudicataria del área, y estuvo archivado en YPF, de acceso al ambiente petrolero privado y estatal, pero celosamente guardado respecto al público general. Este trabajo parece haber sido seguido por otros del mismo Manson y Martínez Cal (*vide* Masiuk *et al.*, 1990), los que no han podido ser consultados, y así también han sido ignorados por quienes posteriormente nos abocamos a la estratigrafía de la isla.

¹Manson, G. 1961. Despedida area report, No.152 (Unpublished), Tennessee Argentina S.A.: 44 p.

El conocimiento de la estratigrafía de los Andes Fueguinos en el área argentina ha sido sintetizada por Olivero y Malumián (2008), reinterpretada y enmarcada con objetivos tectónicos (Ghiglione y Ramos, 2005; Ghiglione *et al.*, 2008; Torres Carbonell *et al.*, 2008), mediante la geocronología del zircón detrítico (Barbeau *et al.*, 2009), y en relación con la historia de la apertura del pasaje Drake (Lagabrielle *et al.*, 2009). Ante tan recientes antecedentes se obviará su introducción y puesta al día. Solo se señala, por una parte, como puntualizó Thomson (2004), pues es aplicable a los Andes Fueguinos, que si bien existe una extensa literatura sobre aspectos del desarrollo del Mar y del Arco de Scotia y su relación con la corriente Circumpolar Antártica y las potenciales relaciones con la glaciación, la mayoría de los trabajos relevantes han sido encarados desde una perspectiva geofísica o tectónica sin consideración de las implicancias biológicas de los cruciales cambios involucrados. Mientras que, por otra parte, es de esperar que la integración de la información geológica de ambos lados de la frontera argentina-chilena esclarezca estos múltiples aspectos, habida cuenta de los antiguos antecedentes micropaleontológicos que cuenta la porción chilena de la cuenca.

1.3. Objetivos

El presente trabajo intenta dilucidar las relaciones entre las microfaunas fueguinas y los profundos cambios, locales o globales, geográficos, oceanográficos y climáticos sufridos durante el Cenozoico. Se pretende describir la resultante sucesión de los escenarios paleoecológicos basados en microfósiles y señalar las características micropaleontológicas que deberían contemplar los esbozos paleogeográficos, de complicada factura, que comprenden tanto a un oroclino como la apertura del pasaje Drake. Al efecto, se coteja y ajusta la sucesión de las asociaciones de microfósiles de la columna estratigráfica los Andes Fueguinos con las conocidas en las transgresiones atlánticas de la Plataforma Patagónica, y con la compilación global del $\delta^{18}\text{O}$ sobre foraminíferos bentónicos (Zachos *et al.*, 2001, 2008) en la figura 2, la cual expresa los mayores acontecimientos paleoceanográficos, y particularmente se consideran las proposiciones sobre la historia del pasaje Drake y de los sucesos tectónicos cuya cronología se basa en los foraminíferos.

2. Metodología

En términos generales, se ha intentado diferenciar las asociaciones: conjuntos de microfósiles propios o escasamente desplazados del ambiente de origen; las asociaciones residuales: conjuntos similares a los anteriores, pero reducidos por disolución o exportación de conchillas; agrupamientos, conjuntos de fósiles reunidos por efecto de desplazamientos de diferentes ambientes de origen, y se ha tomado especial cuidado en reconocer los casos de potenciales microfósiles retrabajados, que son sumamente comunes en áreas tectónicamente activas como la que aquí se trata.

2.1. Paleoecología

Se incluyen datos micropaleontológicos inéditos de la Cuenca Austral vinculados estrechamente con la paleogeografía y la tectónica de los Andes Fueguinos, como así también se actualiza la distribución de las especies de foraminíferos, debido al aumento de la cantidad de muestras analizadas, en el lapso Campaniano-Mioceno (Figs. 3 y 4). Los foraminíferos en este lapso alcanzaron mundialmente su mayor desarrollo y distribución, habitaron todos los ambientes marinos, desde ambientes típicos del 'flysch', que excluyen la mayoría de los invertebrados con esqueleto, hasta marjales en los ambientes costeros. Poseen una diversidad de hábitos, desde bentónicos infaunales a epifitos o epizoicos a planctónicos, y la variada composición de sus conchillas, de diferentes carbonatos a conchillas insolubles, facilitan con criterios simples y fácilmente asequibles la interpretación paleoecológica y tafonómica, revelan así una relación unívoca entre tipos litológicos y/o formaciones y conjuntos de conchillas. La interpretación paleoecológica ha sido expeditiva, y las paleoprofundidades se han estimado tanto por la relación de planctónicos a bentónicos como por el diámetro del planctónico de mayor tamaño (Murray, 1976) y por el reconocimiento de taxones indicativos de profundidad (Morkhoven *et al.*, 1986). Las condiciones de fondo, oligotróficas (bajo aporte de alimento-óxicas)-mesotróficas-eutróficas (alto aporte de alimento-anóxicas), se infieren de acuerdo con las relaciones entre morfotipos infaunales-epifaunales (Corliss, 1985; Corliss y Chen, 1988; Jones y Charnock, 1985; Murray, 1991; Kaiho, 1994; Kaminski *et al.*, 1995).

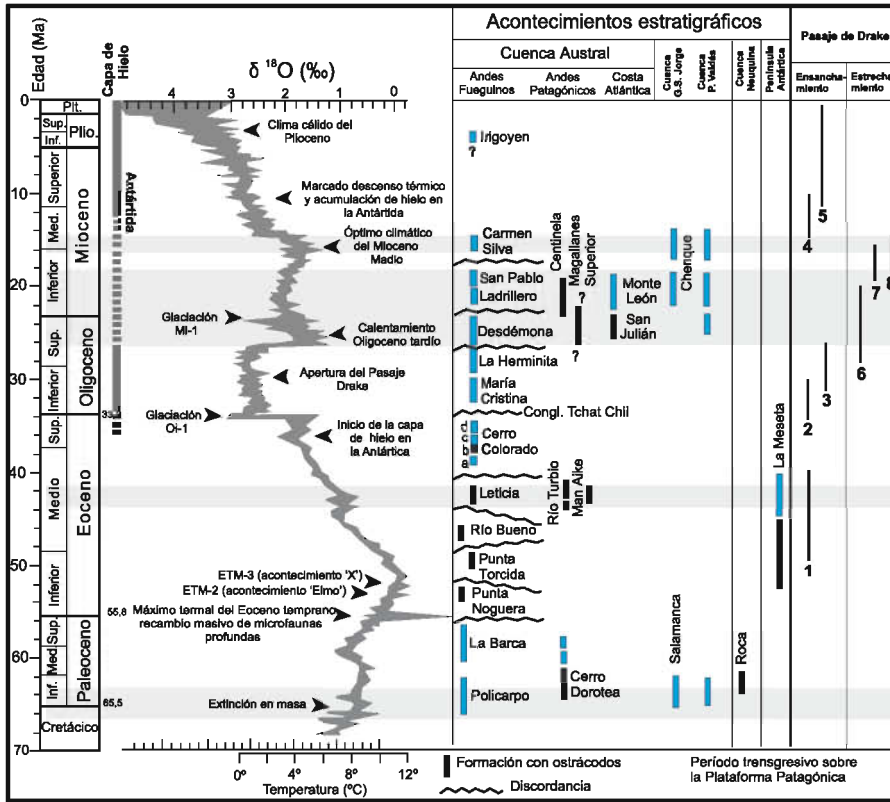


FIG. 2. Principales acontecimientos climáticos, tectónicos y estratigráficos que afectaron al sur de América del Sur durante el Cenozoico, cotejados con la curva de $\delta^{18}O$ de foraminíferos bentónicos de Zachos *et al.* (2001). Modificado de Zachos *et al.* (2001) y Lagabriele *et al.* (2009). *ETM-2*, segundo hipertermal del Eoceno Temprano (Kroon y Zachos, 2007; Nicolo *et al.*, 2007). *ETM-3*, tercer hipertermal del Eoceno Temprano (Kroon y Zachos, 2007; Nicolo *et al.*, 2007). 1. Extensión cortical, subsidencia, rotación de bloques, apertura de pequeñas cuencas en el pasaje de Drake y formación de entradas someras; 2. Subsistencia en actuales cuencas marinas de Tierra del Fuego y Dorsal Scotia Norte; 3. Comienzo de la propagación sobre la Dorsal Scotia Oeste; 4. Comienzo de la propagación sobre la Dorsal Antártica-Phoenix; 5. Fallamiento normal y colapso en el sur de la Patagonia; 6. Propagación a lo largo de la Dorsal Scotia Este y rápida migración hacia el este del Arco Scotia; 7. Cierre del paso proto-Drake: inversión de las cuencas marinas de Tierra del Fuego y a lo largo de la Dorsal Scotia Norte (e.g., banco Burdwood); 8. Ascenso de la Cordillera Patagónica, cambio de ambientes marinos a continentales en la Patagonia. Ostrácodos: Formación Roca (Bertels, 1973), formaciones Cerro Dorotea y Río Turbio (Malumián *et al.*, 2000), formaciones Punta Noguera, Río Bueno y San Julián (estudio preliminar por uno de los autores), Formación Punta Torcida (este estudio), Formación Leticia equivalente al perfil de La Despedida (Echevarría, 1990), Formación Magallanes (Kielbowicz, 1988), Formación Centinela (Echevarría, 1991a, b, 2000), Formación La Meseta (Szczuchura, 2001). Foraminíferos: Olivero y Malumián (1999, 2008), Olivero *et al.* (2003), Malumián y Olivero (2005, 2006). Edades de las formaciones Centinela, ajustada de Casadio *et al.* (2001), Parras *et al.* (2008); de Man Aike, de Malumián (1990b). Formación Chenque, según Simeoni (2009). En los Andes fueguinos, en la izquierda en columnadas las formaciones de la Península Mitre; en la derecha, formaciones hacia el norte de la península.

En los ostrácodos, los atributos tafonómicos: desarticulación de valvas, rotura, fragmentación, abrasión, selección por formas y tamaños, diferencian las poblaciones alóctonas, que han sido transportadas o introducidas de alguna manera, de las autóctonas. Además, se han interpretado las relaciones adulto/juvenil (A:J; cf. Brouwers, 1988) para inferir la energía del medio; la relación caparazón/valva (C:V; cf. Oertli, 1971) para la tasa de sedimentación, y

la morfología de los caparazones para el grado de oxigenación (cf. Bodegart, 1983). Por otra parte, se sigue el criterio de Dingle y Majoran (2001) en estimar las fluctuaciones de temperatura para el sudeste de Australia y el sur de la Argentina, desde el Eoceno al Plioceno, en relación inversa al porcentaje de hemicyterídeos.

Los radiolarios tienen una importante connotación paleoambiental, ya que la disolución de la sílice es

independiente de la temperatura y la presión (Kling, 1978), y la acumulación de sedimentos biosilíceos en los océanos actuales se asocia con áreas de alta productividad, coincidente con zonas de surgencia de aguas profundas ricas en nutrientes. La estimación de la batimetría resulta de la relación naselárido a espumelárido (N/E), una relación entre 0 y 1 corresponde a un intervalo batimétrico de entre 0 y 200 m; los

valores mayores que 1 caracterizan al ambiente de plataforma externa y talud, y se incrementan con la distancia a la costa; los valores menores que 0,5 son indicativos de ambientes con condiciones restringidas. Tradicionalmente, se asume que los espumeláridos son más abundantes en aguas someras, mientras que los naseláridos se vuelven dominantes con el incremento de la profundidad

Grupo Río Claro	Río Bueno	Eoceno medio inferior	Acontecimiento calcáreo Plataforma dominada por bryozoos	<p>Miembro RB1 <i>Anomalinoideis</i> spp. <i>Antarcticella ceccionii</i> T <i>Astacolus skyringensis</i> T.&K. <i>Astacolus</i> sp. <i>Baggatella</i> sp. <i>Buccella</i> sp. <i>Bulimina subbortonica</i> Finlay <i>Bulminella</i> ex gr. <i>Isabelleana</i> T <i>Chilostomoides cylindroides</i> Reuss <i>Cibicides americanus</i> T <i>Conolagena acuticosta</i> <i>Cushmanina primitiva</i> M. & J.</p>	<p><i>Dentalina cooperensis</i> <i>Ephidium aguafrescaense</i> T <i>Favolagena atilai</i> (Bertels) <i>Fissurina fueguina</i> M. & C. <i>Lagena archangelski</i> Bertels <i>Oolina lineata</i> (Williamson) <i>Subbotina linaperta</i> (Finlay) <i>S. patagonica</i> (Todd & K.) Miembro RB2 <i>Alabamina atlantisae</i> (Cushman) <i>Allomorphina trigona</i> Reuss</p>	<p><i>Bulimina</i> cf. <i>bortonica</i> Finlay <i>Ceratolamarckina</i> sp. <i>Cibicides</i> ex gr. <i>umbonifer</i> Parr T <i>Cibicidina</i> sp. <i>Chilostomella cylindroides</i> Reuss <i>Chilostomelloides oviformis</i> (S. & Chap.) <i>Ephidium</i> sp. nov. 2 <i>Nodosaria latejugata</i> Gumbel <i>Osangularia brunswickensis</i> Todd & K. <i>Pseudonodosaria manifiesta</i> Reuss <i>Siphonodosaria chilleana</i> Todd & Kniker</p>	
	Punta Torcida	Pitc Eoceno inferior superior	Sistema turbidítico	<p><i>Bathysiphon</i> sp. '<i>Cyclammina</i>' <i>incisa</i> T <i>Allomorphina conica</i> <i>Angulogerina</i> cf. <i>cuneata</i> Brotzen <i>Bulimina alsatica</i> <i>Cassidulina</i> sp. <i>Conolagena argentina</i> M., N., & C.</p>	<p><i>Elphidium skyringensis</i> T <i>Gyroidinoides</i> sp. <i>Heterolepa</i> sp. <i>Marginulina nuttalli</i> T <i>Osangularia</i> sp. <i>Pullenia quinqueloba</i> d'Orb. <i>Sigmomorphina chilleana</i> Todd & K.</p>	<p><i>Uvigerina minuta</i> T <i>Acarinina esnaensis</i> (Le Roy) <i>A. pseudotopilensis</i> (Subbotina) <i>Globanomalina wilcoxensis</i> (Cush. & Ponton) <i>Jenkinsina triseriata</i> (Terquem) <i>Subbotina</i> spp.</p>	
	Punta Noguera	Pib Eoceno inferior superior	Sistema turbidítico	<p><i>Ammodiscus</i> sp. <i>Bathysiphon</i> sp. <i>Rabdamina</i> sp. <i>Alabamina atlantisae</i> (Cushman) <i>Allomorphina conica</i> Cush. & Todd <i>Angulogerina cushmani</i> T. & Kniker</p>	<p><i>Ammonaloides garzaensis</i> C. & Siegfus <i>Bulimina alsatica</i> Cushman & Parker <i>Cibicides americanus</i> sensu Todd & K. <i>Eponides duprei</i> Cushman & Shenck <i>Gyroidinoides</i> sp. <i>Heterolepa</i> sp.</p>	<p><i>Lenticulina convergens</i> (Bornemann) <i>Marginulina nuttalli</i> Todd & Kniker <i>Osangularia</i> sp. <i>Pleurostomella</i> ? sp. <i>Siphonodosaria chilleana</i> Todd & K. <i>Stilostomella</i> sp. <i>Uvigerina minuta</i> Cushman & Stone</p>	
	Cerro Ruperto	Pla Eoceno inferior superior	Sistema turbidítico	<p><i>Ammodiscus</i> sp. '<i>Cyclammina</i>' <i>incisa</i> (Stache) <i>Haplophragmoides</i> sp. <i>Rabdamina</i> sp. <i>Anomalina chilleana</i> Todd & K. <i>S. spectabilis</i>.</p>	<p><i>Coleites cancelatus</i> (Cush. & Bermud.) <i>Elphidium aguafrescaense</i> Todd & K. <i>E. deferrariisi</i> Malumián <i>E. saginatum</i> Finlay <i>E. skyringensis</i> Todd & Kniker</p>	<p><i>Gyroidinoides</i> sp. <i>Lagena</i> sp. <i>Nodosaria</i> sp. <i>Nodosaria longiscata</i> d'Orb. <i>Globanomalina australiformis</i> (Jenkins)</p>	
	Punta Noguera	Pla Eoceno inferior superior	Sistema turbidítico	<p><i>Rzehakina minima</i> T <i>R. fissistomata</i> T '<i>Ramanelca</i>' sp. nov. <i>Siphotextularia</i> cf. <i>acutangula</i> Finlay <i>Alabamina creta</i> T</p>	<p><i>Antarcticella ceccionii</i> Cañón & Ernst <i>Anomalinoideis</i> sp. <i>Cibicides</i> ex gr. <i>umbonifer</i> Parr <i>Charltonina acutimarginata</i> Finlay T</p>	<p><i>Rzehakina minima</i> T, <i>R. fissistomata</i> T '<i>Ramanelca</i>' sp. nov. <i>Siphotextularia</i> cf. <i>acutangula</i> Finlay <i>Chiloguembelina wilcoxensis</i> Cush. & Ponton <i>C. noguerensis</i> M.J. & Nanez</p>	
	La Barca	Sup. Paleoceno superior	Sistema turbidítico	<p><i>Haplophragmoides</i> sp. <i>Bathysiphon</i> sp. <i>Karrerulina conversa</i> T <i>Reticulophragmium</i> sp. <i>Stensioelina beccariformis</i> (White) T <i>Alabamina creta</i> (Finlay) <i>Anomalinoideis welleri</i> (Plummer) T <i>Antarcticella</i> sp. <i>Baggatella</i> sp.</p>	<p><i>Buccella</i> sp. <i>Bulimina subbortonica</i> Finlay <i>B. karpatica</i> Szczechura T <i>Bulminella isabelleana procera</i> Huber <i>Ceratolamarckina</i>? sp. T <i>Cibicidoides neelyi</i> (Jennings) T <i>C. succedens</i> (Brotzen) T <i>Cribropleurostomella</i>? sp. T</p>	<p><i>Karrerina pseudoconvexa</i> (Parr) <i>Lenticulina alatolimbata</i> (Gumbel) <i>L. hornerstownensis</i> (Olsson) <i>L. insulsa</i> (Cushman) T <i>Nodogenerina</i> sp. T <i>Pseudoparrella minuta</i> Olsson T <i>Pyramidulina</i> sp. T <i>Turrillina robertsi</i> (Howe & Ellis)</p>	
	Cabo Leticia	Inf. Paleoceno inferior	Sistema turbidítico	<p>Estéril</p>	<p><i>Præbullimina kickapoensis</i> (Cole), <i>Pseudonodosaria</i> sp.</p>	<p>Estéril</p>	
	Tres Amigos	Daniano	Sistema turbidítico	<p>Estéril</p>	<p><i>Ammoscalaria</i> sp. <i>Bathysiphon californicus</i> Martin <i>Cistamina pauciloculata</i> (Brady) <i>Dorothia bullete</i> (Carsey) T <i>Gaudryina healyi</i> Finlay T <i>Diplomoceras</i> sp., <i>Maorites</i> sp.</p>	<p><i>Gaudryina</i> sp. <i>Glomospira corona</i> (Cush. & Jarvis) T <i>Karrerulina conversa</i> (Grzy.) <i>Haplophragmoides</i> sp. <i>H. kirki</i> Wickenden</p>	<p><i>Recurvoides</i> sp. <i>Reticulophragmium</i> sp. <i>Rhabdammina</i> sp. <i>Rzehakina minima</i> Cushman & Renz <i>R. lata</i> T <i>Spiroplectammina spectabilis</i> (Grzy.) <i>Thalmanammia</i> cf. <i>turbinata</i> (Brady)</p>
	Bahía Tethis	Campaniano ?Maastrichtiano	Sistema turbidítico	<p><i>Recurvoides</i> sp. <i>Reticulophragmium</i> sp.</p>	<p><i>Rzehakina apigona</i> (Rzehak) <i>R. lata</i> Cushman & Jarvis</p>	<p><i>R. fissistomata</i> (Grzybowski)</p>	
			Sistema turbidítico	<p><i>Diplomoceras</i> sp.</p>			

FIG. 3. Distribución de los foraminíferos del Campaniano-Eoceno Medio temprano de los Andes Fueguinos, actualizado de Malumián y Olivero (2009).

<p>Grupo Cabo Domingo</p> <p>Estratos subhorizontales</p> <p>La Desdemona</p> <p>Oligoceno superior</p>	<p>Estratos levemente plegados</p> <p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p><i>Angulogerina angulosa fueguina</i> T</p> <p><i>Anomalinoidea spissiformis</i> T</p> <p><i>Astrononion echolsi</i></p> <p><i>Buccella peruviana</i> (d'Orb.)</p> <p>'<i>Buccella</i>' sp. T</p>	<p><i>Cibicides fletcheri</i> Galloway & Wissler</p> <p><i>Cibicides temperatus</i> Vella</p> <p><i>Cribrorotalia meridionalis</i> (C. & Kellef)</p> <p><i>Gavelinella cagnoni</i> T</p> <p><i>Globocassidulina cf. brocha</i> de Cañón & Ernst</p> <p><i>Gyroldinoides subzelandicus</i> Hornbrook</p>	<p><i>Karrerella siphonella</i> (Reuss)</p> <p><i>Nonion hancocki</i> Cush. & McCulloch</p> <p>'<i>Trochophidella</i>' sp. de Leckie & Webb</p> <p><i>Uvigerina proboscidea</i> Schwager</p>
			<p><i>Buccella</i> sp.</p> <p><i>Cibicides ex gr. aknerianus</i> (d'Orb.)</p> <p><i>C. fletcheri</i> Galloway & Wissler</p> <p><i>C. lobatulus</i> (Walker & Jacob)</p> <p><i>C. variabilis</i> (d'Orbigny)</p> <p><i>Dentalina</i> sp.</p>	<p><i>Dentalina soluta</i> Reuss</p> <p><i>Globobulimina</i> sp.</p> <p><i>Gyroldinoides zelandicus</i> (Finlay)</p> <p><i>Nonionella magnalingua</i> Finlay</p> <p><i>N. novozealandica</i> Cushman</p> <p><i>Robertinoides australis</i> Malumián</p>	<p><i>Trifarina angulosa fueguina</i> Malumián</p> <p><i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)</p> <p><i>Globorotaloides suteri</i> Bolli</p> <p><i>Paragloborotalia pseudocontinosa</i> (Jenkins)</p> <p><i>Tenuitellata pseudoedita</i> T</p> <p><i>Tenuitellata selleyi</i> Li, R. & Banner</p>
<p>Grupo La Despedida</p> <p>Estratos plegados</p> <p>Cerro Colorado</p> <p>CCa CCb CCc CCd</p> <p>Eoceno medio superior-Eoceno superior</p> <p>Plataforma interna a externa</p>	<p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p><i>Duquepsammia cubensis</i> (C. & Berm.)</p> <p><i>Spirosigmolinella compressa</i> T</p> <p><i>Astacolus gladius</i> Philippi</p> <p><i>Alabama dissonata</i> (Cush. & Renz)</p> <p><i>Amphimorphina amchitkaensis</i> (Todd) T</p> <p><i>Bulimina alazanensis</i> Cushman</p> <p><i>B. fossa</i> Cushman & Parker</p> <p><i>Evolvocassidulina parkeriana</i> (Brady)</p> <p><i>Cibicides mckennai</i> (G. & Wissler)</p> <p><i>Dentalina spinicens</i> Reuss</p>	<p><i>Laticarinina pauperata</i> T</p> <p><i>Melonis pompilioides</i> (Fitchel & Moll)</p> <p><i>Plectofrondicularia parvi</i> Finlay</p> <p><i>Pleurostomella elliptica</i> G. & Heminway</p> <p><i>Sphaeroidina bulloides</i> T</p> <p><i>Uvigerina rugosa</i> d'Orb.</p> <p><i>U. farinosa</i> Hantken</p> <p><i>Uvigerina</i> sp.</p>	<p><i>Globigerina praebulloides</i> Blow</p> <p><i>Globigerinita juvenilis</i> (Bolli)</p> <p><i>G. unicus</i> B., L. & Tappan</p> <p><i>Præoglobigerinoides</i> sp.</p> <p><i>Sphaeroidinellopsis disjuncta</i> Finlay</p> <p><i>Tenuitella clemenciae</i></p> <p><i>T. neoclemenciae</i> Li</p> <p><i>Tenuitellata pseudoedita</i> (Subbotina)</p> <p><i>Zeaglobigerina brasieri</i> (Jenkins)</p> <p><i>Z. labiacrassata</i> T</p>
			<p><i>Ammodiscus</i> sp.</p> <p><i>Bathysiphon</i> sp.</p> <p><i>Kalamopsis</i> sp.</p> <p><i>Karrerella siphonella</i> Reuss</p> <p><i>Martiniotella communis</i> d'Orb.</p> <p><i>Psammosphera fusca</i> Schulze</p> <p><i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars</p> <p><i>Reophax pilulifer</i> Brady</p> <p><i>R. brevis</i> Parr</p> <p><i>Reticulogrammium</i> sp.</p> <p><i>R. rotundioris</i> (Hantken)</p>	<p><i>Bolivina malovens</i> H-Allen & Earland</p> <p><i>Bulimina inflata</i> Seguenza</p> <p><i>Globocassidulina subglobosa</i> Brady</p> <p><i>Cassidulina sublumida</i> Cushman</p> <p><i>Cibicoides mundulus</i> (B. P. & Jones)</p> <p><i>C. wuellerstorfi</i> (Schwager)</p> <p><i>Elphidium macellum</i> Fitchel & Moll</p> <p><i>Epistominella exigua</i> (Brady)</p> <p><i>Gavelinella cagnoni</i> Malumián</p> <p><i>Nonionella miocenica</i> Cushman</p> <p><i>Planulinoides norcotti</i> H. Hurdle & Burdett</p> <p><i>Pyrgo rigens</i> Lamarck</p> <p><i>Proxifrons advana</i> T</p> <p><i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.</p> <p><i>Stilostomella ex gr. lepidula</i> Schwager</p> <p><i>Uvigerina mloschwageri</i> Finlay</p> <p><i>Valvulinera laavigata</i> P. & Parker</p>	<p>'<i>Globigerina</i>' <i>euapertura</i> Jenkins</p> <p><i>Globorotaloides suteri</i> (Bolli)</p> <p><i>Globigerinita obesa</i> (Bolli)</p> <p><i>Globigerinita juvenilis</i> (Bolli)</p> <p><i>Catapsidrax dissimilis</i> T</p> <p><i>C. martini</i> (Blow & Banner)</p> <p><i>Præoglobigerinoides</i> spp.</p> <p><i>Sphaeroidinellopsis cf. disjuncta</i></p> <p><i>Tenuitella clemenciae</i> (Bermúdez)</p> <p><i>T. gemma</i> (Jenkins)</p> <p><i>Zeaglobigerina connecta</i> T</p> <p><i>Z. brasieri</i> (Jenkins)</p> <p><i>Z. woodi</i> (Jenkins)</p>
<p>Grupo La Despedida</p> <p>Estratos plegados</p> <p>Cerro Colorado</p> <p>CCa CCb CCc CCd</p> <p>Eoceno medio superior-Eoceno superior</p> <p>Plataforma interna a externa</p>	<p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p><i>Eggerella bradyi</i> (Cushman)</p> <p><i>Karrerullina</i> sp.</p> <p><i>Martiniotella</i> sp.</p> <p><i>Pseudobolivina</i> sp.</p> <p><i>Reophax</i> sp.</p> <p><i>Reticulogrammium</i> spp.</p> <p><i>Sacarrmina</i> sp.</p> <p><i>Spirosigmolinella compressa</i> Matsunaga</p>	<p><i>Antarcticella antarctica</i></p> <p><i>Anomalinoidea semicribatus</i> (Beckmann)</p> <p><i>Bolivina</i> sp.</p> <p><i>Bulimina inflata</i> Seguenza</p> <p><i>Cassidulinoides mexicanus</i> Cushman</p> <p><i>Gyroldinoides neosoldanii</i> Brotzen</p> <p><i>Proxifrons advana</i> (Cushman)</p> <p><i>Pleurostomella acuta</i> Hantken</p>	<p><i>Proxifrons advana</i> (Cushman)</p> <p><i>Uvigerina cf. lopitans</i> Cushman</p> <p><i>Uvigerina cf. ongleyi</i> Finlay</p> <p><i>Zeaglobigerina connecta</i> (Jenkins)</p> <p><i>Z. labiacrassata</i> (Jenkins)</p> <p><i>Catapsidrax unicus</i> B., L. & Tappan</p>
			<p><i>Ammodiscus</i> sp.</p> <p><i>Bulimina luxpamensis</i></p> <p><i>Bolivina</i> sp.</p> <p><i>Globocassidulina</i> sp.</p>	<p><i>Martiniotella communis</i>? d'Orb.</p> <p><i>Rhabdammina</i> sp.</p> <p><i>Uvigerina</i> sp.</p> <p><i>Uvigerina subproboscidea</i> T</p>	<p><i>Catapsidrax dissimilis</i> (Cushman & Bermúdez)</p> <p><i>Chilgouambalina cubensis</i> (Palmer)</p> <p><i>Subbotina angiporoides</i> T</p> <p><i>Isthmolithus recurvus</i> T</p>
<p>Grupo La Despedida</p> <p>Estratos plegados</p> <p>Cerro Colorado</p> <p>CCa CCb CCc CCd</p> <p>Eoceno medio superior-Eoceno superior</p> <p>Plataforma interna a externa</p>	<p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p><i>Angulogerina cf. angulosa</i> T</p> <p><i>Anomalinoidea fasciatus</i> Stache</p> <p><i>Bolivina</i> sp.</p> <p><i>Bulimina alsatica</i> Cushman & Parker</p> <p><i>Dentalina soluta</i> (Reuss)</p> <p><i>Fissurina fimbriata</i> (Brady)</p>	<p>'<i>Kolesnikovella</i>' <i>saverini</i> T</p> <p><i>Laticarinina pauperata</i> (Parker & Jones)</p> <p><i>Martiniotella</i> sp.</p> <p><i>Nonionella</i> sp.</p> <p><i>Parafissurina lateralis carinata</i> Bucher</p> <p><i>Uvigerina</i> spp.</p>	<p><i>Chilgouambalina ototara</i> (Finlay)</p> <p><i>Praetenuitella insolita</i> (Jenkins)</p> <p><i>Subbotina linaperte</i> T</p> <p><i>Globigerinatheka index</i> T</p> <p><i>Isthmolithus recurvus</i> Deflandre</p>
			<p><i>Angulogerina cf. angulosa</i> (Williamson)</p> <p><i>Chrysalogonium verticale</i> Stache</p> <p><i>Cibicoides truncatus</i> T</p>	<p><i>Guttulina fissurata</i> Stache</p> <p><i>Marginulina</i> sp. 2</p>	<p><i>Parafondicularia</i> sp.</p> <p><i>Uvigerina subproboscidea</i> Haque</p>
<p>Grupo La Despedida</p> <p>Estratos plegados</p> <p>Cerro Colorado</p> <p>CCa CCb CCc CCd</p> <p>Eoceno medio superior-Eoceno superior</p> <p>Plataforma interna a externa</p>	<p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p>'<i>Buccella</i>' sp. 1</p> <p><i>Bulimina luxpamensis</i> Cole</p> <p><i>Elphidium</i> sp. 3</p> <p><i>Chrysalogonium magallanicum</i> Todd & Kniker</p>	<p><i>Cibicides vortex</i> (Dorreen)</p> <p><i>Haplophragmoides</i> sp.</p> <p><i>Heterolepa</i> sp.</p> <p><i>Karrerella cf. aagra</i> Finlay</p>	<p><i>Marginulina knikerae</i> T</p> <p><i>Martiniotella eocenica</i> Cush. & Bermúdez</p> <p><i>Nonionella</i> sp.</p> <p><i>Uvigerina</i> sp.</p>
			<p>'<i>Buccella</i>' sp.</p> <p><i>Elphidium</i> sp. 2</p>	<p><i>Gyroldinoides</i> sp.</p> <p><i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orb.)</p> <p><i>Proxifrons whaingaroica</i> (Stache)</p>	<p><i>Marginulina antipoda</i> Stache</p> <p><i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)</p>
<p>Grupo La Despedida</p> <p>Estratos plegados</p> <p>Cerro Colorado</p> <p>CCa CCb CCc CCd</p> <p>Eoceno medio superior-Eoceno superior</p> <p>Plataforma interna a externa</p>	<p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p>'<i>Kolesnikovella</i>' <i>saverini</i> (Cañón & Ernst)</p> <p><i>Antarcticella antarctica</i> (Leckie & Webb)</p> <p><i>Alabama atlantiseae</i> T</p> <p><i>Anomalinoidea orbiculus</i> (Stache)</p> <p><i>A. fasciatus</i> (Stache)</p>	<p><i>Cibicoides truncatus</i> (Gümbel)</p> <p><i>Dentalina obliquecostata</i> (Stache)</p> <p><i>D. mucronata</i> Neugeborgen</p> <p><i>Gaudryina</i> sp.</p>	<p><i>Globocassidulina</i> sp.</p> <p><i>Marginulina knikerae</i> Cañón & Ernst</p> <p><i>Vagnulinopsis marshalli</i> Finlay T</p> <p><i>Uvigerina spinicostata</i> (Cush. & Jarvis) T</p> <p><i>Subbotina angiporoides</i> (Finlay)</p>
			<p><i>Gaudryina cf. convexa</i> Karrer, <i>Haplophragmoides</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp. 2</p> <p><i>Haplophragmoides</i> sp.</p> <p><i>Angulogerina cf. cuneata</i> T</p> <p><i>Anomalina chilense</i> Todd & Kniker</p>	<p><i>Heterolepa</i> sp.</p> <p><i>M. ex gr. hochstetteri</i> T</p> <p><i>Acarinina bullbrookii</i> (Bolli) T</p>	<p><i>A. primitiva</i> (Finlay) T</p> <p><i>A. wilcoxensis</i> (Cushman & Ponton) T</p> <p><i>Globigerinatheka index</i> (Finlay)</p> <p><i>Globorotaloides turgidus</i> (Finlay)</p>
<p>Grupo La Despedida</p> <p>Estratos plegados</p> <p>Cerro Colorado</p> <p>CCa CCb CCc CCd</p> <p>Eoceno medio superior-Eoceno superior</p> <p>Plataforma interna a externa</p>	<p>La María Cristina, La Herminita</p> <p>Oligoceno basal a superior, bajo</p> <p>Mayormente por debajo de la LCC</p>	<p>Particilmente por debajo de LCC</p>	<p><i>Ammodiscus</i> sp.</p> <p><i>Rhabdammina</i> sp.</p> <p><i>Anomalinoidea</i> sp.</p> <p><i>A. garzaensis</i> (Cush. & Siegfus)</p> <p><i>Globobulimina pyrula</i> T</p> <p><i>Conologana argentina</i> M.N. & C.</p>	<p><i>C. mariae</i> (Karrer)</p> <p><i>Cushmanina oliveroi</i> M. & Jannou</p> <p><i>Elphidium patagonicum</i> T. & K.</p> <p><i>Eponides duprei</i> C. & Schenk</p> <p><i>Haplophragmoides</i> sp.</p> <p><i>Heterolepa</i> sp.</p>	<p><i>Karrerella pseudoconvexa</i> T</p> <p><i>Lagenoglandulina annulata</i> (Stache)</p> <p><i>Marginulina asperuliformis</i> (Nuttall)</p> <p><i>M. ex gr. hochstetteri</i> Stache</p> <p><i>Siphonodosaria chilense</i> T</p>
			<p><i>Ammodiscus</i> sp.</p> <p><i>Rhabdammina</i> sp.</p> <p><i>Anomalinoidea</i> sp.</p> <p><i>A. garzaensis</i> (Cush. & Siegfus)</p> <p><i>Globobulimina pyrula</i> T</p> <p><i>Conologana argentina</i> M.N. & C.</p>	<p><i>C. mariae</i> (Karrer)</p> <p><i>Cushmanina oliveroi</i> M. & Jannou</p> <p><i>Elphidium patagonicum</i> T. & K.</p> <p><i>Eponides duprei</i> C. & Schenk</p> <p><i>Haplophragmoides</i> sp.</p> <p><i>Heterolepa</i> sp.</p>	<p><i>Karrerella pseudoconvexa</i> T</p> <p><i>Lagenoglandulina annulata</i> (Stache)</p> <p><i>Marginulina asperuliformis</i> (Nuttall)</p> <p><i>M. ex gr. hochstetteri</i> Stache</p> <p><i>Siphonodosaria chilense</i> T</p>

FIG. 4. Distribución de los foraminíferos del Eoceno Medio tardio-Mioceno de los Andes Fueguinos. Actualizado de Malumián et al. (2009b).

y condiciones de mar abierto (Bartolini *et al.*, 1999). Pero en condiciones desconectadas con el mar abierto la relación N/E puede ser explicada por cambios de la productividad en la superficie del agua asociados al incremento de la movilización y aporte de nutrientes, como en las zonas de surgencia (Kiessling, 1996).

2.2. Bioestratigrafía

La cronología del Cretácico Tardío reposa sobre el contenido de ammonites, ya que los microfósiles se restringen mayormente a formas aglutinadas de dilatado rango cronológico, excepto el dato de aparición de *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski) que se estima como una aproximación al límite Campaniano/Maastrichtiano (Olivero *et al.*, 2003). La cronología del Paleógeno fueguino es relativamente precisa, pues corresponde a un período cálido de considerable diversidad, y se basa en la zonación de foraminíferos planctónicos y en la correspondiente calibración de los datos de aparición y desaparición de los taxones planctónicos para el área subantártica propuesta por Huber y Quillévéré (2005, 2006), de similar paleolatitud a la de Tierra del Fuego. Para el Neógeno, debido por una parte al desmejoramiento climático global en altas latitudes, se reduce fuertemente la diversidad del plancton y, por otra parte, sólo permanecen en altas latitudes taxones de muy extenso rango y, consecuentemente, disminuye también la resolución bioestratigráfica. A partir del Mioceno Medio dominan ambientes someros desprovistos o con muy escasos elementos planctónicos, que acentúan la imprecisión cronológica.

El análisis sobre los ostrácodos ha apuntado a establecer correlaciones mediante la comparación de sus asociaciones correspondientes a las formaciones paleógenas de la Cuenca Austral que hayan brindado un número suficiente de caparazones como para que resulten representativas. Se han diferenciado e involucrado 402 especies en total (ver apéndice), tratándose de evitar la comparación basada en determinaciones taxonómicas, siempre subjetivas. Las especies comunes entre formaciones se han reconocido en su mayoría absoluta a partir de la comparación directa de material, mucho de él inédito y depositado en la colección de micropaleontología del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), que comprende el material ilus-

trado por Echevarría (1990, 1991a, b, 2000), Malumián *et al.* (2000) e incluso ostrácodos de la Formación La Meseta de la Antártica y datos preliminares de las formaciones: Punta Noguera, Río Bueno y San Julián, obtenidos por uno de los autores, de la literatura se han sumado los trabajos de Bertels (1973), Kielbowickz (1988) y Szczechura (2001).

Se ha aplicado el índice de Jaccard sobre una matriz de medidas de similitud (Fig. 5a); el análisis de conglomerados ('Cluster analysis'; Fig. 5b), según el método de ligamento promedio que utiliza la media aritmética no ponderada (modo Q, UPGMA='Unweighted Pair Group Method using arithmetic Averages'; Springer y Bambach, 1985).

El contenido de foraminíferos en todas las formaciones mencionadas en el texto ha sido investigado personalmente por uno de los autores, incluso de las formaciones o entidades chilenas en visitas a la colección de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), en Punta Arenas, Museo de Ciencias Naturales de Santiago de Chile, y depositado en la colección Cushman, en Washington, del 'Smithsonian National Museum of Natural History'.

3. Las microfaunas australes del Cretácico Superior y Cenozoico

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos calcáreos del Cretácico Tardío y Cenozoico de la Patagonia, en términos generales, son de un fuerte carácter austral, con relevantes taxones endémicos, desde la transgresión atlántica maastrichtiana (Náñez y Malumián, 2008) hasta la actualidad. La excepción se da en el Daniano, que comprende la conocida asociación cosmopolita de ambiente nerítico tipo 'Midway', con muy escasos foraminíferos endémicos, ya que mayormente las formas endémicas del Maastrichtiano de la Patagonia desaparecen hacia el límite K/P (Malumián *et al.*, 1995; Náñez y Malumián, 2004).

El mayor recambio microfaunístico se sitúa en el tránsito Paleoceno/Eoceno, cuando la Asociación tipo 'Midway' es reemplazada por un conjunto endémico con típicos géneros australes. Se diferencia netamente así una provincia Austral, con géneros de la Familia Elphidiidae como *Cribrorotalia* y *Notorotalia*, y algunas especies típicas del género *Elphidium* que son compartidas y revelan cierta vinculación con Australasia, en

3.1. Campaniano Tardío-Eoceno Temprano de los Andes Fueguinos

En los Andes Fueguinos, el Campaniano Tardío y Paleoceno Temprano se caracterizan fuertemente por su exclusivo contenido de asociaciones de foraminíferos aglutinados tipo 'flysch', de muy baja

diversidad debida a los ambientes predominantemente deficitarios en oxígeno.

En el margen estable de la Cuenca Austral, en la sintética columna del pozo SC-1, el clásico Campaniano Superior, con *Hoplitoplacenticeras*, se encuentra separado por un prolongado hiato del Albiano, y se le sobrepone el Maastrichtiano, ambos

FIG. 5. a. Matriz de medidas de similitud, mediante el índice de Jaccard. Primera hilera con el número de ejemplares analizados por formación, nótese que dos formaciones superan el millar de ejemplares. Segunda hilera con el número de especies diferenciadas. La información es obtenida de: 1. Bertels (1973); 2 y 7. Malumián *et al.* (2000); 3, 4, 5 y 8. estudio preliminar por uno de los autores; 6. Echevarría (1990); 9. Echevarría (1991a, b; 2000); 10. Kielbowicz (1988); 11. Szczechura (2001). b. Dendrograma basado en una matriz de medidas de similitud, aplicado el índice de Jaccard. Primera a tercera hilera porcentajes de las tres familias más abundantes (se contabilizaron los caparzones y cada valva aislada como un ejemplar). En una comparación preliminar de las formaciones paleógenas con ostrácodos de la Patagonia, Tierra del Fuego y la Antártica resultan cinco agrupamientos de entidades estratigráficas, las cuales secundariamente se ordenaron por edad:

AGRUPAMIENTO I. Formaciones del Oligoceno Superior, Provincia de Santa Cruz: San Julián, Magallanes y Centinela. Los rasgos tafonómicos en los ostrácodos de la Formación San Julián, pozo cabo Curioso (CC4), diferencian dos tramos, coincidentes con sus dos miembros (Panza *et al.*, 1996; Nález *et al.*, 2009). Las tres formaciones promedian 30% de trachyleberídidos (en un rango entre 20 y 45%) y 22% de hemicyterídidos (entre 18 y 29%). **Agrupamiento II.** Ambos miembros de la Formación Río Turbio, del Eoceno Medio-Superior de la Provincia de Santa Cruz, promedian 37% de trachyleberídidos y 12% de hemicyterídidos (15% el miembro inferior y 9% el miembro superior). Llama la atención la distancia en que se unen ambos miembros, que si se toma una regla de corte al 50% podrían diferenciarse como dos formaciones. Malumián *et al.* (2000) distinguieron dos conjuntos de ostrácodos para la Formación Río Turbio, los del miembro inferior con predominio de formas lisas y especies con rango estratigráfico extendido hasta el Daniano, y el conjunto del miembro superior con mayor número de formas ornamentadas que tienen afinidad con especies halladas en unidades estratigráficas más jóvenes, como las formaciones Leticia y San Julián. Por otra parte, el mayor contenido de hemicyterídidos en el miembro inferior sugiere aguas más frías que las del miembro superior, siendo inconsistente con los dos picos relativos de temperatura del Eoceno Medio, y conocidos estudios florísticos. **Agrupamiento III.** Formación Leticia y el único miembro de la Formación Cerro Colorado (CCb) con ostrácodos, del grupo La Despedida, los dos promedian 33% de trachyleberídidos (entre 30 y 35%) y 27% hemicyterídidos (entre 19 y 34%). Si bien la Formación Leticia contiene el porcentaje más alto de hemicyterídidos de toda la Cuenca Austral, estos sugieren aguas templadas, ya que por un lado son casi equiparables con los trachyleberídidos y, por otro, hay dos especies del género termófilo de aguas someras *Cytherelloidea* (cf. Sohn, 1962) que componen el 7% de los ejemplares de la asociación. **Agrupamiento IV.** Las formaciones Punta Noguera, Punta Torcida y Río Bueno, del Grupo Río Claro del Eoceno Inferior a Medio inferior, promedian 23% de trachyleberídidos (entre 10 y 30%), 18% de cytherurídidos (entre 9 y 27%) y 6% de hemicyterídidos (entre 2 y 10%). La gran afinidad entre los ostrácodos de las formaciones Punta Torcida y Río Bueno pese a sus marcadas diferencias litofaciales, sugieren una similar edad, particularmente con el miembro RB2. Solo la Formación Punta Noguera contiene dos especies del género termófilo *Cytherelloidea* conformando el 9% del total de la asociación, el cual sumado al bajo porcentaje de hemicyterídidos sugiere vincularla al ETM-2. **Agrupamiento V.** Solo se conocen ostrácodos del Miembro Valle de las Focas de la Formación La Meseta, Antártica. La edad de la formación en la base es eocena temprana tardía según las palinofloras marinas (Cocozza y Clarke, 1992); y eocena tardía en la parte más alta según isótopos de estroncio (Dingle y Lavelle, 1998). Es muy probable que el miembro RB2 de Río Bueno sea un equivalente temporal en facies carbonáticas, del Miembro Valle de las Focas de la Meseta, ambos comparten los ostrácodos *Ameguinocythere* cf. *Cytheromorpha flexuosa* Bertels, *Kuiperiana* sp. en Szczechura (2001)=*Kuiperiana similis* (Bertels) en este trabajo y *Australicythere* sp. Pero es llamativa la aparente ausencia del género termófilo *Majungaella*, característico de la Formación La Meseta, en la Formación Río Bueno, ya que esta probablemente se depositó durante el ETM-3. **Agrupamiento VI.** Las formaciones patagónicas y paleocenas Cerro Dorotea y Roca, promedian 49% de trachyleberídidos (entre 48 y 50%) y 11% de hemicyterídidos (entre 4 y 17%). En líneas generales, se revela una fuerte vinculación entre los agrupamientos de ostrácodos que se corresponden con los grupos estratigráficos Río Claro y La Despedida, y ponen de manifiesto el hiato-discordancia que los separa. La mayor afinidad de los ostrácodos entre formaciones se encuentra entre las formaciones Río Bueno y Punta Torcida pese a sus muy diferentes litofacies, la cual sugiere una igual o similar edad. El aumento del contenido de hemicyterídidos en los agrupamientos acompaña en términos generales el decrecimiento de la temperatura coherente con la curva de $\delta^{18}\text{O}$. Dentro de Tierra del Fuego, el agrupamiento IV, coincidente con el Grupo Río Claro, en promedio contiene 6% de hemicyterídidos, mucho menor que el 27% de promedio del agrupamiento III coincidente con el Grupo La Despedida, así también en la provincia de Santa Cruz, los valores más altos de 22% de promedio, corresponden al agrupamiento I del Oligoceno Tardío. Sin embargo, no se nota un aumento del porcentaje de hemicyterídidos dentro de cada agrupamiento, sino que incluso se produce una disminución como en el caso del agrupamiento III. Las razones de esta discrepancia de orden menor podrían encontrarse en el disímil número de ejemplares considerados y/o en el acomodamiento de los hemicyterídidos en el transcurso de la sedimentación de cada grupo estratigráfico.

documentados con foraminíferos (Malumián *et al.*, 1971). Para la Cuenca de Malvinas, el intervalo considerado se corresponde con la denominada megasecuencia 4 de Galeazzi (1998) o unidad 4 de Tassone *et al.* (2008); en secuencias de borde de Cuenca, sus foraminíferos están bien representados y diferenciados en el pozo Tiburón, donde entre el Campaniano y el Maastrichtiano se intercala un nivel glauconítico (Náñez y Malumián, 2008).

3.1.1. Formación Bahía Thetis, Campaniano

La microfauna campaniana circunscrita a muy delimitados niveles se reduce a pocas especies de foraminíferos aglutinados en especial del género *Rzehakina*, género característico de ambientes por debajo de la LCC, y adaptado por su morfología a condiciones disóxicas (cf. Caramés y Malumián, 2006). Las condiciones deficitarias en oxígeno son debidas, al menos en parte, a la escasa ventilación de fondo y a la gran producción orgánica de las aguas superficiales manifestada por abundantes radiolarios. La muy baja relación N/E sugiere un ambiente de plataforma externa de acuerdo con Kiessling (1996).

3.1.2. Formación Policarpo, Maastrichtiano

La Formación Policarpo contiene una clásica asociación de foraminíferos aglutinados tipo 'flysch' de relativa diversidad y el inicio del registro de *Spiroplectammina spectabilis*, el cual puede utilizarse dentro de la Cuenca Austral como una aproximación al límite Campaniano/Maastrichtiano.

De acuerdo con sus dinoflagelados comprende al límite Cretácico/Paleógeno (Olivero *et al.*, 2003), pero este límite no se manifiesta entre las asociaciones de foraminíferos aglutinados como ha sido anticipado. Por otra parte, la llamativa ausencia de foraminíferos calcáreos danianos en toda la porción argentina de la Isla, que contrasta con su amplia distribución en toda la Patagonia, genera la sospecha de que el Daniano ha sido erosionado (Malumián, 1999).

3.2. Grupo Río Claro, Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano

El Grupo Río Claro, conformado por las formaciones La Barca, Punta Noguera y Punta Torcida, se caracteriza por sus microfaunas propias de ambientes turbidíticos deficitarios en oxígeno, muy marcados en la Formación La Barca por el dominio de conchillas de morfotipos infaunales y en la Formación Punta Torcida por la notable excelente preservación de las

conchillas calcáreas, preservación típica de fondos anóxicos-disóxicos. Esta calidad de preservación es desconocida en el resto de todo el Cenozoico fueguino y patagónico y, asimismo, la excelente preservación de la sílice impulsó al primer estudio de los radiolarios cenozoicos del Cono Sur (Jannou y Olivero, 2001; Jannou, 2007, 2009).

3.2.1. Formación La Barca, Paleoceno Tardío

La Formación La Barca está caracterizada por asociaciones de foraminíferos aglutinados de muy baja diversidad dominadas por *S. spectabilis*, dominancia que revela la fuerte condición de asociación tipo 'flysch' que es característica del Paleoceno a nivel global. Solo en dos circunscritos niveles se reconocen foraminíferos calcáreos que componen una asociación tipo Midway: uno en el miembro inferior, con el dominio de bulimínidos, particularmente de la especie *Bulimina karpatica* Szczechura, y que comprende excepcionales especies endémicas como *Buliminella isabelleana procera* Huber y *Antarcticella* sp. (Malumián y Caramés, 2002). El otro nivel, en el miembro superior (Torres Carbonell *et al.*, 2009), comprende al último registro de *Stensioeina beccariiiformis* (White). En ambos niveles pese a la buena preservación del material calcáreo no se hallaron tanto foraminíferos planctónicos como nanoplankton calcáreo. El dominio absoluto de morfotipos infaunales, ya sea en las asociaciones de foraminíferos calcáreos o aglutinados, indica condiciones disóxicas a anóxicas en los niveles estériles.

3.2.2. Formación Punta Noguera, Eoceno Temprano basal

La Formación Punta Noguera contiene en su casi totalidad agrupamientos de foraminíferos aglutinados, escasos y de muy baja diversidad, que comprenden al último registro confiable del género *Rzehakina*. Solo en un nivel muy circunscrito se ha hallado una microfauna calcárea, foraminíferos y ostrácodos, relativamente diversificada. Aparecen las especies más antiguas de los géneros *Cribrorotalia* y *Elphidium*; el primero caracterizará los ambientes someros de todo el Cenozoico patagónico. Se ha mencionado un probable foraminífero calcáreo complejo (Malumián y Náñez, 2002a), pero ha resultado ser un nuevo género de foraminífero aglutinado con cemento calcáreo y cámaras subdivididas. Recientemente, en minuciosa búsqueda (Malumián *et al.*, 2009a) se hallaron pequeñas formas planctónicas biseriales, entre ellas *Chiloguembelina wilcoxensis* (Cushman

y Ponton) que limita la menor edad de la formación a 53,39 Ma, de acuerdo con el dato de desaparición en altas latitudes (Huber y Quillévéré, 2006).

Los foraminíferos bentónicos calcáreos contrastan con la composición taxonómica de la asociación paleocena cosmopolita tipo Midway de la Formación La Barca, conformando un brusco recambio en ambiente somero de altas latitudes, equiparable con el recambio en aguas profundas de bajas latitudes que globalmente caracteriza el límite Paleoceno-Eoceno. Así también, contrastan los dominantes morfotipos epifaunales y sésiles que revelan un fondo oxigenado, en concordancia con el carácter glauconítico de la formación.

Los ostrácodos también conforman un recambio abrupto al agruparse por su afinidad con los de las formaciones Punta Torcida y Río Bueno (Figs. 5a, b; Jannou, 2009) y carecer de especies comunes con las conocidas para el Paleoceno de la Patagonia (cf. Bertels, 1973; Malumián *et al.*, 2000). La relativa abundancia de *Amphicytherura dinglei* Mckenzie, Reyment y Reyment en Punta Noguera, Punta Torcida y Río Bueno, originalmente descrita para el Eoceno Superior del sur de Australia (Mckenzie *et al.*, 1993), sugiere un origen en las regiones Patagónica y Fueguina.

Los radiolarios de la Formación Punta Noguera (Jannou, 2007), afines a nivel de especie con aquellos ilustrados para del Cretácico-Paleoceno de altas latitudes, sugieren una edad equivalente a la parte superior de la Zona RP5 de Nueva Zelanda, calibrada entre 58 y 59,5 Ma (Hollis, 1997), pero son inconsistentes bioestratigráficamente con los foraminíferos, muy probablemente los radiolarios naseláridos sean retrabajados. Los muy abundantes radiolarios espumeláridos distribuidos en toda la formación, los escasos foraminíferos planctónicos biserials y los nódulos de fosfato, sugieren marcadas condiciones eutróficas.

Finalmente, la búsqueda de nanoplankton calcáreo, en los escasos niveles en donde se preserva el carbonato en forma de microfósiles, ha resultado infructuosa.

3.2.3. Formación Punta Torcida, Eoceno Temprano cuspidal

La mayoría de los foraminíferos de la Formación Punta Torcida han sido descritos en el trabajo pionero de Todd y Kniker (1952), para la equivalente Formación Agua Fresca de Chile, compartiendo con la Formación Río Bueno los últimos registros

de *Globanomalina australiformis* (Jenkins), entre los foraminíferos planctónicos, y de *Antarcticella cecionii* (Cañón y Ernst) y *Astacolus skyringensis* Todd y Kniker, especies bentónicas endémicas de la Cuenca, y de *Buliminella isabelleana* forma *procera* Huber especie endémica del hemisferio sur. Se encontraron, además de las especies de la figura 3: *Marginulina hochstetteri* Stache, *Siphogenerinoides* sp. nov., *Bulimina* aff. *fueguina* Malumián, *Angulogerina cushmani* Todd y Kniker, *Kolesnikovella* cf. *severini* Cañón y Ernst, *Buccella* sp., y *Cibicides vortex* Dorreen.

La Formación Punta Torcida está integrada por tres miembros: el inferior, con niveles arenosos que contienen un agrupamiento de foraminíferos y ostrácodos, y niveles pelíticos con una asociación de foraminíferos bentónicos aglutinados de condiciones oligotróficas; el miembro medio, de alta relación pelita/arenisca y con una asociación de foraminíferos calcáreos residuales, junto con foraminíferos aglutinados de condiciones mesotróficas, y el miembro superior, pelítico, con una asociación de foraminíferos bentónicos calcáreos de baja diversidad a monoespecífica, acompañados de foraminíferos aglutinados de condiciones eutróficas y abundantes radiolarios (Jannou, 2009).

El ambiente de depositación de la Formación Punta Torcida en el área de cabo Campo del Medio fue previamente interpretada por medio de criterios sedimentológicos (Olivero y Malumián, 1999; Olivero *et al.*, 2002a) e ilustrados sus icnofósiles (López Cabrera *et al.*, 2008). Según criterios micropaleontológicos, la relación P/B en los tres miembros es predominantemente menor a 1, en recuentos sobre 90 muestras: 36 de cabo Campo del Medio, 25 de punta Gruesa, 20 de arroyo El Vasco y 19 de cabo Irigoyen, el 88% tiene valor menor que 1, que indica ambientes no más profundos que los de plataforma; el 12% restante tiene valor >1, pero se interpreta que no es resultado de la abundancia de foraminíferos planctónicos, sino de la pobreza de la microfauna bentónica debida a los generalizados ambientes disóxicos de fondo. El marcado pequeño tamaño de las conchillas de los foraminíferos planctónicos refuerza la interpretación dada por la relación P/B. Además, los radiolarios que reemplazan gradualmente a los foraminíferos planctónicos en el miembro superior sin mediar un cambio litofacial, tienen una relación N/E < 0,2 que sugiere un ambiente de plataforma externa. Aunque hay géneros de

radiolarios como *Bathropyramis* y *Cornutella*, los cuales en el Paleoceno Superior de Nueva Zelanda son exclusivos de ambientes de talud inferior a planicie abisal (Hollis, 1996), es muy probable que hayan sido transportados por corrientes de surgencia, ya que están representados por un bajo número de pequeños esqueletos.

Los foraminíferos aglutinados tipo 'flysch', en cabo Campo del Medio, sugieren influencia turbidítica. Los rasgos tafonómicos de los ostrácodos: altas relaciones A/J y C/V, signos de abrasión y selección por tamaños, sugieren concentraciones hidrodinámicas originadas por fenómenos de tormentas, ya que están asociados a litofacies de areniscas con laminación entrecruzada 'hummocky'.

Los ostrácodos de Punta Torcida tienen su mayor afinidad a nivel específico (Figs. 5a, b) con aquellos de las formaciones Río Bueno y Punta Noguera; a nivel genérico, con las asociaciones del Eoceno Medio a Superior de Australia y Nueva Zelanda, particularmente comparten citherurídidos; en cambio los trachyleberídidos tienen mayor afinidad con aquellos de la Formación La Meseta de la península Antártica.

Según los foraminíferos planctónicos reconocidos en las secciones de los cabos Campo del Medio e Irigoyen y arroyo El Vasco, la formación se sitúa dentro de la Zona de *Globigerina wilcoxensis* de Nueva Zelanda (Jenkins, 1971), o el equivalente de: las zonas tropicales de foraminíferos planctónicos P7 a P8 (Berggren y Miller, 1988), las zonas antárticas AP6b a AP7 (Stott y Kennett, 1990), las zonas circumantárticas AE3 a la parte baja de la AE4 (Huber y Quillévéré, 2005), las últimas se calibran entre 52,3 y 49,3 Ma.

Es muy probable que la sección de río Irigoyen, los afloramientos cercanos al río Láinez y del limbo sur de punta Gruesa sean algo más jóvenes que las secciones de cabo Campo del Medio y del arroyo El Vasco, ya que contienen el foraminífero planctónico cosmopolita *Jenkinsina triseriata* (Terquem). Esta especie en altas latitudes aparece casi junto con *Cassigerinelloita amekiensis* Stolk, poco antes de la base de la Zona AE4 calibrada en 50,22 Ma (Huber y Quillévéré, 2006; Li y Radford, 1992). McGowran y Beecroft (1985) sugieren que *G. triseriata* es un indicador de agua templada, basándose en su aparición simultánea con la desaparición de los foraminíferos grandes en el Eoceno Medio temprano del margen meridional de Australia. Considerando la desaparición

de *G. australiformis* en altas latitudes, la edad de la Formación Punta Torcida se encuentra entre 52,3 y 46,70 Ma.

Los radiolarios, que provienen del miembro superior de la localidad tipo de cabo Campo del Medio y de las cercanías de cabo Irigoyen, sugieren una edad equivalente a la Zona RP-9 a parte baja de la RP-10 de la zonación del océano Pacífico sur (Hollis, 1997), o de las zonas tropicales de *Buryella clinata* a *Phormocythis striata striata* (Sanfilippo *et al.*, 1981 basado en Nigrini, 1971), calibrada entre 49,6 y 48,4 Ma por Berggren *et al.* (1995).

Por la única muestra analizada mediante zircón detrítico proveniente de la Formación Punta Torcida en cabo Irigoyen, Barbeau *et al.* (2009) le han asignado una edad algo menor que $47,32 \pm 0,77$ Ma, que tomando el límite Eoceno Temprano/Medio en 48,6 Ma, la sitúan en el Eoceno Medio temprano.

Sedimentitas equiparables a la Formación Punta Torcida -por su edad y por su posición de similar relación estratigráfica apoyan en discordancia sobre Paleoceno y en la misma relación son cubiertas por Eoceno Medio superior- recientemente se reconocieron en el extremo sudeste del subsuelo de la provincia de Santa Cruz, mediante nanoplancton calcáreo, aparentemente carente de discoastéridos, asignándose a la zona NP 13 (Pérez Panera, 2009) calibrada según Berggren *et al.* (1995) entre 50,7 y 49,7 Ma, y por Luterbacher *et al.* (2004) entre 51 y 48,8 Ma, o sea, en el Eoceno Temprano más joven. Es de notar que se ha investigado la presencia del nanoplancton calcáreo en la Formación Punta Torcida, y tampoco se han encontrado discoastéridos, elementos del nanoplancton calcáreo indicadores de aguas cálidas.

3.2.4. Formación Río Bueno, Eoceno Medio basal

La Formación Río Bueno representa un breve episodio calcáreo, y ha sido integrada por dos miembros desconectados, atribuyéndose una relativa mayor edad al miembro RB1 que al miembro RB2 por el contenido de foraminíferos bentónicos conocidos desde el Paleoceno (Olivero *et al.*, 2002b). La comparación de los ostrácodos mediante el índice de Jaccard (Fig. 5a) sugiere una relación inversa. Sobre un total de 34 especies de ostrácodos (ver apéndice), 25 en el miembro RB1 y 23 en el RB2, 14 son comunes a ambos miembros, el RB2 tiene una leve mayor afinidad con las formaciones Punta Noguera y Punta Torcida; en cambio, las del miembro

RB1, con aquellas de las más jóvenes formaciones Leticia y Cerro Colorado.

Los foraminíferos planctónicos hallados son muy escasos, menores que el 1% del total de ejemplares, y se restringen a relativamente abundante *Globanomalina australiformis* y pequeños ejemplares de *Subbotina* spp. del miembro RB1. La primera especie tiene una pronunciada extinción diacrónica latitudinal, y para latitudes similares a la de Tierra del Fuego, su desaparición está estimada en 46,70 Ma (Huber y Quillévéré, 2006); por otra parte, los escasos ejemplares de foraminíferos planctónicos reunidos a la fecha restan valor a la aparente ausencia de *G. index* que sugiere una edad mayor a 43 Ma. Contiene, además, especies bentónicas muy características y comunes con la Formación Punta Torcida como *Antarcticella cecionii*, *Buliminella isabelleana*, y en particular *Astacolus skyringense*, una de las formas guías de los pisos propuestos en Chile. Se estima entonces que la edad de la Formación Río Bueno es aproximadamente equivalente a la de la Formación Punta Torcida, pero sin que se pueda establecer mediante los foraminíferos las estrictas relaciones cronológicas entre ambas formaciones. Cuerpos calcáreos similares en composición y dimensiones se reconocen en la Cuenca de Malvinas sobre la plataforma estable (cf. Galeazzi, 1996, 1998). Niveles delgados de idéntica composición se distribuyen por el borde oriental en la Cuenca Austral, pero en este último caso es de menor edad por su contenido en *G. index* y aparente ausencia de *G. australiformis* (Malumián *et al.*, 1971); además, existen pequeños afloramientos de calizas briozoales eocenas en proximidad de Piedra del Museo, Provincia de Santa Cruz, pero con muy diferente contenido en foraminíferos (Panza *et al.*, 1998).

Los ostrácodos de la Formación Río Bueno tienen marcada afinidad a nivel específico con los de Punta Torcida (Figs. 5a, b), y a nivel genérico con los de La Meseta de la península Antártica. Llama la atención que la especie termófila de ambiente somero *Majungaella antartica* originalmente descrita para el Miembro Valle de las Focas de la Formación La Meseta (Szczechura, 2001) esté aparentemente ausente en el Paleógeno de Cuenca Austral. Ballent *et al.* (1998) señalaron que *Majungaella* es un género gondwánico, que en la Argentina está restringido al Jurásico Superior y Cretácico de la Patagonia.

El bajo contenido de hemicyteridos en el miembro RB2 de la Formación Río Bueno es muy similar

respecto de la Formación Punta Torcida, en cambio el miembro RB1 tiene un mayor contenido de hemicyteridos, sugiriendo una menor temperatura y consecuente menor edad en concordancia con el generalizado desmejoramiento cenozoico (cf. Zachos *et al.*, 2001; Fig. 2).

3.3. Grupo La Despedida, Eoceno Medio superior-Oligoceno basal

El grupo La Despedida, conformado por las formaciones Leticia y Cerro Colorado, se inicia como resultado de una transgresión eustática del Eoceno Medio tardío generalizada en el hemisferio sur; el mar enmarcado en una gran estabilidad inicial alcanza a redondear los granos de cuarzo tamaño arena (Malumián, 1999, 2002). Es identificable en toda la Cuenca Austral por extendidos niveles glauconíticos que en el subsuelo se conocen como Glauconítico B, y por la abundancia de *Boltovskoyella*, un morfotipo epifaunal, coherente con el desarrollo de fondos duros. El Glauconítico B, en análisis secuenciales ha sido interpretado transgrediendo fuertemente líneas de tiempo (Biddle *et al.*, 1986), pero en su base todos los niveles glauconíticos persistentemente reconocen la aparición local más antigua de *Globigerinatheka index*, que garantiza al menos un moderado isocronismo para la base de la transgresión y de la edad de la mayor discontinuidad estratigráfica del Cenozoico fueguino-patagónico. El mar con oscilaciones menores permanece solo en las regiones andinas fueguinas y patagónicas australes hasta el Eoceno Tardío, retirándose rápidamente de la mayor parte de la Patagonia extraandina. En la plataforma de la Cuenca Austral septentrional y costa afuera de la Cuenca del Colorado los paquetes glauconíticos descansan directamente sobre el Daniano marino, y se desconocen para la Cuenca del Golfo de San Jorge.

El Grupo La Despedida es coincidente con la megasecuencia II de la plataforma australiana sureña (Mc Gowran, 1979, 1991) y junto con el Grupo Cabo Domingo equivalen a la supersecuencia 5 de Galeazzi (1996, 1998), y a la unidad 5 de Tassone *et al.* (2008), de la Cuenca de Malvinas, a las que deben ajustarse sus edades.

3.3.1. Formación Leticia, Eoceno Medio superior

La Formación Leticia contiene foraminíferos de carácter austral, abundantes grandes nodosariáceos y artejos de crinoideos que representan una comunidad

de estructura retrógrada, conocida en la Antártica, y aparentemente restringida al área fueguina en la Cuenca Austral (Malumián y Olivero, 2003). Los escasos foraminíferos como *Testacarinata inconspicua* y *Antarcticella antarctica* que en principio se atribuyeron a formas planctónicas en formaciones equivalentes de la Patagonia (Malumián, 1990a), actualmente son consideradas bentónicas (cf. Liu *et al.*, 1998), de manera que la formación se depositó en ambientes someros, y contiene agrupamientos típicos de niveles glauconíticos con mezcla de foraminíferos de distintos ambientes; excepcionalmente se reconocen asociaciones de baja diversidad en paquetes limolíticos dominados por *Boltovskoyella*.

Dentro de los ostrácodos conocidos de la Formación Leticia en el perfil de La Despedida (Echevarría, 1990), el considerablemente mayor contenido de hemicyterídidos respecto de las formaciones previas, sugiere aguas más frías.

De los tres miembros que componen la Formación Leticia se acota la edad de los miembros medio y superior entre 43,70 y 39 Ma, por la aparición de *G. index* y la ausencia de acaríninidos en la base de la suprayacente Formación Cerro Colorado, respectivamente. Estas formaciones se encuentran en leve discordancia, e incluso separadas por sedimentitas continentales que en la sección de La Despedida testimonian una exposición subaérea al menos en partes de la Cuenca (Malumián, 1989). La edad del miembro inferior ha sido estimada similar a la de los dos miembros superiores, pero aún no ha brindado foraminíferos planctónicos que avalen la estimación.

3.3.2. Formación Cerro Colorado; Eoceno Medio cuspidal-Tardío

La Formación Cerro Colorado está integrada por cuatro miembros. En el inferior *a*, permanecen algunos nodosariáceos de gran tamaño, como *Vaginulinopsis marshalli* Finlay y *Marginulina knikeræ* Cañón y Ernst, y comprende además polimorfínidos de gran porte, como *Polymorphina lingulata* Stache, *Sigmomorphina pernaeformis* (Stache), *Pseudonodosaria symmetrica* (Stache); así también, aunque menos abundantes que en la Formación Leticia, contiene artejos de crinoideos. Todos ellos indican resabios de la fauna de la Formación Leticia. Comprende, además, un pico de abundancia de *G. index* y la aparición de *Antarcticella antarctica*. Contiene grafoglíptidos que son infrecuentes en ambientes

de alta energía y ricos en materia orgánica como en este miembro (Olivero *et al.*, 2008). Su edad, por la ausencia de acaríninidos, en particular de *A. primitiva*, verificada recientemente en una muestra en la que se pudo reunir más de dos centenares de foraminíferos planctónicos, es menor que 39 Ma, encontrándose en la Zona de *Subbotina eoacaena* de Huber y Quillévéré (2005, 2006).

En el miembro *b* las especies comunes con la Formación Leticia son reemplazadas por elementos de fuerte carácter antártico, en particular comprende al postrer registro de *M. knikeræ*, el último de los grandes nodosariáceos. Se reconocen dos asociaciones que por sus diferentes tipos de preservación sugieren una división marcada dentro del miembro.

El miembro *c*, contiene el último registro de *Cibicidoides truncanus* (Gümbel) que es comparativamente temprano, pues Morkhoven *et al.* (1986) la consideran una especie de profundidad y reconocen desde la zona P13 a la P16, y Hornibrook *et al.* (1989) la reconocen hasta el Whaingaroano basal (Oligoceno basal). Comprende el primer registro de *Uvigerina subproboscidea* (Haque), la que será dominante en los ambientes profundos del Oligoceno fueguino.

El miembro *d*, de ajustada edad entre 35,54 y 34,49 Ma por contener *T. insolita* (cf. Huber y Quillévéré, 2005, 2006), comprende un pico de abundancia de *Chiloguembelina ototara* (Finlay) representativo del pico global (Malumián *et al.*, 2009a) y de la denominada 'perturbación *Chiloguembelina*' de McGowran (1987), así también asociada a mínimos de oxígeno (Boersma y Premoli Silva, 1988, 1989).

El miembro *b* es el único miembro que brindó ostrácodos, los cuales exhiben características de agrupamiento transportado por: la alta relación A/J, los signos de abrasión y rotura, y la selección por tamaños; sobre un total de 13 especies, 6 son idénticas a las halladas en la Formación Leticia: *Henryhowella* sp. aff. *H. cuevense* Bertels, *Henryhowella* sp. aff. *H. santacruceana* Bertels, *Krythe* sp. aff. *rocana* Bertels; *Bensonia* sp., *Trachyleberis* sp. y *Australicythere* sp. en Echevarría (1990).

La edad de la Formación Cerro Colorado, imprecisa en su base y solo acotada por la ausencia de acaríninidos, se sitúa entre 39 y 34,49 Ma, pues las edades obtenidas mediante zircón detrítico son menores y no han sido consideradas, y se ha señalado un brusco cambio en la fuente de proveniencia entre

los miembros *a* y *c*, estimado en aproximadamente 39 Ma, a causa de la exhumación de la Formación Le Maire-Tobífera del Jurásico Superior (Barbeau *et al.*, 2009). Cambios en las asociaciones de foraminíferos que puedan relacionarse se encuentran dentro del miembro *b*, en especial por el cambio del tipo de preservación como antes se ha indicado, o alternativamente entre los miembros *b* y *c*, con una edad estimada en 37 Ma, o sea menor y próxima al límite Eoceno Medio/Tardío.

3.4. Grupo Cabo Domingo, Eoceno cuspidal-Mioceno

El Grupo Cabo Domingo, constituido por el Conglomerado Tchat Chii, las capas de la Estancia María Cristina y la Herminita, y equivalente Formación Puesto José, la Formación Desdémona, capas del Cabo Ladrillero, capas del Cabo Viamonte, y formaciones Cabo Peña y Carmen Silva. La segunda discontinuidad estratigráfica cenozoica está representada por el Conglomerado Tchat Chii y el equivalente Glauconítico A en la plataforma fueguina. Para el Oligoceno basal, repentinamente se originan ambientes por debajo de la LCC representados por las capas de la Estancia María Cristina y que persisten en casi la totalidad del Oligoceno al mantenerse hasta las capas de La Herminita. En los restringidos niveles en donde los microfósiles calcáreos escaparon de la disolución, se hallaron muy abundantes formas planctónicas de gran tamaño que contrastan con la pobreza de las asociaciones de foraminíferos planctónicos eocenas, y junto con foraminíferos bentónicos de profundidad atestiguan el tipo de ambiente profundo (Scarpa y Malumián, 2008). *Subbotina angiporoides* (Hornibrook), una de las especies más representativas y abundante de las asociaciones planctónicas australes, su desaparición para 30 Ma (cf. Huber y Quillévéré, 2005, 2006), resulta ser uno de los datos guías más confiables del Paleógeno fueguino.

El grupo se caracteriza por la dominancia de ambientes profundos por debajo de la LCC, que aparecen repentinamente para el Oligoceno basal y persisten en casi la totalidad del Oligoceno; prosiguen condiciones de profundidad en la proximidad de la lisoclina en las suprayacente Formación Desdémona, y nuevamente dominantes condiciones por debajo de la LCC en las capas de los cabos Ladrillero y San Pablo, y en la Formación Cabo Peña.

3.4.1. Capas de la Estancia María Cristina (Oligoceno Temprano) y del puesto La Herminita (Oligoceno Tardío inferior), Formación Puesto José

Las capas de la Estancia María Cristina se han depositado por debajo de la LCC; solo se han recuperado foraminíferos calcáreos de niveles muy restringidos en las proximidades de la Estancia María Cristina. Se reconocen típicas formas australes originalmente descritas para Nueva Zelanda como *Anomalinoidea pinguiglabus* (Finlay) y *Globocassidulina pseudocrassa* (Hornibrook) en secciones sobre la costa fueguina (Scarpa y Malumián, 2008).

En las capas del puesto La Herminita en su área tipo, pese a reiterados muestreos mediante taladro de mano, se ha hallado un solo nivel con foraminíferos calcáreos, que por sus abundantes ejemplares de *Bolivina*, sugiere aguas ricas en nutrientes.

En el equivalente de ambas capas, la Formación Puesto José del área de Malengüena, en el perfil tipo alcanza a 1.600 m de espesor, en donde se alternan tramos con foraminíferos aglutinados y calcáreos, y foraminíferos aglutinados y radiolarios esféricos recristalizados; *Uvigerina subproboscidea* y *S. angiporoides* son las especies bentónica y planctónica dominantes, respectivamente. En la parte superior se intercalan niveles con distintiva abundancia de *Bolivina*, *Chiloguembelina*, y radiolarios esféricos, sugiriendo aguas ricas en nutrientes (Torres Carbone *et al.*, 2009).

3.4.2. Formación Desdémona, Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano

Las capas contienen foraminíferos típicos de profundidad y en gran parte de ambientes próximos a la lisoclina representados por asociaciones residuales similares a las conocidas en grandes profundidades sobre el talud de la Plataforma Continental Argentina (cf. Harloff y Mackensen, 1997). Su edad está indeterminada dentro del lapso Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, ya que en altas latitudes no puede reconocerse el límite Oligoceno/Mioceno mediante foraminíferos planctónicos (Spezaferrí, 1994), de manera que se acomoda la edad dentro del Oligoceno Tardío, el óptimo del período.

3.4.3. Capas del Cabo Ladrillero y del Cabo San Pablo, Mioceno Temprano

Son sedimentitas referidas al Mioceno Temprano, con foraminíferos aglutinados de profundidad, y fora-

miníferos calcáreos muy raramente preservados y distribuidos muy puntualmente, indican condiciones poco propicias para la preservación del carbonato.

3.4.4. Formaciones Carmen Silva y Cabo Peña, y Capas del Cabo Viamonte

El pobre contenido de foraminíferos y de ambiente deltaico de la Formación Carmen Silva, contrasta con el de las dos entidades estratigráficas homologadas que carecen o poseen muy escasos foraminíferos calcáreos. En muestras recientemente obtenidas en las visitas realizadas en la reunión de AAPG Hedberg Research Conference 2008, en cabo Ladrillero, persistentemente se obtuvo solo *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga y *Martinottiella* sp., los cuales en nada aportan a la resolución estratigráfica, y además no puede descartarse que sean producto de retrabajo, ya que son sumamente frecuentes en las formaciones subyacentes.

La Formación Carmen Silva se estima al menos en cierto grado coetánea con la Capas del Cabo Viamonte y la Formación Cabo Peña por el común contenido de clastos basálticos (Olivero y Malumián, 2008). Las dos formaciones, además, se vinculan por su elevado porcentaje de esmectita, el que aparenta ser un acontecimiento manifiesto en todo el Cono Sur, vinculado al óptimo climático del Neógeno (Alonso *et al.*, 2001).

Por otra parte, los escasos foraminíferos calcáreos preservados en la Formación Cabo Peña comprenden con persistencia relativamente abundante *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, cuyos registros más antiguos en la Cuenca Austral se han reconocido en las formaciones Desdémona y Monte León, y dentro de los foraminíferos aglutinados, *Spirosigmoilinella compressa*, se reconoce a partir de las capas de La Herminita (post última aparición de *Subbotina angiporoides*) y de la Formación San Julián (Malumián y Olivero, 2006; Náñez, 1988, respectivamente). En forma regional, el conocido desplazamiento de los depocentros hacia el noreste, claramente verificado desde el Cretácico Tardío mediante foraminíferos, indican una obvia menor edad de la Formación Cabo Peña por su posición geográfica respecto a las sedimentitas eocenas y oligocenas tempranas (Olivero y Malumián, 2008) de manera que debe admitirse que la edad asignada por Codignotto y Malumián (1981) de Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano se basó sobre foraminíferos planctónicos retrabajados. Por lo tanto, se discrepa con la edad obtenida por Guerstein *et al.* (2008) mediante palinología, que-

nes mantienen una edad asignada más de 25 años atrás, cuando el conocimiento de la estratigrafía del Cenozoico fueguino era paupérrimo.

3.5. La Formación Irigoyen, Mioceno Tardío-Plioceno

La Formación Irigoyen comprende foraminíferos de aguas someras muy típicas de las costas pacíficas. En particular es notoria la abundancia de *Nonion hancocki* Cushman y McCulloch, una de las pocas especies endémicas de las costas de América del Sur, y distribuida solo costa afuera del Perú (Malumián y Scarpa, 2005). A la fecha no han podido recuperarse foraminíferos planctónicos diagnósticos de edad, la cual es estimada por su posición estratigráfica.

4. El cotejo de la sucesión de microfaunas con la curva de Zachos *et al.* (2001): interpretaciones tectónicas y relación con las diferentes edades sugeridas para la apertura del pasaje Drake

Dentro de la región patagónico-fueguina, los períodos cálidos se corresponden con las mayores transgresiones cenozoicas sobre la Plataforma Patagónica, pero con la notable excepción del Eoceno Temprano, el lapso de mayor temperatura (Fig. 2), el cual está reconocido fehacientemente por sedimentitas marinas solo en la Cordillera Patagónica Fueguina.

La ausencia de indicadores de aguas cálidas tropicales-subtropicales como los foraminíferos grandes fósiles en la Patagonia y Tierra del Fuego y hasta latitudes relativamente bajas sobre la costa atlántica es una de las características generales de importancia paleoecológica mayor, ya notada y analizada por comparación (Malumián y Náñez, 2002b). A la fecha los registros más australes de foraminíferos grandes fósiles sobre la costa atlántica se conocen para la Cuenca de Santos, Brasil, a la actual latitud del trópico de Capricornio (Abreu y Viviers, 1983).

En comparación, dentro del hemisferio sur, la Plataforma Australiana sureña, en su extremo sudoeste, se posicionaba en paleolatitudes similares e incluso algo más altas que la Cuenca Austral, pero contiene para el Eoceno Superior foraminíferos grandes, situación que puede explicarse por la existencia de una corriente cálida antecesora de la actual corriente Leewin (Li *et al.*, 1996; McGowan *et al.*, 1997; Quilty, 1981).

La costa sur de África del Sur, que se estima en 48° de paleolatitud sur en el Paleoceno, desplazándose a cerca de 34° latitud al presente, contiene los primeros foraminíferos grandes cenozoicos en el Paleoceno Superior, que se distribuyen extensamente para el Eoceno Medio a Superior (McMillan, 1986).

Para el Cretácico Tardío y hasta el Eoceno Temprano, Nueva Zelanda se situaba en paleolatitudes de 50° a 65°S, y desde el Eoceno Temprano, con el foraminífero grande *Asterocyclina* y con abundantes planctónicos carenados como *Morozovella crater* (Hornibrook)=*Globorotalia crater* Finlay, tendría sus primeros indicadores de aguas cálidas del Cenozoico (Hornibrook, 1989); pero según Nicolo *et al.* (2007), existieron condiciones locales de temperaturas anormalmente altas para la paleolatitud, las que podrían haber habilitado el paleoambiente para estas especies filotérmicas.

4.1. El Cretácico Superior

Las microfaunas de tipo 'flysch' son típicas de áreas orogénicas y en los Andes Fueguinos dominan desde el Campaniano hasta el Paleoceno Tardío, y están compuestas de asociaciones de foraminíferos arenáceos bentónicos cosmopolitas comúnmente de ambientes disóxicos a anóxicos, y en conjunto con abundantes radiolarios esféricos, donde los ostrácodos están totalmente ausentes, se interpretan como habitantes de Cuencas marginales aportilladas de acotada profundidad, coherentes con un escenario dado por activo tectonismo de un período de extensión cortical que se correspondería con la existencia de un 'synrift' (Ghiglione *et al.*, 2008).

En particular, la asociación de foraminíferos aglutinados típicos del flysch de la Formación Policarpo contrasta con las coevas de la mayor transgresión atlántica sobre la Plataforma Patagónica, y la posición original de la formación hipotéticamente se ha situado adosada a un cordón insular (cf. Nández y Malumián, 2008) que no explica la ausencia de elementos planctónicos.

En su conjunto las formaciones Bahía Thetis y Policarpo se corresponden en la pila sintética del borde estable de la Cuenca con la secuencia Campaniano superior-Daniano, que apoya sobre el Albiano (Malumián *et al.*, 1971).

4.2. Grupo Río Claro; Paleoceno Tardío-Eoceno Medio basal

La subsiguiente Formación La Barca es una turbidita clásica, con una dominante pobre asociación de foraminíferos aglutinados típica del Paleoceno Superior. Los restringidos niveles con foraminíferos calcáreos bien conservados muy llamativamente carecen de formas planctónicas y sugieren desconexión con el mar abierto, y menos aún de un pasaje interoceánico.

La asociación de foraminíferos bentónicos calcáreos de la Formación Punta Noguera representa el recambio asociado al máximo termal del límite Paleoceno/Eoceno (Fig. 2), límite aparentemente no expuesto, pues se desconoce el contacto entre las formaciones La Barca y Punta Noguera. Si bien la Formación Punta Noguera -en donde se ha reconocido *Apectodinium* (Olivero *et al.*, 2002b), un dinoflagelado indicador de temperatura- se podría corresponder con los picos de temperatura conocidos como ETM 2 o ETM 3 (Fig. 2), sin que se haya alcanzado la suficiente temperatura como para habilitar la incursión de foraminíferos grandes que sugieran condiciones parasubtropicales.

La Formación Punta Torcida completa un grupo de formaciones paleógenas con microfaunas típicas de 'flysch', de paleoambientes de pobre circulación y consecuente escasa ventilación de los fondos; además con dominante circulación estuarina ligada a un clima lluvioso manifiesto por las acumulaciones de carbón conocidas en la Cuenca y la abundancia de ostrácodos. No contiene foraminíferos filotérmicos, la búsqueda de discoastéridos ha sido infructuosa y su ausencia está compartida con sedimentitas equivalentes en el subsuelo del extremo sureste de la provincia de Santa Cruz (cf. Pérez Panera, 2009). Solo el menor contenido en hemicyterídidos tan bajo como el 4% indica una relativa mayor temperatura de aguas que en la Formación Río Bueno, y considerablemente mayor que en la Formación Leticia.

La Formación Río Bueno representa un breve episodio calcáreo, que de ser de mayor edad que la Formación Punta Torcida podría corresponderse con el pico de temperatura ETM-3, y existiría un hiato de al menos 3 Ma respecto a la subsiguiente Formación Leticia. Sin embargo, como indica el porcentaje de hemicyterídidos del miembro RB1, su menor temperatura respecto a la Formación Punta Torcida sugiere una menor edad.

La depositación del Grupo Río Claro es equivalente en Cuenca de Malvinas a la megasecuencia 4 de Galeazzi (1996), y la unidad 4 de Tassone *et al.* (2008), que contrasta respecto de la Plataforma Patagónica donde se desarrolla un período erosivo o de sedimentación continental.

4.3. Grupo La Despedida, Eoceno Medio superior-Oligoceno basal

La Formación Leticia es el resultado de una transgresión eustática generalizada en el hemisferio sur, bien representada en Cuenca Austral, pero desconocida en las Cuencas del Golfo de San Jorge y de Península de Valdez (Malumián, 1999; Caramés *et al.*, 2004). Coincide claramente con el pico de temperatura de 42 Ma y un momento de nivel de mar alto que bien pudo haber favorecido la conexión interoceánica y el flujo de aguas someras provenientes del océano Pacífico sugerido por los isótopos del Neodimio (Scher y Martin, 2006), pero que no alcanzaron a dispersar elementos planctónicos.

La Formación Cerro Colorado, comprende diferentes microfauas en sus miembros que reflejan claramente la caída de temperatura hasta llegar al miembro *d*, el cual registra condiciones fluctuantes e inestables que preanuncian la Glaciación Oi-1, la que aparenta ser sincrónica con el Conglomerado Tchat Chii.

La notoria característica de la aparente ausencia o escasez de foraminíferos planctónicos desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno Superior o, como en el caso de la Formación Punta Noguera, en donde los únicos foraminíferos planctónicos reconocidos son especies del género *Chiloguembelina*, formas de pequeño porte (Malumián *et al.*, 2009a), su reconocimiento garantiza que la ausencia de las formas planctónicas de mayor tamaño no se debe a una preservación diferencial, causas tafonómicas y/o búsqueda insuficiente, y además convalida para cuencas marginales la interpretación de su carácter somero. La escasez de foraminíferos planctónicos tiene antecedentes en la porción chilena de la Cuenca Austral, en que un sistema de pisos fue propuesto básicamente sobre foraminíferos bentónicos (Natland *et al.*, 1974). Esta característica en áreas interpretadas como de ambiente profundo en la Cuenca Austral, ya fue puntualizada para el Eoceno (Panza *et al.*, 1998), pues algunas formas, consideradas como planctónicas y reconocidas en las formaciones Río Turbio y Man Aike, en la Provincia de Santa Cruz, como las especies de *Antarcticella* y *Testacarina*,

y la abundancia del primer género en la Formación Punta Torcida, son especies que actualmente son interpretadas como bentónicas debido a su restringida distribución a ambientes marinos marginales y medianas-altas latitudes del hemisferio sur.

De manera que se requieren condiciones ambientales y/o paleogeográficas que persistieron por un prolongado lapso, desde el Campaniano al Eoceno Tardío, y bajo diferentes regímenes de sedimentación que justifiquen la ausencia o pobreza de los conjuntos planctónicos. La explicación más sencilla es un grado avanzado de desconexión con el mar abierto que desaparece abruptamente con la discordancia que da lugar al inicio del Grupo Cabo Domingo, en las proximidades del tránsito Eoceno/Oligoceno.

4.4. Grupo Cabo Domingo, Eoceno cuspidal-Mioceno

El paleoambiente por debajo de la LCC en que se depositaron las capas de María Cristina y de La Herminita es sincrónico con un período de valores altos de $\delta^{18}\text{O}$, de manifiesta regresión en la Plataforma Patagónica y, además, llamativamente contrastante con la profundización generalizada de esta línea en los mares australes (Coxall *et al.*, 2005). Se puede considerar como una profundización de la antifosa fueguina resultante de causas exclusivamente tectónicas y resultado de la incursión de aguas antárticas corrosivas a causa de la paleogeografía y generación de la calota de hielo antártica.

Por su parte, la Formación Desdémona, y la coetánea patagónica Formación San Julián pueden vincularse al calentamiento del Oligoceno Tardío, o sea, a una ingresión eustática. Las respectivas relaciones discordantes con las capas de cabo Ladrillero (Olivero y Malumián, 2008), y con la Formación Monte León (Náñez *et al.*, 2009), en los Andes Fueguinos y la Plataforma Patagónica, respectivamente, pueden atribuirse a efectos de la glaciación Mi-1, a partir de la cual se detecta el origen de las asociaciones de foraminíferos actuales de la Plataforma Continental Argentina.

La base de la Formación Monte León atestigua el ingreso de aguas antárticas corrosivas que se reconocen hasta la Cuenca del Colorado; esta incursión de agua antártica es coetánea con el estrechamiento del paleopasaje de Drake entre 21 y 23 Ma (Lagabrielle *et al.*, 2009), que bien pudo generar el efecto necesario para que agua densa remonte la plataforma

continental y alcance latitudes de hasta 42°S tal como fue propuesto (Malumián y Náñez, 1991; Fig. 6). La siguiente generalizada regresión en toda la Patagonia y en la región fueguina es atribuida al alzamiento de la Cordillera.

La discordancia que separa las siguientes sedimentitas de la Formación Carmen Silva y equivalentes, está acotada por los últimos registros de *Catapsydrax* spp. en las capas de San Pablo, género cuya desaparición está calibrada en 17 Ma. Se corresponde en Cuenca de Malvinas con la discordancia de la base de la subunidad 5b de Tassone *et al.* (2008).

El siguiente pulso ingresivo se pueden asociar al óptimo climático del Mioceno Medio, que en Tierra del Fuego se encuentra bien representado en la región fueguina extraandina, y tiene una menor extensión relativa en la Patagonia, pero penetró profundamente en la Argentina septentrional.

Por último, la imprecisamente datada Formación Irigoyen representa una ingresión que ocupa una Cuenca transtensiva, y puede vincularse al clima cálido del Plioceno Temprano; conforma un paleopasaje pacífico-atlántico que pudo haber habilitado el

ingreso de especies que actualmente son endémicas de costa afuera del Perú.

5. Conclusiones

La sucesión de las asociaciones de microfósiles de la casi continua columna estratigráfica marina del Cretácico Superior-Mioceno de los Andes Fueguinos, el margen orogénico de la Cuenca Austral que conforma el ápice de una cuña continental en un hemisferio oceánico, revela una estrecha relación con los acontecimientos tectónicos locales, las transgresiones-regresiones atlánticas de la Plataforma Patagónica y los mayores acontecimientos paleoceanográficos globales.

La secuencia fueguina campaniana superior-eocena inferior, dominada por asociaciones de foraminíferos aglutinados tipo 'flysch' y ambientes deficientes en oxígeno de acotada profundidad, es coherente con cuencas aportilladas en un periodo de estiramiento cortical recientemente propuesto (Ghiglione *et al.*, 2008). El Maastrichtiano (Formación Policarpo) con foraminíferos aglutinados cosmopolitas contrasta con la asociación calcárea endémica Austral de la primera transgresión atlántica patagónica (cf. Náñez y Malumián, 2008).

En la transición Paleoceno/Eoceno, las estratigráficamente restringidas asociaciones de microfósiles calcáreos exhiben el mayor recambio del Cenozoico, con el pasaje de una asociación cosmopolita tipo 'Midway' de la Formación La Barca, a otra fuertemente endémica de la Formación Punta Noguera, donde aparece *Cribrorotalia*, el característico género post-paleoceno patagónico-fueguino, y especies propias de altas y medianas latitudes del hemisferio sur del género *Elphidium*. El Paleógeno temprano (Grupo Río Claro) no registra taxones filotérmicos, y el episodio fugaz de las calizas briozoales de la Formación Río Bueno insinúa un periodo cálido dentro de un grupo con bajo contenido de hemicyterididos.

La secuencia eocena media superior-superior (Grupo La Despedida) se inicia con una transgresión ampliamente distribuida en la Cuenca Austral representada por las glauconíticas formaciones Leticia y 'Glaucónico B' en Tierra del Fuego, y Man Aike, Río Turbio y las capas con *Boltovskoyella*, en la Provincia de Santa Cruz. Esta transgresión, coeva con un pico de temperatura en 42 Ma, porta una fauna fueguina retrógrada y foraminíferos nodosáridos de gran tamaño, los cuales fueron reemplazados a través del Eoceno Tardío (Formación Cerro Colorado) por

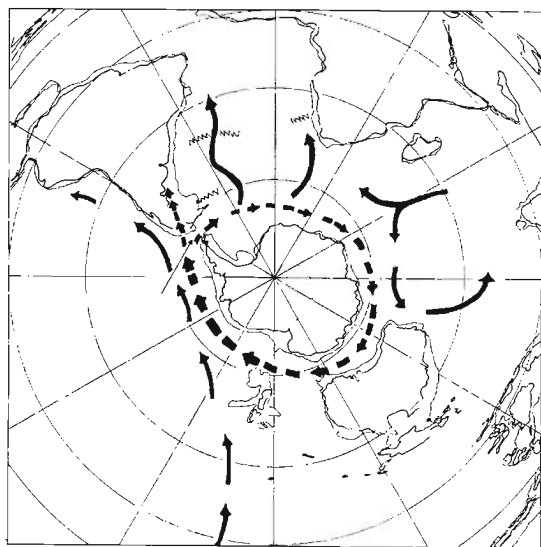


FIG. 6. Esquema de las corrientes de superficie (línea cortada) y de fondo (línea continua) en el Océano Austral, de Malumián y Náñez (1991), quienes propusieron la existencia de una corriente desmembrada de la Corriente Circumantártica que remonta la Plataforma Patagónica portando agua corrosiva reflejada por una asociación residual de foraminíferos aglutinados denominada Asociación de *Spirosgmoilinella-Martinottiella*. Su edad ha sido ajustada dentro del lapso Oligoceno cuspidal-Mioceno Temprano, por su contenido de *Transversigerina* (Malumián y Náñez, 1998).

típicos géneros antárticos reflejando la decreciente temperatura que culmina en la Zona de *Tenuitella insolita* con abundante *Chiloguembelina*, un efecto local de una fluctuación oceanográfica global. El límite Eoceno/Oligoceno y el Oi-1 parecen estar representados por una discordancia y/o el Conglomerado Tchat Chii.

En el Oligoceno inicial (Capas de María Cristina) irrumpen ambientes de anfosa por debajo de la LCC e indicadores de aguas profundas, que contrasta con los coevos altos valores globales de $\delta^{18}\text{O}$, con una regresión eocena tardía-oligocena temprana en la Plataforma Patagónica, y la profundización de la LCC a nivel global en las proximidades del límite Eoceno/Oligoceno. Este contraste sugiere que la gran profundización de la anfosa es debida solo a causas tectónicas que habilitaron la incursión de aguas antárticas y despejaron los obstáculos para una comunicación directa con el mar abierto.

La anomalía cálida del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano correspondería a un período de constricción del Pasaje Drake: en los Andes Fueguinos dominan condiciones próximas a la lisoclina, y en la Plataforma Patagónica se produce una generalizada transgresión que en su inicio incluye la penetración de una corriente de aguas antárticas densas y corrosivas, y manifiesta por una asociación residual de foraminíferos resistentes a la disolución, reconocida por encima del área cratónica del Deseado, la Cuenca del Golfo, la Cuenca de Valdés y la Cuenca del Colorado, asociada a efectos hidrodinámicos que habilitaron su ascenso sobre la Plataforma Patagónica.

Se reconocen discontinuidades menores coincidentes con el Mi-1, y una extendida discordancia anterior al pulso transgresivo del Mioceno Medio del óptimo climático del Neógeno.

Finalmente, quedan grandes interrogantes estratigráficos entre otros, contactos y relaciones formacionales desconocidos por no aflorar, por lo cual una esclarecedora unificación de la geología con el sector chileno de la Isla de Tierra del Fuego se hace indispensable para un cabal entendimiento de la geología.

Agradecimientos

El presente trabajo es un aporte a la confección del Mapa Geológico integrado de la Patagonia Argentina-Chilena y a los proyectos 'Plataforma Continental Argentina desde su origen: Bioestratigrafía, Foraminíferos y Paleoecología de las transgresiones del Cretácico tardío y Cenozoico de la

Patagonia y Tierra del Fuego', al PICTO 36315 a nombre de E. Olivero, y al Proyecto Consolider CGL2007-63724/BTE, E. Molina, Universidad Zaragoza.

A un árbitro anónimo cuyos comentarios han ayudado a esclarecer el vínculo entre la micropaleontología y los eventos del Cenozoico, y las observaciones de M. Marchant (Universidad de Concepción).

A E. Olivero (CADIC, Ushuaia) muestras de la Formación La Meseta y más de una década de trabajos en colaboración. A C. Nández (SEGEMAR, CONICET), la lectura crítica del manuscrito. A T. Hromic (Universidad Austral), la atención brindada en visitas a la colección ENAP, en la Universidad Austral.

Referencias

- Abreu, W.S. de; Viviers, M.C. 1993. Considerações sobre a distribuição de macroforaminíferos em estratos cenozoicos da margem continental brasileira. *In* Congreso Brasileiro Paleontológico, No. 13, Boletim de Resumos: p. 167. Sao Leopoldo.
- Alonso, S.M.; Cozzi, G.; Malumián, N. 2001. Asociaciones de arcillas de la Formación Barranca Final, Mioceno, Cuenca del Colorado, Argentina. *In* Congreso Latinoamericano de Geología, No. 11, Trabajo 176. CD-ROM. Montevideo.
- Ballent, S.C.; Ronchi, D.I.; Whatley, R. 1998. The ostracod genus *Majungaella* Grekoff in Argentina. *Revista Geológica de Chile* 25 (1): 45-55.
- Barbeau, D.L.; Olivero, E.B.; Swanson-Hysell, N.L.; Zahid, K.M.; Murray, K.E.; Gehrels, G.E. 2009. Detrital-Zircon geochronology of the eastern Magallanes foreland basin: Implications for Eocene kinematics of the northern Scotia Arc and Drake Passage. *Earth Planetary Science Letters* (2009=doi:10.1016/j.epsl.2009.05.014).
- Bartolini, A.; Baumgartner, P.O.; Guex, J. 1999. Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145: 43-60.
- Berggren, W.A.; Miller, K.G. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminifer biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology* 34: 362-380.
- Berggren, W.A.; Kent, D.V.; Swisher, C.C. III; Aubry, M-P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 54: 129-212.
- Bertels, A. 1973. Ostracodes of the type locality of the Lower Tertiary (Lower Danian) Rocanian Stage and Roca Formation of Argentina. *Micropaleontology* 19: 308-340.

- Biddle, K.T.; Uliana, M.A.; Mitchum, R.M. Jr.; Fitzgerald, M.G.; Wright, R.C. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *In* Foreland Basins (Allen, P.A.; Homewood, P.; editors). International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 41-61.
- Bodergat, A.M. 1983. Les Ostracodes, témoins de leur environnement: Approche chimique et écologie en milieu lagunaire et océanique. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 88: 246 p.
- Boersma, A.; Premoli Silva, I. 1988. Boundary conditions of Atlantic Eocene oxygen minimum zones. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 93: 479-506.
- Boersma, A.; Premoli Silva, I. 1989. Atlantic Paleogene biserial heterohelical foraminifera and oxygen minima. *Paleoceanography* 4: 271-286.
- Borrello, A. 1972. Cordillera Fueguina. *In* Geología Regional Argentina (Leanza, A.F.; director y editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 740-753. Argentina.
- Brouwers, E.M. 1988. Sediment transport detected from the analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan continental shelf. *In* Ostracoda in the Earth Science (De Deckker, P.; Colin, J.; Peypouquet, J.; editors). Elsevier Science Publishers: 245-256.
- Camacho, H.H. 1957. Descripción de una Fauna Marina Paleocena procedente de Tierra del Fuego (Argentina). *Ameghiniana* 1: 96-100.
- Camacho, H.H. 1967. Las Transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 253-260.
- Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. *In* Geología Regional Argentina (Turner, J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2: 1462-1501. Argentina.
- Caramés, A.; Malumián, N. 2006. La Familia Rzehakinidae (Foraminifera) en el Cretácico Superior-Paleógeno de la Cuenca Austral y la plataforma continental atlántica adyacente, Argentina. *Ameghiniana* 43: 649-668.
- Caramés, A.; Náñez, C. 2007. El género *Coleites* Plummer (Rotaliina, Foraminiferida) en la Argentina. *Ameghiniana* 44: 499-505.
- Caramés, A.; Malumián, N.; Náñez, C. 2004. Foraminíferos del Paleógeno del Pozo Península Valdés (PV.es-1), Patagonia septentrional, Argentina. *Ameghiniana* 41: 461-474.
- Casadío, S.; Parras, A.; Marensi, S.A.; Griffin, M. 2001. Edades $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de *Crassostrea? hatcheri* (Ortmann)-Bivalvia, Ostreoides-en el 'Patagoniano' de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 38: p. 30.
- Cocozza, C.D.; Clarke, C.M. 1992. Eocene microplankton from La Meseta Formation, northern Seymour Island. *Antarctic Science* 4: 355-362.
- Codignotto, J.O.; Malumián, N. 1981. Geología de la región al Norte del Paralelo 54° Latitud Sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 44-88.
- Corliss, B.H. 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature* 314: 435-438.
- Corliss, B.H.; Cheng, C. 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology* 16: 716-719.
- Coxall, H.K.; Wilson, P.A.; Palike, H.; Lear, C.H.; Backman, J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature* 433: 53-57.
- DeFerrariis, C. 1938. Fossa Mancini, E.; Feruglio, E.; Yussen de Campana, J.C. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 165: 44-45, 94-95.
- Dingle, R.V.; Lavelle, M. 1998. Antarctic peninsular cryosphere: Early Oligocene (ca. 30 Ma) initiation and revised glacial chronology. *Journal of the Geological Society* 155: 433-437. London.
- Dingle, R.V.; Majoran, S. 2001. Palaeoclimatic and Biogeographical Implications of Oligocene Ostracoda from CRP-2/2A and CRP-3 Drilholes, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica* 8: 369-382.
- Echevarría, A.E. 1990. Ostrácodos marinos de la Formación La Despedida (Eoceno), Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 27: 45-61.
- Echevarría, A.E. 1991a. Ostrácodos del Oligoceno del noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 28: 35-53.
- Echevarría, A.E. 1991b. Ostrácodos del Oligoceno del sudeste del Lago Cardiel, Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 28: 267-285.
- Echevarría, A.E. 2000. Ostrácodos del perfil El Guadal (Formación Centinela, Oligoceno) del sudeste del Lago Cardiel, Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 37: 487-501.
- Furque, G.; Camacho, H.H. 1949. El Cretácico Superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 263-297.
- Galeazzi, J.S. 1996. Cuenca de Malvinas. *In* Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina (Ramos, V.A.; Turic, M.A.; editores). *In* Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Relatorio 15: 273-309. Buenos Aires.

- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas Basin. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* 82: 596-636.
- Ghiglione, M.C.; Ramos, V.A. 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics* 405: 25-46.
- Ghiglione, M.C.; Yagupsky, D.; Ghidella, M.; Ramos, V.A. 2008. Continental stretching preceding the opening of the Drake Passage: evidence from Tierra del Fuego. *Geology* 36: 643-646.
- Guerstein, G.R.; Guler, M.V.; Williams, R.A.; Fensome, R.A.; Chiesa, J.O. 2008. Middle Palaeogene dinoflagellate cysts from Tierra del Fuego, Argentina: biostratigraphy and palaeoenvironments. *Journal of Micropalaeontology* 27: 75-94.
- Harloff, J.; Mackensen, A. 1997. Recent benthic foraminiferal associations and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. *Marine Micropaleontology* 31:1-29.
- Hollis, C.J. 1993. Latest Cretaceous to Late Paleocene radiolarian biostratigraphy: A new zonation from the New Zealand region. *Marine Micropaleontology* 21: 295-327.
- Hollis, C.J. 1996. Radiolarian faunal change through the Cretaceous-Tertiary transition of eastern Marlborough, New Zealand. *In Cretaceous-Tertiary Mass Extinctions: Biotic and Environmental Changes* (MacLeod, N.; Keller, G.; editors), Norton Press, New York: 173-204.
- Hollis, C.J. 1997. Cretaceous-Paleocene Radiolaria from eastern Marlborough, New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences monograph* 17. New Zealand Geological Survey, Paleontological Bulletin 73: 152 p.
- Hornibrook, N. de B. 1989. *Manual of New Zealand Permian to Pleistocene Foraminiferal Biostratigraphy*. New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin 56: 1-175.
- Hornibrook, N. de B.; Brazier, R.C.; Strong, C.P. 1989. *Manual of New Zealand Permian to Pleistocene foraminiferal biostratigraphy*. New Zealand Geological Survey, Paleontological Bulletin 56: 175 p.
- Huber, B.T.; Quillévéré, F. 2005. Revised Paleogene foraminiferal biozonation for the Austral realm. *Journal of Foraminiferal Research* 35: 299-314.
- Huber, B.T.; Quillévéré, F. 2006. Paleogene planktonic foraminiferal biozonation for the Austral Realm. *In Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera* (Pearson, P.; Olsson, R.K.; Huber, B.T.; Hemleben, C.; Berggren, W.A.; editors). Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 41: 41-46.
- Jannou, G.E. 2007. Radiolarios del Paleógeno de Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 44: 447-466.
- Jannou, G.E. 2009. Microfósiles marinos del Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina: Bioestratigrafía, Paleambiente y Paleobiogeografía. Ph.D. Thesis (Inédito), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: 228 p.
- Jannou, G.E.; Olivero, E. 2001. Hallazgo de radiolarios del Paleógeno en la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 38: 317-320.
- Jenkins, D.G. 1971. New Zealand Cenozoic Planktonic foraminifera. *New Zealand Geological Survey, Paleontological Bulletin* 42: 278 p.
- Jones, R.S.; Charnock, M.A. 1985. 'Morphogroups' of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potencial applicability in (paleo) ecological studies. *Revue de Paléobiologie* 4: 311-320.
- Kaiho, K. 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology* 22: 719-722.
- Kaminski, M.A.; Boersma, A.; Tyszka, J.; Holbourn, A.E.L. 1995. Response of deep-water agglutinated foraminifera to dysoxic conditions in the California Borderland basins. *In Proceeding of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Krakow, Poland, (Kaminski, M.A.; Boersma, A.; Tyszka, J.; editors). Grzybowski Foundation, Special Publication 3: 131-140.
- Kielbowski, A.A. 1988. Upper Oligocene-Lower Miocene Ostracodes from the YPF. SCA. ECa. X-1 (El Campamento) Borehole, Austral Basin, Argentina. *In Evolutionary Biology on Ostracoda* (Hanai, T.; Ikeya, N.; Ishizari, K.; editors). Proceedings of the Ninth International Symposium on Ostracoda Japan, 1985: 1125-45. Shizuoka.
- Kiessling, W. 1996. Facies Characterization of Mid-Mesozoic Deep-Water Sediments by Quantitative Analysis of Siliceous Microfaunas. *Facies* 35: 237-274.
- Kling, S.A. 1978. Radiolaria. *In Introduction to Marine Micropaleontology* (Haq, B.U.; Boersma, A.; editors). Elsevier Scientific Publishing Company: 203-244. New York.
- Kroon, D.; Zachos, J.C. 2007. Leg 208 synthesis: Cenozoic climate cycles and excursions. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Kroon, D.; Zachos, J.C.; Richter, C.; editors). Ocean Drilling Program 208: 1-55.

- Lagabriele, Y.; Goddérís, Y.; Donnadiou, Y.; Malavieille, J.; Suárez, M. 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth and Planetary Science Letters* 279: 197-211.
- Li, Q.; Radford, S.S. 1992. Morphology and affinity of the planktonic foraminifer *Cassigerinelloita amekiensis* Stolk and reclassification of *Cassigerinelloita* Stolk. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Wise, J.S.W. Jr.; Palmer Julson, A.A.; Schlich, R.; Thomas, E.; editors). Ocean Drilling Program 120: 595-602.
- Li, Q.; Quilty, P.G.; Moss, G.; McGowran, B. 1996. Southern Australian endemic and semi-endemic foraminifera: a preliminary report. *Journal of Micropalaeontology* 15: 169-185.
- Liu, C.; Olsson, R.K.; Huber, B.T. 1998. A benthic paleohabitat for *Praepararotalia* gen. nov. and *Antarctica* Loeblich and Tappan. *Journal of Foraminiferal Research* 28: 3-18.
- López Cabrera, I.M.; Olivero, E.B.; Carmona, N.B.; Ponce, J.J. 2008. Cenozoic traces fossils of the *Cruziana*, *Zoophicos* and *Nereites* ichnofacies from the Fuegian Andes, Argentina. *Ameghiniana* 45: 377-392.
- Lutterbacher, H.P.; Ali, J.R.; Brinkhuis, H.; Gradstein, F.M.; Hooker, J.J.; Monechi, S.; Ogg, J.G.; Powell, J.; Röhl, U.; Sanfilippo, A.; Schmitz, B. 2004. The Paleogene Period. *In A Geological Time Scale* (Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Smith, A.G.; editors). Cambridge University Press: 384-408.
- Malumián, N. 1982. Foraminíferos bentónicos de la Formación Carmen Silva, Mioceno, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Ameghiniana* 19: 37-66.
- Malumián, N. 1989. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte I: Textulariina y Miliolina. *Ameghiniana* 25: 341-356.
- Malumián, N. 1990a. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte II: Nodosariacea, Buliminacea, Elphidiidae y rotálidos tuberculados. *Ameghiniana* 27: 343-363.
- Malumián, N. 1990b. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste del lago Cardiel) Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 365-385.
- Malumián, N. 1994. Foraminíferos nuevos o característicos del Eoceno medio de Cuenca Austral: significado paleozoogeográfico. *Ameghiniana* 31: 139-151.
- Malumián, N. 1999. La sedimentación en la Patagonia extraandina. *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 557-612.
- Malumián, N. 2002. El terciario marino: sus relaciones con el eustatismo. *Geología y recursos naturales de Santa Cruz* (Haller, M.J.; editor). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Relatorio I-15: 237-245. Santa Cruz.
- Malumián, N.; Caramés, A. 2002. Foraminíferos de sedimentitas ricas en carbono orgánico: Formación La Barca, Paleoceno superior, Tierra del Fuego, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 219-231.
- Malumián, N.; Jannou, G. 1999. Foraminíferos uniloculares calcáreos del Eoceno medio-superior y Oligoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego y plataforma continental adyacente, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n.s. 1 (2): 151-164.
- Malumián, N.; Jannou, G. 2000. Foraminíferos uniloculares, Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego y la plataforma continental adyacente, Argentina. *Ameghiniana* 37: 91-102.
- Malumián, N.; Náñez, C. 1989. Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: Sus relaciones con eventos eustáticos globales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 257-264.
- Malumián, N.; Náñez, C. 1991. Paleogeografía del Terciario medio del cono sur: avance de aguas antárticas. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Resúmenes expandidos: 847-851. Santiago.
- Malumián, N.; Náñez, C. 1998. El Género *Transversigerina* y la edad de la transgresión patagónica. *In Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 10, Actas y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Parte I: 285-290. Buenos Aires.
- Malumián, N.; Náñez, C. 2002a. Magallanes Basin: Earliest records of Cenozoic Austral shallow-water benthic foraminiferal genera. *In International Symposium on Foraminifera. Forams 2002*. Volume of Abstract: 106-107. Perth, Australia.
- Malumián, N.; Náñez, C. 2002b. Los foraminíferos: su significado geológico y paleoambiental. *In Geología y recursos naturales de Santa Cruz* (Haller, M.J.; editor). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Relatorio I-15: 481-494. Santa Cruz.
- Malumián, N.; Olivero, E.B. 2003. Shallow water late Middle Eocene crinoids from Tierra del Fuego: New southern record of a retrograde community structure. *Scientia Marina* 69: 340-353.
- Malumián, N.; Olivero, E.B. 2005. El Oligoceno-Plioceno marino del Río Irigoyen, costa atlántica de Tierra del

- Fuego, Argentina: una conexión atlántica-pacífica. *Revista Geológica de Chile* 32 (1): 117-129.
- Malumíán, N.; Olivero, E.B. 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego: bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 139-160.
- Malumíán, N.; Olivero, E.B. 2009. Biostratigraphy of the Campanian-Lower middle Eocene: Fuegian Andes. *In Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas 4: 1520-1521. Jujuy, Argentina.*
- Malumíán, N.; Ramos, V. 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. *Earth and Planetary Science Letters* 67: 228-237.
- Malumíán, N.; Scarpa, R. 2005. Foraminíferos de la Formación Irigoyen, Neógeno, Tierra del Fuego, Argentina: su significado paleobiogeográfico. *Ameghiniana* 42: 363-376.
- Malumíán, N.; Caramés, A.; Náñez, C. 1995. El cambio en los foraminíferos bentónicos en el pasaje Cretácico-Paleógeno, Cuencas Neuquina y del Colorado, Argentina. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, No. 6, Actas: 173-178. Trelew.*
- Malumíán, N.; Masiuk, V.; Riggi, J.C. 1971. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 175-208.
- Malumíán, N.; Panza, J.L.; Parisi, C.; Náñez, C.A.; Caramés, A.; Torre, E. 2000. Hoja Geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio, provincia de Santa Cruz. Secretaría de Energía y Minería, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 247: 108 p.
- Malumíán, N.; Jannou, G.; Náñez, C. 2009a. Serial planktonic foraminifera from the Paleogene of the Tierra del Fuego Island, South America. *Journal of Foraminiferal Research* 39: 316-321.
- Malumíán, N.; Olivero, E.B.; Náñez, C. 2009b. Bioestratigrafía del Eoceno medio superior-Mioceno de los Andes Fueguinos, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas 4: 1522-1523. Jujuy, Argentina.*
- Masiuk, V.; Riggi, J.C.; Bianchi, J.L. 1990. Análisis geológico del Terciario del subsuelo de Tierra del Fuego (Parte I). *Boletín de Informaciones Petroleras* 21: 70-89. (Parte II). *Boletín de Informaciones Petroleras* 22: 8-26.
- McMillan, I.K. 1986. Cainozoic planktonic and larger foraminifera distributions around Southern Africa and their implications for past changes of oceanic water temperatures. *South African Journal of Science* 82: 66-69.
- McGowran, B. 1979. The Tertiary of Australia: Foraminiferal overview. *Marine Micropaleontology* 4: 235-264.
- McGowran, B. 1987. Late Eocene perturbations: foraminiferal biofacies and evolutionary overturn, Southern Australia. *Paleoceanography* 2: 715-727.
- McGowran, B. 1991. Maastrichtian and early Cainozoic, Southern Australia: Foraminiferal biostratigraphy (Williams, M.A.J.; De Deckker, P.; Kershaw, A.P.; editors). *In The Cainozoic of the Australian Region. Geological Society Australian, Special Publication 18: 79-98.*
- McGowran, B.; Beecroft, A. 1985. Guembelitra in the Early Tertiary of southern Australia and its palaeoceanographic significance (Lindsay, J.M.; editor). *In Stratigraphy, palaeontology, malacology, Special Publication, South Australia, Department of Mines and Energy 5: 247-268.*
- McGowran, B.; Li, Q.; Cann, J.; Padley, J.; McKirdi, D.M.; Shakif, S. 1997. Biogeographic impact of the Leewing Current in southern Australia since the late middle Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136: 19-40.
- Mckenzie, K.G.; Reyment, R.A.; Reyment, E.R. 1991. Eocene-Oligocene Ostracoda from south Australia and Victoria, Australia. *Revista Española de Paleontología* 6: 135-175.
- Mckenzie, K.G.; Reyment, R.A.; Reyment, E.R. 1993. Eocene Ostracoda from the Browns Creek Clays at Browns Creek and Castle Cove, Victoria, Australia. *Revista Española de Paleontología* 8: 75-116.
- Morkhoven, F.P.C.M. van; Berggren, W.A.; Edwards, A.S. 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 11: 1-421.
- Murray, J.W. 1976. A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology* 22: 103-119.
- Murray, J.W. 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman: 397 p.
- Náñez, C. 1988. Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio de Santa Cruz oriental. *Revista Asociación Geológica Argentina* 43: 493-517.
- Náñez, C.; Malumíán, N. 2004. Distribution of conspicuous or endemic benthic foraminifera across the K/P boundary in Patagonia. *In Reunión Argentina de Sedimentología, No. 10, Resúmenes: 192-194. Buenos Aires.*
- Náñez, C.; Malumíán, N. 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtiano marino de Patago-

- nia, Tierra del Fuego y de la Plataforma Continental Argentina basada en foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología* 23: 273-300.
- Náñez, C.; Quattrocchio, M.; Ruiz, L. 2009. Palinología y micropaleontología de las Formaciones San Julián y Monte León (Oligoceno-Mioceno temprano) en el subsuelo de cabo Curioso, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 46: 669-693.
- Natland, M.L.; González, E.P.; Cañón, A.; Ernst, M. 1974. A System of Stages for correlation of Magallanes Basin Sediments. *Geological Society American, Memoir* 139: 1-125.
- Nicolo, M.J.; Dickens, G.R.; Hollis, C.J.; Zachos, J.C. 2007. Multiple early Eocene hyperthermals: their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology* 35: 699-702.
- Nigrini, C. 1971. Radiolarian zones in the Quaternary of the equatorial Pacific Ocean. *In* The Micropaleontology of Oceans (Funnell, B.M.; Riedel, W.R.; editors). Cambridge University Press: 443-461.
- Oertli, H.J. 1971. The aspect of ostracode faunas. A possible new tool in petroleum sedimentology. *Bulletin du Centre de recherches Elf Exploration Production Supplement* 5: 137-151.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. 1999. Eocene stratigraphy of Southern Tierra del Fuego, Argentina. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin* 83: 295-313.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6: 5-18.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Jannou, G.E. 2002a. Estratigrafía y Facies de Sistemas Turbidíticos, estuáricos y de Plataforma, Eoceno, Andes Fueguinos, Argentina. *In* Reunión Argentina de Sedimentología, No. 9, Resúmenes: p. 57. Córdoba.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Palamarczuk, S.; Scasso, R. 2002b. El Cretácico tardío-Paleógeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 199-218.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Palamarczuk, S. 2003. Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. *Revista Geológica de Chile* 30 (2): 245-263.
- Olivero, E.B.; López Cabrera, M.I.; Malumián, N.; Torres Carbonell, P.J. 2008. Eocene graphoglyptids from shallow-marine, high energy, organic-rich, and bioturbated turbidites, Fuegian Andes, Argentina. *Acta Geologica Polonica* 60: 77-91.
- Panza, J.; Náñez, C.; Malumián, N. 1996. Afloramientos y foraminíferos eocenos en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana, Resumen* 33: p. 231.
- Panza, J.; Náñez, C.; Malumián, N. 1998. Afloramientos y foraminíferos eocenos en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *In* 'Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica' (Casadío, S.; editor). Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 95-107.
- Parras, A.; Griffin, M.; Feldmann, R.; Casadío, S.; Schweitzer, C. 2008. Correlation of marine beds based on Sr- and Ar-date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 204-216.
- Pérez Panera, J.P. 2009. Nanofósiles calcáreos del sudeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 46: 273-284.
- Quilty, P.G. 1981. Late Eocene benthic Foraminifera, south coast, Western Australia. *Journal Royal Society Western Australia* 64: 79-100.
- Ramos, V. 1996. Evolución Tectónica de la Plataforma Continental (Ramos, V.A.; Turic, M.A.; editores). *In* Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina 21: 385-404. Buenos Aires.
- Sanfilippo, A.; Westberg-Smith, M.J.; Riedel, W.R. 1981. Cenozoic Radiolarians at Site 462, Deep Sea Drilling Project Leg 61, Western Tropical Pacific (Larson, R.L.; Schlanger, S.O.; Boyce, R.E.; editors). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 61: 495-505.
- Simeoni, M. 2009. Nannofósiles del Serravalliano (Mioceno) en Patagonia, Argentina [Serravallian (Miocene) nannofossils in Patagonia, Argentina]. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology: Letter* 2009/01 (CG2009_L01).
- Scarpa, R.; Malumián, N. 2008. Foraminíferos del Oligoceno inferior de los Andes Fueguinos, Argentina: Su significado tectónico-ambiental. *Ameghiniana* 45: 361-376.
- Scher, H.D.; Martin, E.E. 2006. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. *Science* 312: 428-430.
- Sohn, I.G. 1962. The ostracode genus *Cytherelloidea*, a possible indicator of paleotemperature. *United States Geological Survey Professional Paper* 450-D: D144-D147.
- Spezaferrri, S. 1994. Planktonic foraminiferal Biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and lower

- Miocene in the oceanic record. An overview. *Palaeontographia Italica* 81: 187 p. Pisa.
- Springer, D.A.; Bambach, R.K. 1985. Gradient *versus* cluster analysis of Fossil assemblages: a comparison from the Ordovician of Southwestern Virginia. *Lethaia* 18: 181-198.
- Stott, D.L.; Kennett, J.P. 1990. Antarctic Paleogene Plank-tonic Foraminifer Biostratigraphy: ODP LEG 113, Sites 689 y 690 (Barker, P.F.; Kennett, J.P.; O'Connell, S.; Pisias, N.G.; editors). *In* Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 113: 549-569.
- Strong, C.P.; Hollis, C.J.; Wilson, G.J. 1995. Foraminiferal, radiolarian and dinoflagellate biostratigraphy of Late Cretaceous to Middle Eocene pelagic sediments (Muzzle Group), Mead Stream, Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 38: 171-212.
- Szczechura, J. 2001. Ostracods from the Eocene of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *In* Paleontological Results of the Polish Antarctic Expedition, Part III (Gazdzicki, A.; editor). *Palaeontologia Polonica* 60: 157-180.
- Tassone, A.; Lodolo, E.; Menichetti, M.; Yagupsky, D.; Caffau, M.; Vilas, J.F. 2008. Seismostratigraphic and structural setting of the Malvinas Basin and its southern margin (Tierra del Fuego Atlantic offshore). *Geologica Acta* 6: 55-67.
- Thompson, M.R.A. 2004. Geological and palaeoenvironmental history of the Scotia Sea region as a basis for biological interpretation. *Deep-Sea Research II* 51: 1467-1487.
- Todd, R.; Kniker, T. 1952. An Eocene Foraminiferal Fauna from the Agua Fresca Shale of Magallanes Province, Southernmost Chile. *Cushman Foundation Foraminiferal Research, Special Publication* 1: 1-28.
- Torres-Carbonell, P.J.; Malumián, N.; Olivero, E.B. 2009. El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 36 (2): 197-235.
- Torres-Carbonell, P.J.; Olivero, E.B.; Dimieri, L.V. 2008. Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 417-439.
- Valicenti, V.H. 1977. Some Hemicytherinae from the Tertiary of Patagonia (Argentina), their morphological relationship and stratigraphical distribution. *In* International Ostracod Symposium, No. 6: 93-106. Saalfelden.
- Van Hinte, J.E. 1978. Geohistory analysis-application of micropaleontology in exploration geology. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 62: 201-222.
- Yrigoyen, M. 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Petrotecnia, Instituto Argentino de Petróleo* 12: 28-38.
- Zachos, J.C.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.E.; Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science* 292: 686-693.
- Zachos, J.C.; Dickens, G.R.; Zeebe, R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451: 279-283.

