Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el patagoniano (mioceno) del Lago Argentino

Cuitiño, José Ignacio

2011

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Cuitiño, José Ignacio. (2011). Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el patagoniano (mioceno) del Lago Argentino. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
Cuitiño, José Ignacio. "Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el patagoniano (mioceno) del Lago Argentino". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2011.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

REGISTRO SEDIMENTOLÓGICO E ISOTÓPICO DE PALEOAMBIENTES MARINOS Y TRANSICIONALES EN EL "PATAGONIANO" (MIOCENO) DEL LAGO ARGENTINO

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

José Ignacio Cuitiño

Director y Consejero de Estudios: *Dr. Roberto A. Scasso*

Buenos Aires, 2011

REGISTRO SEDIMENTOLÓGICO E ISOTÓPICO DE PALEOAMBIENTES MARINOS Y TRANSICIONALES EN EL “PATAGONIANO” (MIOCENO) DEL LAGO ARGENTINO

RESUMEN

El “Patagoniano” comprende varias unidades formacionales que afloran en gran parte de la Patagonia, acumuladas durante una gran transgresión marina ocurrida durante el Oligoceno tardío – Mioceno temprano. En el sector noroccidental de la Cuenca Austral, precisamente al sur del Lago Argentino, exhibe buenas exposiciones y es conocido como Formación Estancia 25 de Mayo. En ella se realizaron estudios de detalle, para luego compararla con otras localidades mejor conocidas de la provincia de Santa Cruz. Mediante un análisis sedimentológico se determinaron los paleoambientes de sedimentación y sus variaciones en el tiempo y el espacio, reconociéndose dos miembros en la unidad estudiada. El Mbo. Quién Sabe, inferior, yace en paraconcordancia sobre la Formación Río Leona y fue depositado en un ambiente marino de plataforma, en el cual se registran eventos de tormentas y períodos de condensación estratigráfica. El Mbo. Bandurrias, superior, registra abundantes estructuras sedimentarias producidas por corrientes de mareas en un ambiente marino somero a estuárico, que grada hacia arriba a facies continentales de la Formación Santa Cruz. Dos niveles piroclásticos intercalados revelaron la presencia de volcanismo explosivo, cuyos detritos fueron redepositados y preservados de acuerdo a la dinámica del ambiente de sedimentación. Se realizó un análisis de isótopos de C, O y Sr sobre material carbonático procedente de numerosos niveles de ostras fósiles intercalados en la sucesión. Las variaciones isotópicas fueron atribuidas a cambios de paleotemperaturas y paleosalinidades en los ambientes de sedimentación en concordancia con los paleoambientes estimados previamente. Además, se distinguió una clara correlación entre la composición isotópica y la microestructura de las ostras, causada por alteraciones selectivas durante la diagénesis. Finalmente, en base al análisis de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en ostras, combinado con U/Pb en circones, se obtuvieron edades confiables para el inicio y fin de la invasión marina en Lago Argentino, que quedó establecida en el Burdigaliano temprano (20-18,8 Ma). Esto permitió correlacionar la secuencia local con las de otras áreas y bosquejar una reconstrucción paleogeográfica para la región durante el Mioceno temprano.

PALABRAS CLAVE

Patagoniano, Patagonia, Santa Cruz, Mioceno, transgresión, sedimentología, mareas, estuario, ostras, isótopos estables, isótopos de estroncio, paleosalinidad, paleotemperatura.

SEDIMENTOLOGIC AND ISOTOPIC RECORD OF MARINE AND TRANSITIONAL PALEOENVIRONMENTS FROM THE “PATAGONIANO” (MIOCENE) OF LAGO ARGENTINO

ABSTRACT

The “Patagoniano” comprises several units distributed in large areas of Patagonia and deposited during an extended marine transgression. It is well exposed to the south of Lago Argentino, where it is known as Estancia 25 de Mayo Formation. This unit is studied in detail here in order to compare it with other, better studied, contemporaneous units from other parts of Patagonia.. Sedimentologic analysis allowed determining sedimentary paleoenvironments together with their spatial and temporal variations. Two members were established: the lower Quién Sabe Member which lies in paraconcordance above the continental Río Leona Formation, and has been deposited in a shelf marine environment recording storm events and stratigraphic condensation intervals, and the upper Bandurrias Member, deposited in shallow marine, coastal, to estuarine environments, grading upward to the terrestrial sediments of the Santa Cruz Formation. Two interbedded pyroclastic levels record explosive volcanism whose pyroclastic material was re-deposited and preserved controlled by the paleoenvironment dynamics. An isotopic study of C, O and Sr was carried out in carbonate samples from numerous oyster-bearing levels intercalated throughout the succession. Isotopic variations were attributed to paleotemperature and paleosalinity variations in the paleoenvironments in good agreement with sedimentation settings previously determined. A clear relationship between isotopic composition and shell microstructure was observed, controlled by selective diagenetic alterations. Finally, the Ea 25 de Mayo Formation was assigned to the early Burdigalian stage (18.8-20 Ma) on the basis of a combination of dating techniques ($^{87}Sr/^{86}Sr$ on oysters and U/Pb on zircon grains). These are the first reliable ages which constrain the beginning and finalization of the transgression, and allowed regional correlations and paleogeographic reconstructions for the early Miocene.

KEY WORDS

Patagoniano, Patagonia, Santa Cruz, Miocene, marine transgression, sedimentology, tides, estuary, oysters, stable isotopes, strontium isotopes, paleosalinity, paleotemperature.

Agradecimientos

Un sinnúmero de personas e instituciones han hecho posible la finalización de este trabajo y nombrarlos a todos en este apartado seria imposible, por lo que sólo mencionaré los más significativos.

En primer lugar quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a mi director de tesis, el Dr. Roberto A. Scasso, por su constante apoyo y estímulo durante estos años de trabajo, tanto en la facultad como en el campo. Este agradecimiento no es sólo por su labor como profesor y científico, sino como persona, amigo y compañero.

A Rosaura, quien me esperó durante los días de ausencia y me abrazó en cada regreso. Por su apoyo incondicional y por regalarme a Bruna, la niña más hermosa del mundo.

A la Universidad de Buenos Aires y especialmente al Departamento de Ciencias Geológicas por ceder el espacio institucional para el desarrollo de esta tesis y proveer un constante marco de estímulo. A todos sus profesores, investigadores y becarios.

Al CONICET y la ANPCyT por el financiamiento, tanto en forma de becas como subsidios a la investigación.

A un numeroso grupo de profesores e investigadores de varias universidades que me brindaron su apoyo y conocimiento desinteresadamente. Entre ellos quiero destacar: los Dres. Marcio Pimentel y Roberto Ventura Santos del Laboratorio de Geocronología e Isótopos Estables de la Universidad de Brasilia por permitirme realizar los análisis en su laboratorio. También al Lic. Murilo Quintans por su inmensa ayuda y amistad durante los trabajos en Brasilia, y a todo el personal del laboratorio. Al Dr. Daniel Poiré, por las facilidades otorgadas en los trabajos de campo y la buena onda desplegada en cada encuentro, y a sus becarios Augusto Varela y Sebastián Richiano. Al Lic. Eduardo Lambías por su labor de artesano en la preparación de las muestras. Al Dr. Carlos Cingolani y la Lic. Paula Frigerio por su gran ayuda durante la separación de minerales pesados en el CIG. Al Dr. Héctor Villar por el análisis de la materia orgánica.

A todos los que colaboraron en alguna medida en los trabajos de campo: al Gabriel Goyanes, Pablo Scasso, Jorge Strelin y Rosaura Altamirano. A Mauro Marcotrigiano y la empresa Calafate Extremo por su desinteresada y apasionada colaboración en el acceso a lugares remotos.

A los pobladores de la región que colaboraron en gran medida en el éxito de las tareas de campo: Sr. Ferrari de Tres Lagos, por sus mates y ayudas mecánicas; a los guardaparques del PN Monte León, especialmente a Pablo Rosso; al Sr. Romero de Sección Aurora por el

hospedaje y caballos, además de sus interesantes disertaciones sobre historia de la Patagonia; a Ariela Aristizabal por los permisos de trabajo en Estancia 25 de Mayo; al Sr. Taibo de Estancia 25 de Mayo por el hospedaje, caballos, tortas fritas y amistad; al Sr. José Povaszán y su familia de Estancia Rincón Amigo y Puesto Verlika, por el hospedaje, caballos, amabilidad y amistad, y por facilitarme textos del Dr. Egidio Feruglio; a la Sra. Margarita Equiluz por los permisos de trabajo en Estancia Meseta Chica; al Sr. Enrique Fernández por los permisos de trabajo en Estancia Quién Sabe; a Marcelo Sepernik por los permisos de trabajo en Estancia Josefina; a la Sra. Marta Frasser por los permisos de trabajo en Estancia Anita; al Sr. Rubén Introzzi de Estancia Cerro Fortaleza, por su hospitalidad; al Sr. Carlos Marcou por los permisos de trabajo en Rincón Grande; al Lic. Pedro Tiberi del Gobierno de Santa Cruz, por el permiso de estudio de los testigos de perforación.

Este esfuerzo está dedicado a mi pequeña familia,
Rosaura y Bruna,
las personas que me completan cada día…

ÍNDICE

CAPÍTULO I – INTRODUCCIÓN.....4
1.1 Objetivos.....5
1.2 Metodología general.....6
1.3 Evolución de las propuestas estratigráficas para el "Patagoniano".....8

CAPÍTULO II – ÁREA DE ESTUDIO y MARCO GEOLÓGICO.....13
2.1 Área de estudio.....14
2.1.1 Área San Julián.....15
2.1.2 Área Punta Quilla – Monte León.....17
2.1.3 Área Lago Argentino.....19
2.1.4 Área Lago Cardiel.....21
2.1.5 Área Río Santa Cruz.....22
2.2 Marco Geológico.....23
2.2.1 Reseña geológica de la Patagonia.....23
2.2.2 Geología de Santa Cruz.....26
2.2.2.1 Basamento..... 26
2.2.2.2 Jurásico.....26
2.2.2.3 Cretácico.....28
2.2.2.4 Cenozoico.....33
2.2.2.4.1 Región Occidental.....33
2.2.2.4.2 Región Oriental.....46

CAPÍTULO III – ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.....52
3.1 Región Lago Argentino.....53
3.1.1 Perfiles estudiados….....55
3.1.2 Análisis de Facies.....62
3.1.3 Límites estratigráficos de la unidad.....90
3.1.4 Paleocorrientes.....95
3.1.5 Niveles piroclásticos.....98
3.1.6 Integración paleoambiental.....115
3.1.7 Ciclos de sedimentación.....120
3.2 Región de San Julián.....122
3.3 Región del Lago Cardiel.....127

3.4 Región de Punta Quilla y Monte León.....131
3.5 Región del Río Santa Cruz.....137

CAPÍTULO IV – ANÁLISIS ISOTÓPICO.....140
4.1 Isótopos estables de carbono y oxígeno.....141
4.1.1 Marco conceptual.....141
4.1.2 Muestreo de campo.....148
4.1.3 Micromuestreo.....155
4.1.4 Metodología analítica.....159
4.1.5 Resultados.....159
4.1.6 Interpretación de resultados.....164
4.2 Isótopos de estroncio.....171
4.2.1 Marco conceptual.....171
4.2.2 Muestreo.....174
4.2.3 Metodología analítica.....174
4.2.4 Resultados.....175
4.2.5 Interpretación de resultados.....178

CAPÍTULO V – EDAD y CORRELACIONES REGIONALES.....179
5.1 Edad del “Patagoniano” en Lago Argentino.....180
5.1.1 Antecedentes.....180
5.1.2 Edades U/Pb.....181
5.1.2.1 Metodología.....182
5.1.2.2 Resultados.....184
5.1.3 Edades de $^{87}Sr/^{86}Sr$.....189
5.1.4 Integración de edades.....190
5.2 Correlaciones regionales.....192
5.3 Paleogeografía.....199

CAPÍTULO VI – CONCLUSIONES.....203

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....207

ANEXO I – PERFILES SEDIMETOLÓGICOS

A – Tabla de Referencias

B – Perfil Sierra Cuncuna

C – Perfil Arroyo Bandurrias

D – Perfil La Sección Sur

E – Perfil La Sección Norte

F – Perfil Cerro dos Mellizos

G – Perfil Estancia Quién Sabe

H – Perfil Rincón Amigo

I – Perfil Arroyo Los Perros

J – Perfil Río Bote

K – Perfiles Lago Cardiel

L – Perfiles Bajo de San Julián

M – Perfiles San Julián

N – Perfil Punta Quilla

O – Perfil Monte León

P – Perfil Cóndor Cliff

Q – Perfil El Mosquito

ANEXO II – DATOS ISOTÓPICOS

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

El objetivo general de este estudio es avanzar en el conocimiento de las características estratigráficas, sedimentológicas y paleoambientales del "Patagoniano" en la región al sur del Lago Argentino, provincia de Santa Cruz, Argentina. Esta transgresión ha sido reconocida en numerosas localidades de la Patagonia por diversos autores, desde el siglo XIX hasta el presente, y la mayor parte de los estudios se han concentrado en la región atlántica, dejando relegadas las localidades occidentales, como es el caso de la región del Lago Argentino en Santa Cruz.

Para alcanzar el objetivo mencionado se utilizaron técnicas sedimentológicas clásicas integradas con otras avanzadas en sedimentología, como son el análisis de facies y el análisis isotópico, respectivamente. Ambos tipos de técnicas pretenden avanzar en la comprensión de los ambientes de sedimentación y modos de depositación de los sedimentos que hoy día se encuentran preservados en la sucesión sedimentaria del "Patagoniano" de la Cuenca Austral. En cuanto al análisis de facies, ésta es una técnica ampliamente desarrollada en sedimentología, mientras que el análisis isotópico se encuentra en una etapa de desarrollo propulsada por los avances tecnológicos que permiten la adquisición de numerosos datos en poco tiempo y con una gran resolución espacial, dando así resultados de gran precisión.

Para lograr el objetivo general, se enfocó el estudio hacia varios objetivos particulares:

1- Contexto estratigráfico. En primer lugar es necesario conocer las relaciones entre las unidades sedimentarias que se involucran en este estudio. Ello demanda trabajos de campo y laboratorio, como por ejemplo dataciones radimétricas.

2- Características sedimentológicas. La sedimentología de detalle permite conocer las facies y asociaciones de facies que componen la/las unidades, con el fin de asignar procesos sedimentarios a cada una de ellas y finalmente hacer una aproximación del/los ambientes sedimentarios en que tuvo lugar la depositación.

3- Caracterización isotópica. El objeto de este estudio es establecer las relaciones de ciertos isótopos en materiales biogénicos determinados y con ello entender los procesos físico-químicos vinculados con las condiciones originales de sedimentación. La selección de los materiales de estudio es crucial a la hora de interpretar los resultados.

4- Ajuste de la edad de depositación de los sedimentos de la Formación Estancia 25 de Mayo, en razón de antecedentes muy diversos.

5- Comparación y correlación con otras localidades santacruceñas en donde se han reconocido unidades temporalmente equivalentes.

6- Integración. Finalmente, se intenta realizar una integración de toda la información recolectada para así alcanzar los objetivos generales de este estudio. Esta integración queda reflejada en reconstrucciones paleogeográficas para diferentes momentos del Mioceno temprano en Santa Cruz.

1.2 Metodología general

La metodología de estudio llevada a cabo en este trabajo comprende técnicas diferentes y puede ser dividida en tres partes: gabinete, campo, laboratorio.

Gabinete

Todo estudio geológico debe iniciarse con el análisis bibliográfico de la región y el tema al que se va a enfocar el estudio. Por ello el primer paso fue una recopilación bibliográfica de la zona de estudio, con el fin de actualizar la situación del conocimiento geológico de la región, con énfasis en los estudios de sedimentología existentes en la literatura. Durante el transcurso de los trabajos se mantuvo la bibliografía actualizada, tanto de la región de estudio como de los temas de investigación que se abordaban en cada instancia del trabajo.

Uno de los ejes principales del trabajo de gabinete fue la elaboración de material gráfico a partir de los datos levantados en el campo. Ejemplo de ello son los perfiles sedimentológicos a escala (ver Apéndice I), en el cual se representan todas las características sedimentológicas y paleontológicas de las secciones estudiadas, de modo de contar con esquemas resumidos que permitan comparación entre localidades.

Otra gran parte del material gráfico elaborado lo constituyen los mapas, geográficos y geológicos, que se confeccionaron en base al mapeo de campo, datos de GPS y cartografía de base preeliminar, como por ejemplo las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM) y las hojas geológicas del SEGEMAR. Adicionalmente, el análisis de imágenes satelitales sirvió para confeccionar mapas base a diferentes escalas que luego fueron utilizados para reconocer litologías, lineamientos y estructuras mayores. También fueron de gran utilidad a la hora de seleccionar las áreas de estudios de campo, en base a las texturas que evidencian exposiciones de roca en superficie y vías de acceso a dichas áreas.

Campo

Una vez determinadas las áreas de estudio en gabinete, en base a imágenes satelitales y referencias bibliográficas, se efectuó un reconocimiento de campo preeliminar, en donde se establecieron los sitios con mejor potencial para el estudio detallado en campañas posteriores.

Las campañas de estudio se realizaron en un lapso de tiempo que va desde Marzo de 2007 a Marzo de 2009. Los meses favorables para la realización de trabajos de campo en el sur de la provincia de Santa Cruz incluyen desde Noviembre a Abril, debido a que el resto del año las nevadas y la elevada humedad del suelo dificultan el trabajo, sobretodo para la región occidental del área de estudio en que este período se reduce debido a que el deshielo se produce con retardo y las primeras nevadas llegan con anticipación. Adicionalmente, en esta región la falta de caminos hace que las tareas de campo demanden una logística compleja, y cuando los caminos están presentes, el mal estado de los mismos hace que el trabajo sea fuertemente condicionado por los fenómenos climáticos.

En cambio, el sector oriental presenta mayores facilidades de acceso a los sitios. Los acantilados de la costa atlántica son fácilmente accesibles en San Julián y Punta Quilla, en donde existen rutas asfaltadas y poblaciones muy cercanas a los mismos. En Monte León y en el Gran Bajo de San Julián, el acceso es más dificultoso, aunque con buen tiempo no hay inconvenientes de acceder a los mismos. Probablemente por estas características favorables, es que los estudios del "*Patagoniano*" en este sector son mucho más abundantes que los de la zona occidental.

Las tareas de campo consistieron en:

1. Reconocimiento de la estratigrafía regional del área de estudio y establecimiento de los sitios con mayor potencial para un estudio detallado en futuras campañas. Estos sitios deben reunir ciertos requisitos como son: posición geográfica acorde a los objetivos del trabajo de tesis; accesibilidad, es decir, posibilidad de acercarse con vehículo (caminos) o en su defecto a caballo o a pie y la presencia de asentamientos humanos que garanticen ciertas condiciones de seguridad y confort; buena calidad de afloramientos que permita observaciones detalladas, esto incluye la continuidad estratigráfica del afloramiento con el fin de poder determinar la evolución vertical de los ambientes sedimentarios.

2. Observación de las unidades litoestratigráficas de cada localidad y sus relaciones de contacto con las unidades supra e infrayacentes.

3. Localización de las unidades en mapas topográficos del IGM e imágenes satelitales, y levantamiento de datos de GPS de puntos de interés particular.

4. Levantamiento minucioso de espesores y características sedimentológicas de la unidad de interés ("Patagoniano") banco por banco, detallando granulometría, estructuras

sedimentarias mecánicas, estructuras sedimentarias orgánicas (trazas fósiles), contenido paleontológico, estado de preservación de los fósiles y localización y descripción de discontinuidades. Este levantamiento es complementado con la toma de fotografías de rasgos de interés.

5. Muestreo sistemático de materiales de interés, en función del objetivo específico. Por ejemplo se muestrearon areniscas para análisis petrográficos, materiales piroclásticos para dataciones radimétricas, fósiles calcáreos para análisis isotópico del carbonato. Adicionalmente, se muestrearon los fósiles que exhibían buena preservación de sus características anatómicas.

Laboratorio

Los análisis en laboratorio comprenden técnicas y metodologías muy diferentes, desde el corte con sierra diamantada y posterior pulido de muestras, a los análisis químicos con espectrómetro de masas.

Las técnicas de laboratorio utilizadas para cada uno de los análisis isotópicos serán detalladas en los capítulos correspondientes a cada estudio. Estos análisis isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología y Estudios Ambientales de la Universidad de Brasilia, Brasil.

Además de las técnicas de laboratorio mencionadas anteriormente se confeccionaron cortes delgados de roca con el fin de su posterior observación al microscopio petrográfico. Estas tareas se realizaron en las instalaciones del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEyN, UBA. Otra técnica muy útil para la observación de detalle de muestras de mano es el pulido de superficies. Muchas características sedimentológicas, e incluso icnológicas, sólo son visibles sobre superficies pulidas, por lo cual esta metodología resultó de gran valor en este estudio.

Conjuntamente al análisis petrográfico, la utilización del microscopio electrónico de barrido (SEM) resultó de utilidad para caracterizar el estado de preservación de carbonatos orgánicos (ver capítulo “Análisis Isotópico”). Este estudio se llevó a acabo en el Centro de Microscopía Avanzada de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

1.3 Evolución de las propuestas estratigráficas para el “Patagoniano”

El objeto de estudio de esta Tesis Doctoral es un conjunto de unidades litoestratigráficas agrupadas bajo la denominación informal de *“Patagoniano”* o *“Patagoniense”*. Este término proviene de los primeros trabajos geológicos que se realizaron en la Patagonia y abarca una

gran cantidad de unidades litoestratigráficas, que pueden reconocerse en gran parte de la misma. A continuación se detallará la evolución de su conocimiento, especialmente en la región sur de la provincia de Santa Cruz (Figura 1.1).

La primera mención sobre depósitos terciarios marinos en la Patagonia proviene de la obra del naturalista francés Alcide d´Orbigny (1842), quien sólo visitó la región norte de la Patagonia, describiendo los depósitos terciarios de la región de la desembocadura del Río Negro. Mediante muestras de ostras que le fueron alcanzadas desde regiones más australes comparó estos depósitos y los asignó, junto con rocas similares de Entre Ríos, al "***Terrain Tertiaire Patagonien***". Años más tarde visitaría las costas patagónicas el joven Charles Darwin quién además de la región visitada por d´Orbigny realiza observaciones en los acantilados costeros del Golfo de San José, Golfo Nuevo, Puerto Deseado, Puerto San Julián y Puerto Santa Cruz, además de una excursión remontando el río Santa Cruz (Darwin, 1846). En todos estos sitios reconoce depósitos marinos con varios restos fósiles en común, a los cuales asigna a una misma unidad, denominándolos como "***Great Patagonian Tertiary Formation***". Destaca la presencia de material prioclástico en los sedimentos terciarios, sugiriendo un volcanismo explosivo durante la sedimentación de los mismos (Darwin, 1846). Ambos autores, confundieron lo que hoy en día se separa como *Patagoniense* y *Entrerriense*, debido a la similitud de las faunas de invertebrados que ambos episodios transgresivos poseen.

Luego de un largo período sin nuevas investigaciones, a fines del siglo XIX los hermanos Carlos y Florentino Ameghino estudiaron los depósitos sedimentarios de la Patagonia, con énfasis en su contenido fosilífero. Entre éstos incluyeron a los depósitos marinos previamente estudiados por Darwin en la zona de la desembocadura del Río Santa Cruz y Puerto San Julián, a los cuales denominaron como ***Formación Patagónica***, a la que subdividieron en dos unidades bioestratigráficas: el ***Juliense***, inferior y el ***Leonense***, superior. Por encima de estos reconocen una formación continental a la cual llamaron ***Formación Santacruceña***, en cuya base distinguieron un nuevo piso marino denominado ***Superpatagónico*** (Ameghino, 1906). Estas subdivisiones se asignaron a todos los depósitos del litoral patagónico desde Chubut a Santa Cruz, y su fundamento radica en las variaciones del contenido fosilífero de cada piso. Para Ameghino (1906) la razón de estos cambios faunísticos es un cambio de época. En cuanto a la edad, Ameghino (1906) postulaba al Patagónico como Eoceno, fundamentalmente porque, según él, sobreyacía concordantemente a las capas del Cretácico y el cambio faunístico entre ambos parecía ser gradual. Para su "Formación Santacruceña", postulaba una edad Eocena superior a Oligocena inferior.

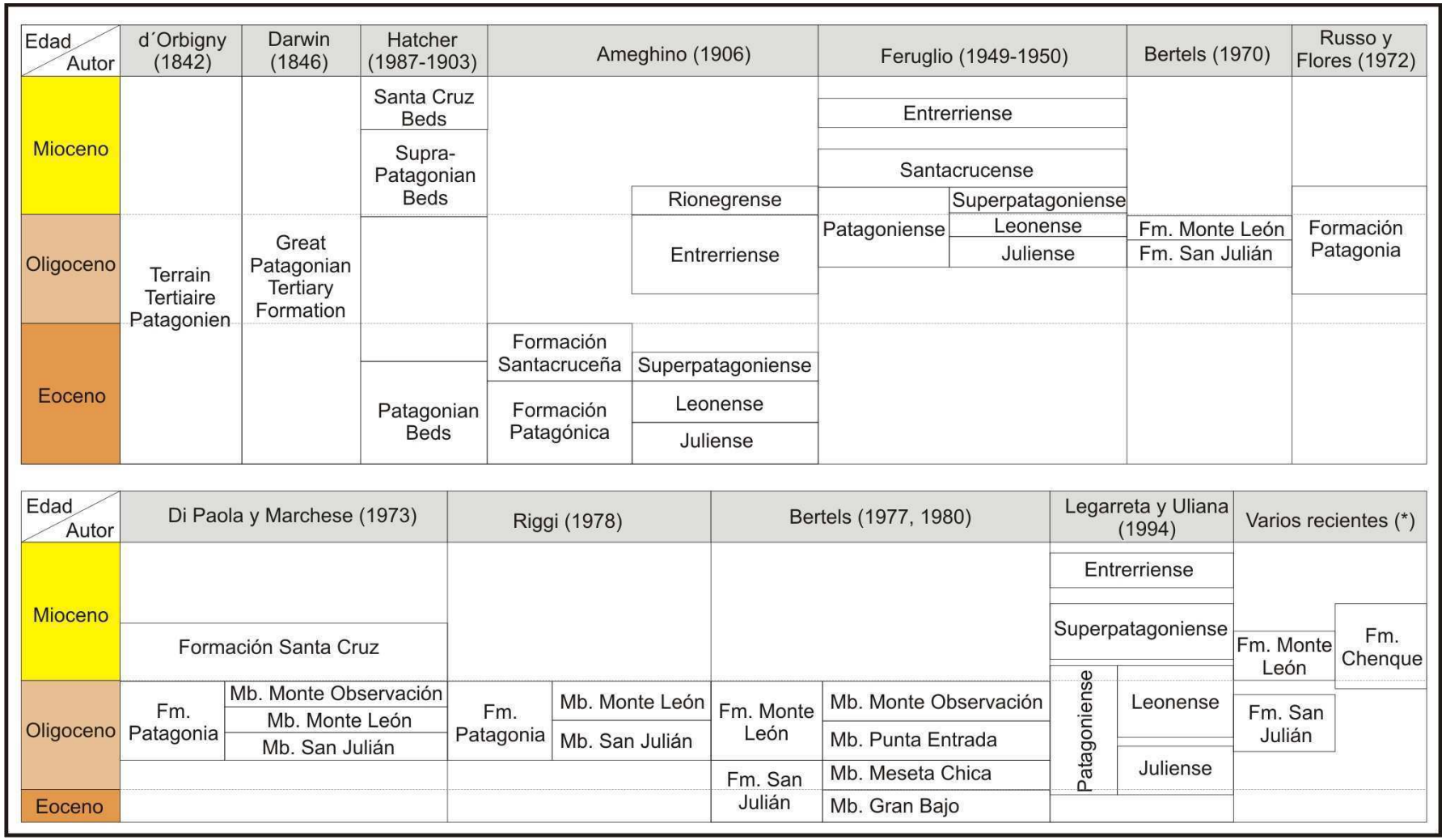


Figura 1.1. Cuadro resumen de las propuestas estratigráficas para el terciario medio marino del oriente de Santa Cruz. El esquema de Legarreta y Uliana (1994) fue propuesto para la cuenca de San Jorge. Los datos de la columna "varios recientes" provienen de Fleagle et al. (1995), Barreda (1996, 1997), Barreda y Palamarczuk (2000) y Barreda y Bellosi (2003), para las cuencas San Jorge y Austral.

De esta manera, surgían los nombres que hasta el día de hoy permanecen en la literatura geológica. Gran parte de estas denominaciones representan unidades cronoestratigráficas, que posteriormente muchos autores definieron como unidades litoestratigráficas, creando un problema de nomenclaturas que persiste hoy en día. Ejemplo de ello es la utilización indistinta de los términos "Patagoniano", "Patagoniense", "Formación Patagónica", "Formación Patagonia" y otros más (ver Camacho, 1979).

Casi al mismo tiempo que los hermanos Ameghino, Hatcher (1897, 1900, 1903) estudió las mismas unidades a las que denominó "***Patagonian Beds***", y mediante las descripciones de fósiles de Ortmann (1902) concluyó que estas capas no podrían ser más antiguas que el Eoceno. Por encima de estas, mediando discordancia identifica a las "***Supra-Patagonian Beds***", a las que estimó una edad Miocena debido a un contenido fosilífero diferente de las anteriores. Por encima coloca a las "***Santa Cruz Beds***" a las cuales separa de las inferiores por observar entre ellas una discordancia angular en la región cordillerana, considerando un período de erosión entre ambos episodios de sedimentación, y destacando la naturaleza terrestre de estos últimos depósitos. De esta manera Hatcher y Ortmann niegan las divisiones propuestas por Ameghino, considerando a sus *Patagonian Beds* como una serie única e indivisible. Esta controversia se mantiene hasta la actualidad sin resolución, debido a la falta de estudios estratigráficos y sedimentológicos de detalle, localización incorrecta de antiguas localidades, desactualización de la ubicación cronológica de algunos fósiles, escasez de edades radimétricas, entre otros factores (Parras y Griffin, 2009).

En base a las colecciones de fósiles de los hermanos Ameghino, Ihering (1907) agrupa a la Formación Patagónica y al piso Superpatagónico dentro de su *Superformation pan-patagonienne* (***Superformación Panpatagoniana***), destacando dentro del conjunto diferencias faunísticas poco marcadas.

La primera mención de "***Patagoniano***" la hace Rovereto (1921) para la zona de la Península de Valdés, en donde por encima de este, reconoce al entrerriano en discordancia, el cual previamente había sido definido por Ameghino (1906) como ***Formación Entrerriana***. Posteriormente, los estudios llevados a cabo por los geólogos de YPF, que se resumen en las compilaciones de Piatnizky (1938), Fossa Mancini et al. (1938), Windhausen (1931) y Feruglio (1944, 1949-50), contribuyeron al conocimiento estratigráfico de estas unidades con excelentes descripciones, correlaciones y localizaciones exactas de los afloramientos de las unidades sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico de la Patagonia.

Windhausen (1931) toma el término "***Molasa Patagónica***" que fuera previamente acuñado por Wilckens (1905), quién comparaba los depósitos "Patagonianos" con depósitos

similares de Europa. Este cambio en la nomenclatura fue justificado por los autores con el fin de evitar las discusiones engorrosas que se habían establecido. Windhausen (1931) incluye aquí a "todos los depósitos marinos existentes entre las tobas con mamíferos en el yaciente (la actual Formación Sarmiento) y los estratos del Santacruceño en el techo" y no acepta como válidas las divisiones cronoestratigráficas de Ameghino, sino que afirma que la *Molasa Patagónica* consiste en una sola unidad cronoestratigráfica que muestra cambios de facies.

Feruglio (en Fossa Mancini, 1938) menciona al *Patagoniano* y al *Santacruciano* para toda la región centro y sur de la Patagonia, desde el Golfo de San Jorge en Chubut hasta el Estrecho de Magallanes. Posteriormente resume todo en la gran obra "*Geología de la Patagonia*" (Feruglio, 1949-50), en donde se asientan las bases de la estratigrafía de la región de estudio. En esta obra, Feruglio utiliza la denominación de "***Patagoniense***" para estas capas. También utiliza el término *Entrerriense* para las capas marinas suprayacentes al *Patagoniense* de la región noreste de la Patagonia, y *Santacrucense* para las capas continentales que yacen por encima del *Patagoniense* en la región de Santa Cruz. Incluye en el *Patagoniense* a sedimentos que afloran en gran parte de la Patagonia, como en casi toda la provincia de Santa Cruz, el Golfo de San Jorge, el valle inferior del río Chubut y Golfo Nuevo y la región del Nahuel Huapi y Río Foyel. Para la región del sudeste de Santa Cruz y Golfo de San Jorge incluye dentro del *Patagoniense* a los pisos *Juliense, Leonense* y *Superpatagoniense*, siguiendo la propuesta de Ameghino (1906).

Además de las clásicas localidades del sudeste santacruceño, Feruglio (1949-50) estudia la región occidental de Santa Cruz. En la zona de Río Turbio asigna algunas capas al *Patagoniense* en base a comparaciones faunísticas, aunque no está claro a qué unidad litoestratigráfica moderna podrían pertenecer. En la región del Lago Argentino reconoce al *Patagoniense* en las barrancas al sur del lago y en el Arroyo Calafate, yaciendo por debajo de las capas del *Santacrucense*. Feruglio reconoce que estas capas son mucho más parecidas a las de la costa atlántica que las de la zona de Río Turbio. En ellas no reconoce los fósiles del *Superpatagoniense*, a excepción de *Ostrea orbigny* que aparece en la transición al *Santacucense*. Estas capas del Lago Argentino se continúan hacia el norte hasta la región del Lago Cardiel. En todas estas localidades Feruglio (1949-1950) destaca el pasaje transicional del *Patagoniense* hacia el *Santacrucense*.

A partir de la década del ´70 comenzaron a realizarse estudios micropaleontológicos y litoestratigráficos, que aportaron a la división estratigráfica del "*Patagoniense*". Bertels (1970) interpretó a la "Formación" de Ameghino como equivalente al término más moderno de "Piso", actualizando así la concepción geocronológica que tenían las divisiones

estratigráficas de Ameghino. Esta autora determinó dos unidades litoestratigráficas en las regiones de San Julián y la desembocadura del río Santa Cruz, a las que denominó ***Formación San Julián*** y ***Formación Monte León*** (Bertels, 1970), respectivamente. Ambas unidades son fácilmente diferenciables desde el punto de vista litológico, y presentan áreas de afloramiento determinadas, por lo cual su propuesta estratigráfica se mantuvo vigente hasta la actualidad. No debe confundirse esta denominación litoestratigráfica con la denominación cronoestratigráfica de Ameghino. De esta manera, la Formación San Julián sólo aparece en la región de Puerto San Julián y contiene fósiles de edad *Juliense*. En otras regiones pueden existir unidades litoestratigráficas diferentes a la Formación San Julián, aunque su contenido fosilífero indique una edad *Juliense*.

Adicionalmente, Bertels (1970) modificó los nombres *Juliense* y *Leonense* de Ameghino por los más apropiados ***Juliano*** y ***Leoniano***, marcando entre ellos una diferencia en la composición microfaunística, aunque remarcó que no existen entre ambos pisos grandes diferencias de edad, ni tampoco discordancia entre las nuevas formaciones definidas. La edad asignada para ambas formaciones es oligoceno superior (Chattiano).

El término ***Formación Patagonia*** en sentido moderno, fue introducido por Russo y Flores (1972) para designar lo que Ameghino (1906) llamó como *Formación Patagónica*. El problema que surgió aquí es que se utilizó una concepción cronoestratigráfica (la de Ameghino) para designar un conjunto litológico o litoestratigráfico. Estos autores asignan a su formación depósitos fosilíferos presentes en una faja subcordillerana que abarca desde el Lago Posadas hasta el sur del Lago Argentino y la región de la costa atlántica de Santa Cruz, además del subsuelo de toda la Cuenca Austral.

Desde un punto de vista principalmente litológico y paleoambiental, Di Paola y Marchese (1973) mantienen el nombre de *Formación Patagonia* de Russo y Flores (1972), y para el área de San Julián y la desembocadura del río Santa Cruz, la dividen en tres miembros: ***Miembro San Julián*** (inferior), ***Miembro Monte León*** (medio) y ***Miembro Monte Observación*** (superior). Adoptan como límite entre su *Formación Patagonia* y la *Formación Santa Cruz* al último banco portador de fósiles marinos. De esta manera, las formaciones *San Julián* y *Monte León* de Bertels (1970) pasan a rango de miembro, dentro de la *Formación Patagonia*, manteniendo las áreas tipo en el mismo lugar (Di Paola y Marchese, 1973). Adicionalmente se agrega el *Miembro Monte Observación* por encima de los anteriores.

Un esquema estratigráfico similar fue propuesto por Riggi (1978), quién estudió los depósitos de edad “Patagoniana” desde Chubut a Santa Cruz desde una óptica petrográfica. Mantiene el nombre formal de *Formación Patagonia* y destaca la diferencia composicional

entre el *Miembro San Julián* y el *Miembro Monte León*. Respecto del *Miembro Monte Observación* de Di Paola y Marchese (1973), este autor considera que no es posible diferenciarlo litológicamente del *Miembro Monte León*, por lo tanto los depósitos que lo representan pasan a formar parte del miembro anterior. Posteriormente Riggi (1979a) extiende el alcance regional de la unidad hasta la región oriental de las provincias de Chubut y Río Negro, en donde indica que la *Formación Patagonia* en estos sectores se compone únicamente del *Miembro Monte León*. En cambio el *Miembro San Julián* queda circunscrito al área del Bajo de San Julián y la localidad homónima del sudeste de Santa Cruz. Establece una edad Oligocena para su Formación Patagonia.

Camacho (1979) se dedicó a compilar todas las propuestas estratigráficas para el Terciario marino de la Patagonia que existían para ese momento, aclarando muchos errores bibliográficos que asignaban nombres a autores que nunca los habían mencionado en sus trabajos, como el caso de los naturalistas de mediados y fines del siglo XIX (d´Orbigny, Darwin, Burmeister, Ameghino, Hatcher, etc.). Destaca el error de muchos autores en utilizar las asignaciones cronoestratigráficas de Amgehino como unidades litoestratigráficas. Con el mismo criterio, recientemente Parras y Griffin (2009) realizaron una excelente síntesis de la evolución de las propuestas estratigráficas para el terciario marino aflorante en el sudeste de Santa Cruz.

Bertels (1977, 1980) amplía su propuesta estratigráfica anterior (Bertels, 1970), subdividiendo a las formaciones *San Julián* y *Monte León* en dos miembros cada una. Para la primera unidad define el ***Miembro Gran Bajo***, inferior, y el ***Miembro Meseta Chica***, superior. Para la *Formación Monte León* define un miembro inferior o ***Miembro Punta Entrada*** y otro superior o ***Miembro Monte Observación***. Para el primero de ellos establece su perfil tipo en la desembocadura del río Santa Cruz (Punta Entrance, Figura 2.5). Para su miembro superior establece el perfil tipo en Monte León y Monte Observación (actualmente dentro del Parque Nacional Monte León, Figura 2.5). El tope de este último miembro se coloca donde aparece el último banco de ostras, antes de pasar a la *Formación Santa Cruz*. Este miembro es equivalente al *Miembro Monte Observación* de Di Paola y Marchese (1973) y reemplaza al término cronoestratigráfico "*Superpatagniano*" de Ameghino (1906).

El criterio utilizado por Bertels (1980) para esta subdivisión es litológico y paleontológico, y se verá en el análisis sedimentológico de esta tesis que sus observaciones fueron acertadas. En base al estudio de foraminíferos para el *Miembro Punta Entrada*, define una edad Oligocena superior, que podría alcanzar el límite Oligoceno – Mioceno (Bertels, 1980).

Otro interesante aporte al estudio de la estratigrafía del terciario marino de Patagonia es la propuesta de Legarreta y Uliana (1994) quienes, aunque enfocados en las sucesiones de la cuenca del Golfo de San Jorge, establecen un esquema estratigráfico-secuencial de gran valor regional. Estos autores basan sus interpretaciones en las discontinuidades observadas en el registro sedimentario, información de subsuelo y edades registradas hasta el momento (principalmente edades mamífero), mediante las cuales elaboran un esquema de correlación entre los depósitos del oriente (cercanas a Comodoro Rivadavia) y del occidente de la cuenca. Destacan la discontinuidad de alcance regional observada en la base del Superpatagoniense, el cual se encuentra separado del subyacente Patagoniense por un importante hiato depositacional y al cual otorgan una mayor distribución regional que al anterior.

En comparación con otras regiones como la Cuenca del Golfo de San Jorge o la región oriental de Santa Cruz, en la región occidental de la provincia de Santa Cruz la cantidad de trabajos publicados en relación a la estratigrafía es mucho menor, por lo tanto el "Patagoniano" en esta región se encuentra en un estado más primitivo en la evolución de su conocimiento. Inicialmente Feruglio (1949-1950) compara las unidades con las de la costa, asignando su equivalencia con el "Leonense". También menciona la posibilidad de la existencia del piso Superpatagoniense, sobre el cual reconoce en concordancia a la sucesión Santacrucense. En el marco de la elaboración de la Hoja Geológica "Lago Argentino" Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) denominan como ***Formación Centinela*** al "Patagoniano" aflorante al sur del Lago Argentino. Posteriormente Riccardi y Rolleri (1980) amplían esta propuesta asignando a la Formación Centinela a todos los depósitos marinos de la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica interpuestos entre el Basalto Posadas y la Formación Santa Cruz. De esta manera, la Formación Centinela abarcaría desde la región de Río Turbio hasta la región del Lago Posadas. Ramos (1982) reconoce la unidad en la región del Lago Cardiel, en donde observa una relación de discordancia angular respecto de la suprayacente Formación Santa Cruz.

Camacho et al. (1998) realizan una síntesis de las relaciones estratigráficas de unidades del occidente de Santa Cruz y propone un nuevo esquema estratigráfico. Para la región del Río Turbio reconocen al Patagoniano en la sección superior de la Formación Arroyo Oro. Para el Lago Argentino mantienen el nombre de *Formación Centinela*, aunque advierten que este nombre es erróneo ya que existía de antemano una formación con ese nombre en el noroeste del país (Harrington y Leanza, 1957). Hacia el norte, para las regiones de Lago Cardiel y Lago Posadas, Chiesa y Camacho (1995) designan al "Patagoniano" como ***Formación El Chacay.*** De acuerdo a su contenido paleontológico estos autores la asignan al

Eoceno medio y correlacionan a esta unidad con la *Formación Centinela*, por lo cual todas las unidades quedan asignadas al Eoceno, desestimando una correlación con la Formación Monte León.

Algo más al norte que Lago Posadas, en la región de Aysén, Chile, Frassinetti y Covacevich (1999) reconocen que la Formación Guadal (Niemeyer, 1975) se puede correlacionar con la Formación Monte León de Argentina. De este modo la formación Guadal representaría el extremo noroccidental del mar Patagoniano (Bellosi, 1995).

En esta Tesis Doctoral se han determinado edades en base a estudios isotópicos que indican que los sedimentos que conforman el Patagoniano en Lago Argentino fueron depositados en el Mioceno temprano (ver Capítulo V), y se descarta una edad eocena para estas unidades. Estas nuevas edades confirman las estimaciones realizadas en base a estudios de microfósiles (Guerstein et al., 2004; Barreda et al., 2009).

Recientemente, Cuitiño y Scasso (2010) realizaron una nueva propuesta estratigráfica para el "Patagoniano" del sur del Lago Argentino. En esta región la unidad fue denominada formalmente como Formación Centinela (Furque y Camacho, 1972). Lamentablemente, este nombre ya había sido utilizado previamente por Harrington y Leanza (1957) para designar una sección ordovícica aflorante en la Sierra de Zapla en el Noroeste Argentino, por lo que debería ser descartado, de acuerdo a los artículos 17 y 21 (inciso 5) del Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía, 1992). De esta manera Cuitiño y Scasso (2010) proponen la nueva denominación de Formación Estancia 25 de Mayo para la misma unidad, ya que en los campos de dicha estancia se encuentran abundantes y muy buenas exposiciones. La localidad tipo, establecida por Furque y Camacho (1972) en el Cerro Campo 25 de Mayo dentro de la estancia homónima, se modifica ligeramente y se propone como tal al Arroyo Bandurrias, unos 5 km al sudoeste de la anterior (Figura 3.1). A su vez, Cuitiño y Scasso (2010) dividen a esta unidad en dos miembros en base a diferencias litológicas: el miembro inferior es llamado ***Miembro Quién Sabe***, con sus mejores exposiciones en las barrancas próximas a la estancia homónima (Figura 3.1), mientras que el miembro superior es denominado ***Miembro Bandurrias***, con sus mejores exposiciones en los márgenes del arroyo homónimo. Esta diferenciación en dos miembros es observable en toda la comarca al sur del Lago Argentino. Para el resto de las regiones del occidente de Santa Cruz se prefiere simplemente denominar como "Patagoniano" de manera informal, ya que aún no existen propuestas estratigráficas satisfactorias en ellas.

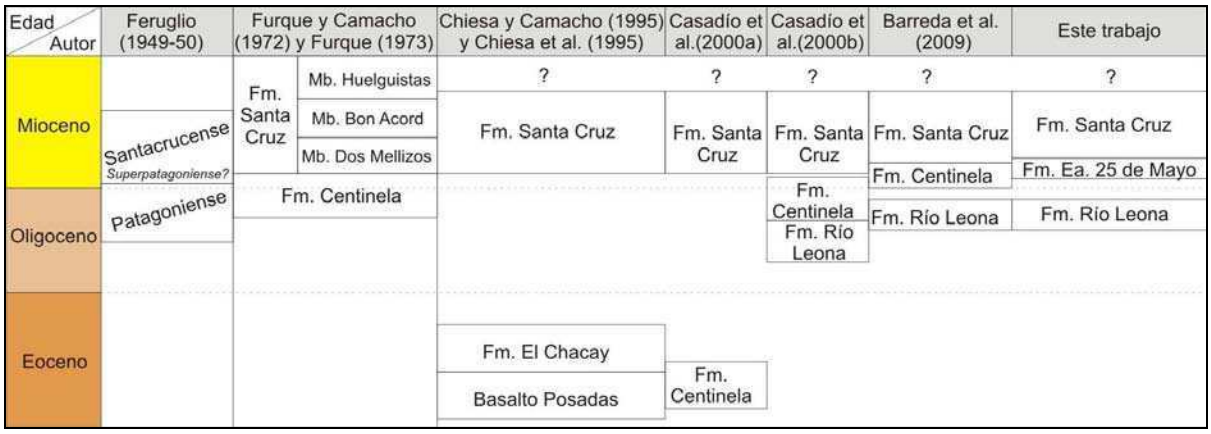


Figura 1.2. Cuadro resumen de las propuestas estratigráficas para la región del Lago Argentino.

Las propuestas litoestratigráficas de Bertels (1970, 1977, 1980) para la región oriental de Santa Cruz han sido aceptadas por la gran mayoría de los autores hasta la fecha. En este trabajo se toman cómo válidas ya que las unidades propuestas son fácilmente reconocibles en el campo y no dependen de la asignación temporal de las mismas, las cuales se van modificando a medida que avanza el conocimiento de la región. De esta manera, el "Patagoniano" de la región oriental de Santa Cruz estaría representado por las Formaciones San Julián y Monte León, las cuales están subdivididas en los miembros Gran Bajo y Meseta Chica para el primer caso, y los miembros Punta Entrada y Monte Observación para la segunda unidad. Por encima de la anterior yace en concordancia la Formación Santa Cruz.

En esta Tesis Doctoral se usará el término "Patagoniano" para designar un evento geológico que tiene una connotación temporal, es decir que representa una unidad cronoestratigráfica. Particularmente se refiere a una transgresión marina que dio lugar a la depositación de varias unidades litoestratigráficas a lo largo de la Patagonia durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano. Al momento de describir unidades de roca se utilizarán, cuando las hubiere, las denominaciones litoestratigráficas formales para cada región. Por ejemplo, el "Patagoniano" de Lago Argentino está representado por la Formación Estancia 25 de Mayo (Cuitiño y Scasso, 2010).

Otra unidad estratigráfica que siempre se encuentra asociada al Patagoniano, especialmente en el ámbito de la provincia de Santa Cruz, es el Santacrucense o Formación Santa Cruz. Estas capas sedimentarias de origen continental han sido estudiadas especialmente por su abundante fauna de mamíferos, a la cual se le atribuyó el nombre de Edad Mamífero Santacrucense (Santacrucian Land Mammal Age, Marshal et al. 1977). La denominación de Piso Santacrucense proviene de Amghino (1906). Hatcher (1900) denominó

a estas capas como “Santa Cruz Beds” en la zona del Lago Posadas. La definición como unidad litoestratigráfica es proviene de Ugarte (1957) quién la incorporó al Grupo Río Zeballos. Posteriormente de Barrio et al. (1984) la describen con detalle en el noroeste de Santa Cruz. El área más intensamente estudiada, especialmente por su contenido paleontológico, es la región sudeste de Santa Cruz, en donde aflora extensamente en los acantilados costeros y de donde se ha recolectado una gran cantidad de restos de vertebrados fósiles (Tauber, 1997a, 1997b; Vizcaíno et al., 2006; Kay et al., 2008). En la región del Lago Argentino sólo se conocen las menciones de Feruglio (1949-50) y la división estratigráfica propuesta por Furque y Camacho (1972).

CAPÍTULO II

ÁREA DE ESTUDIO

y

MARCO GEOLÓGICO

2. ÁREA DE ESTUDIO Y MARCO GEOLÓGICO

2.1 Área de estudio

El área de estudio que abarca este trabajo de tesis se encuentra ubicada en el extremo austral de la Patagonia, al sur de la provincia de Santa Cruz (Figura 2.1). En líneas generales comprende la región comprendida entre la costa atlántica al este y la Cordillera de los Andes al oeste. El límite sur es aproximadamente la latitud S50º 30', algo más al sur que el Lago Argentino y el Río Santa Cruz, mientras que el límite norte yace cercano al paralelo S49º, aproximadamente a la latitud del Lago Cardiel y San Julián (Figura 2.1; 2.2).

A grandes rasgos el área puede ser dividida en dos regiones principales: **oriental y occidental**. El estudio sedimentológico e isotópico se centró en la región occidental, de la cual existen pocos antecedentes, para luego correlacionar estas unidades con las de la región oriental.

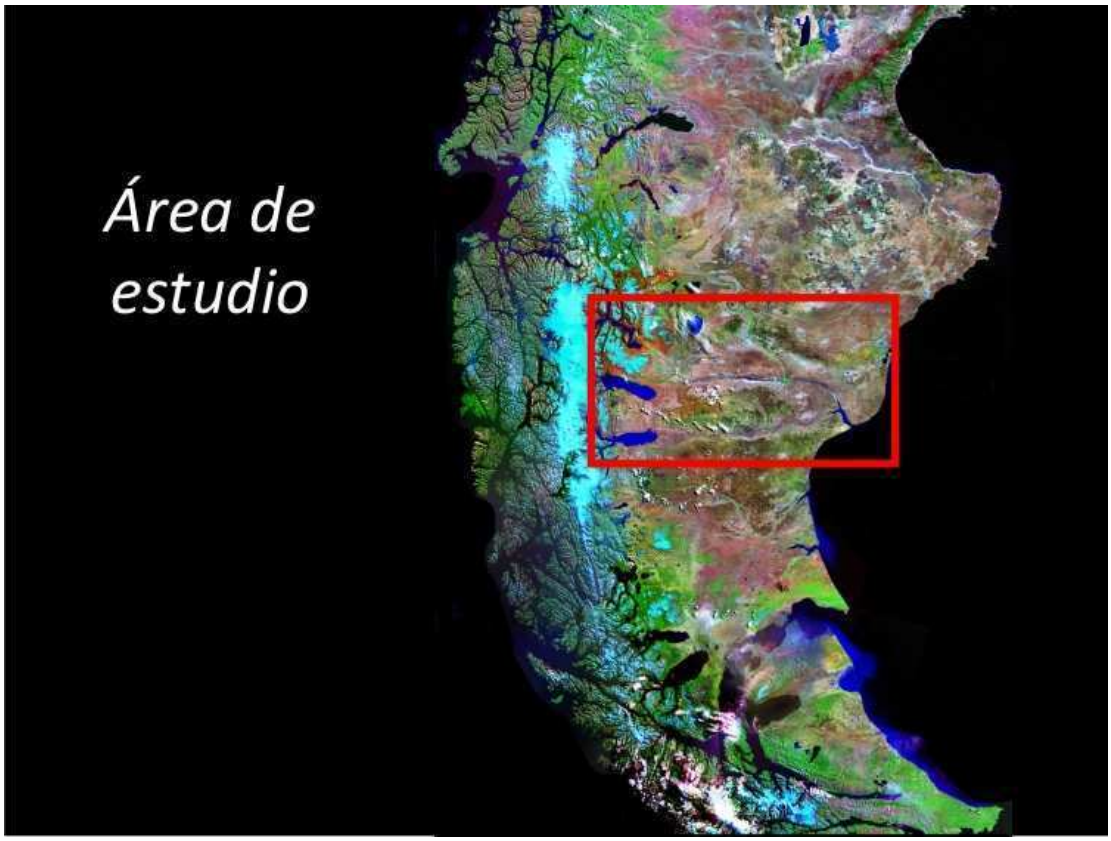


Figura 2.1. Ubicación general del área de estudio.

Dentro de esta área de estudio general, existen áreas menores en donde se localizan las exposiciones a estudiar (Figura 2.2). Entre estas áreas de interés se encuentran grandes

extensiones de terreno sin utilidad para este estudio sedimentológico, como por ejemplo las mesetas de rodados patagónicos, o los campos de basaltos.

Las áreas de interés particular son cuatro: Lago Argentino, Monte León – Punta Quilla, San Julián y Lago Cardiel (Figura 2.2). Una quinta área es la zona del Río Santa Cruz en donde se han realizado algunas observaciones. De ellas, la primera es la más importante ya que fue allí donde se efectuaron la mayor parte de los estudios de esta tesis.

Accesibilidad

Se puede acceder a la zona por vía aérea o por vía terrestre. En el primer caso se cuenta con los aeropuertos de Río Gallegos y El Calafate, los cuales ofrecen conexiones aéreas con la ciudad de Buenos Aires, Comodoro Rivadavia, Bariloche y Ushuaia. Desde Río Gallegos existen rutas asfaltadas hacia Comandante Luís Piedrabuena, San Julián y El Calafate (Figuras 2.2; 2.3). Por tierra, se debe acceder desde el norte o desde el sur por la RN3, la cual se encuentra asfaltada en su totalidad, y nos acerca a todas las localidades de la región oriental. Para acceder a la región occidental, además de la RP5 proveniente desde Río Gallegos, puede accederse desde el norte por la RN40, sólo asfaltada desde Tres Lagos hacia el sur, o bien por la RP9 que conecta en dirección este-oeste la RN3 con la región del Lago Argentino, bordeando por el sur el valle del río Santa Cruz (Figura 2.2; 2.3). Existen otras rutas provinciales de ripio “transversales”, en buen estado, que comunican las localidades de C. L. Piedrabuena con Tres Lagos (RP 288) y Gobernador Gregores (RP27) y Puerto San Julián con Gobernador Gregores (RP25).

A continuación se detallan algunos datos geográficos de las regiones particulares relevadas durante este estudio.

2.1.1 Área San Julián

Los afloramientos estudiados en esta región se encuentran en dos áreas: en los acantilados costeros al norte de la localidad de Puerto San Julián y los afloramientos distribuidos dentro del Gran Bajo de San Julián (Figura 2.4).

El acceso a la primera localidad es muy sencillo, ya que se encuentra muy próximo a la ciudad de Puerto San Julián, unos 10 – 20 km al norte, tomando una serie de caminos de ripio que forman un circuito turístico, mediante los cuales se pueden visitar los acantilados de Punta Cuevas, Cabo Curioso y Playa La Mina. En todos estos acantilados se pueden observar afloramientos de la *Formación San Julián*, principalmente su miembro superior, y la sección inferior de la *Formación Monte León* sobre la anterior.

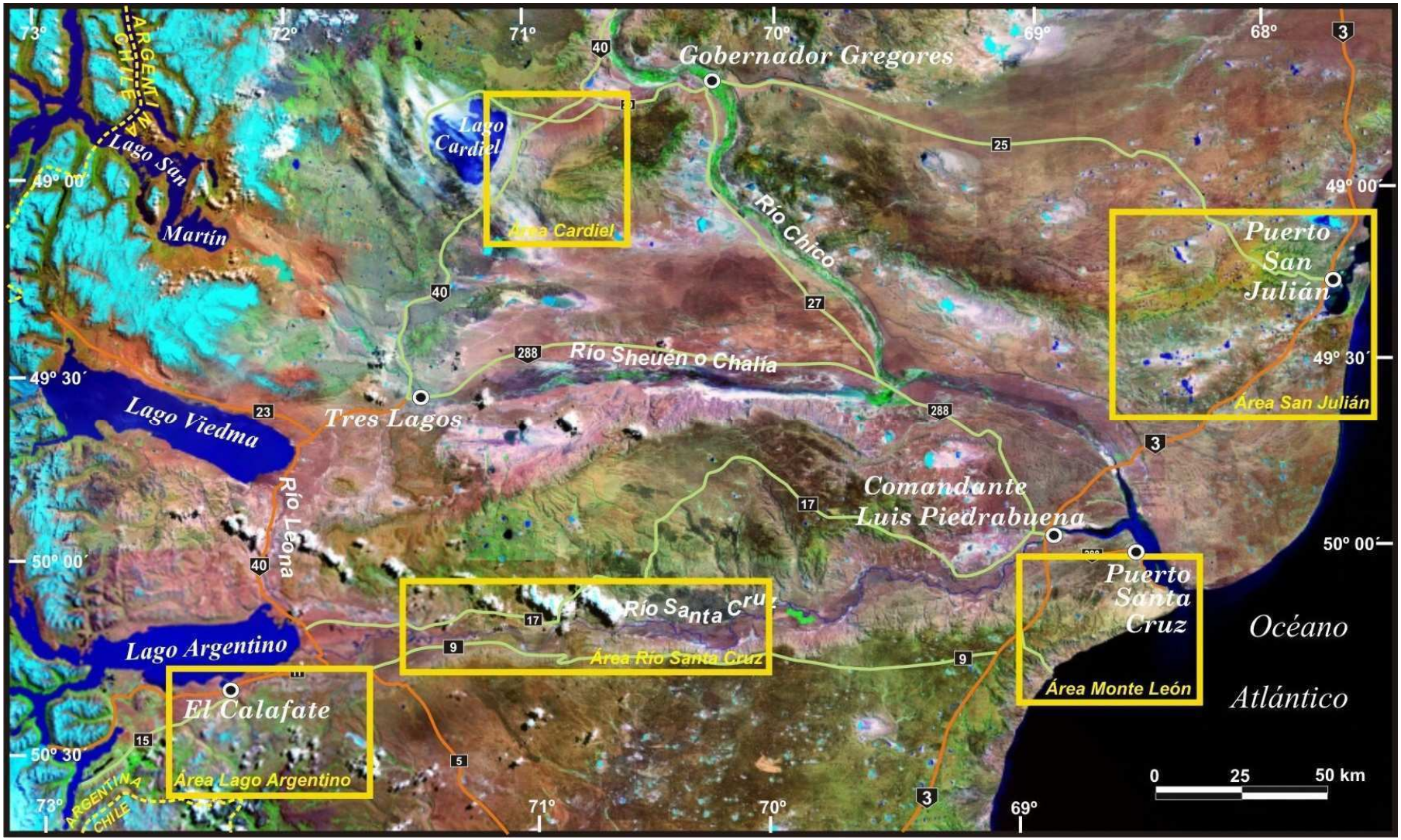


Figura 2.2. Mosaico satelital del área de estudio general, en donde se destacan las áreas menores estudiadas.

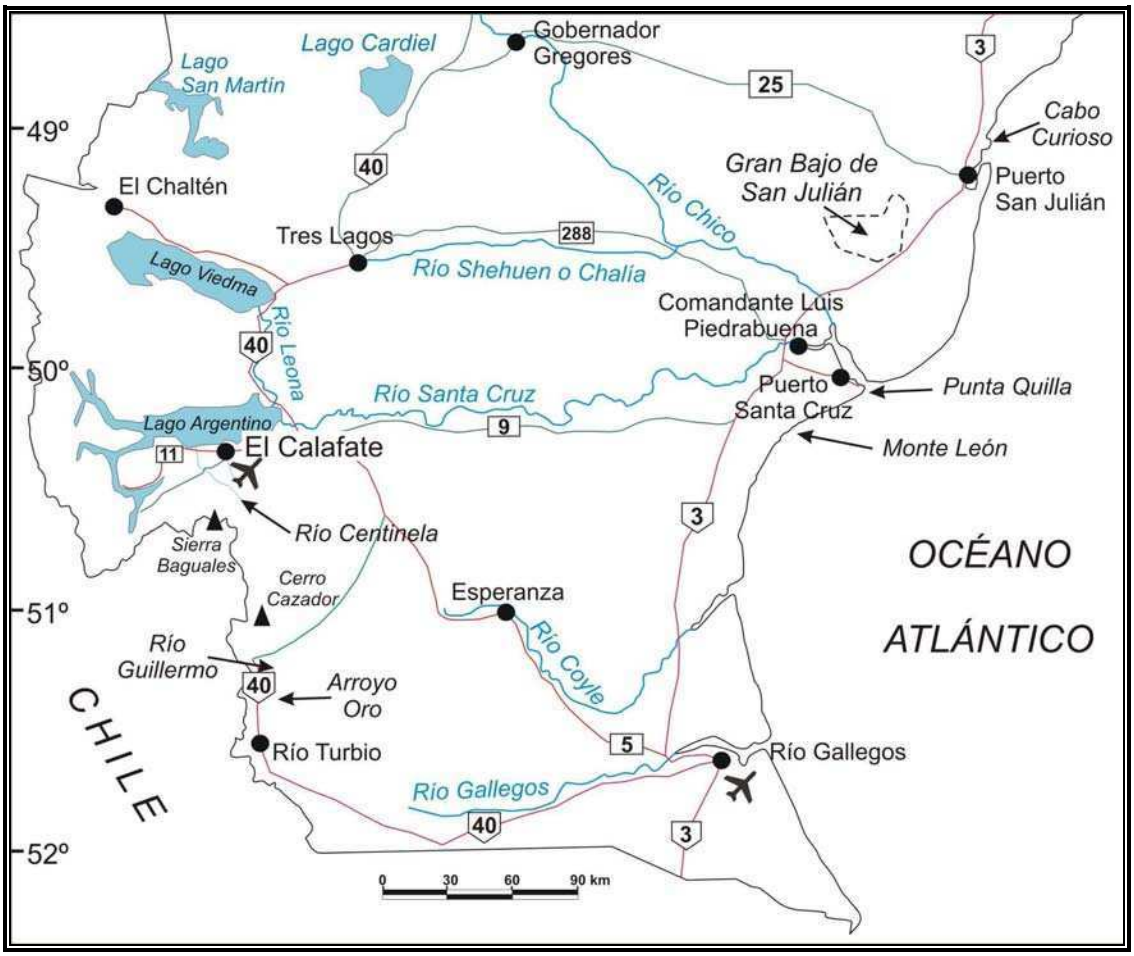


Figura 2.3. Mapa de referencias geográficas de la región es estudio.

El acceso al Gran Bajo de San Julián se realiza desde la RN3, en la bajada hacia el oeste a la altura de la Planta Compresora de gas de TGS y Estancia Silvita, continuando un camino en mal estado hasta la Estancia Meseta Chica (Figura 2.4) desde donde se pueden alcanzar las barrancas que forman pequeñas mesetas dentro del bajo, las cuales están constituidas por rocas de la *Formación San Julián*. Estas barrancas forman pequeñas mesetas, como es el caso de la Meseta Chica, nombre que fue tomado para denominar el miembro superior de la Formación San Julián (Bertels 1977). En la parte más deprimida del relieve, pueden observarse lomadas que pertenecen a los sedimentos del Miembro Gran Bajo de dicha formación (Bertels, 1977).

2.1.2 Área Punta Quilla - Monte León

En esta área se estudiaron dos sectores de afloramientos. Uno de ellos en la desembocadura del Río Santa Cruz en el puerto de Punta Quilla; el otro en los acantilados

costeros dentro del Parque Nacional Monte León, ubicado al sudoeste de la localidad anterior (Figura 2.5).

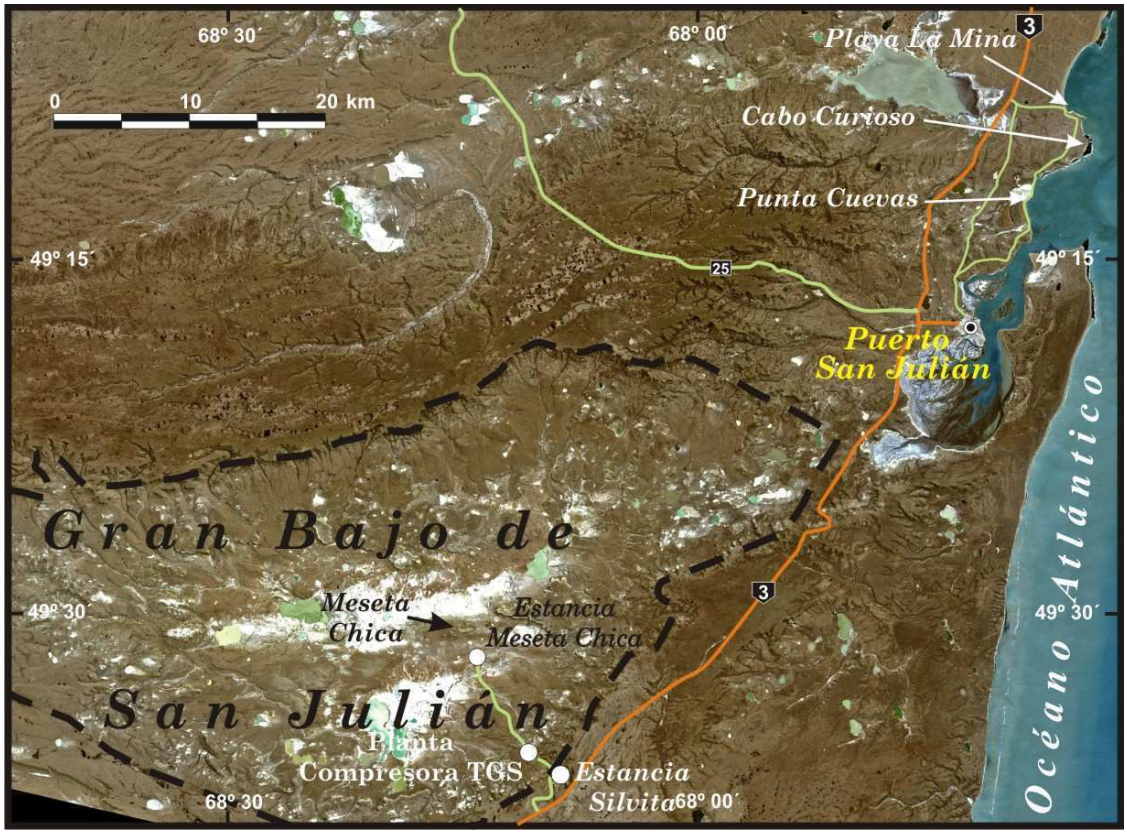


Figura 2.4. Imagen satelital (LANDSAT) del área San Julián con sus referencias geográficas.

Los afloramientos de Punta Quilla son de muy fácil acceso. Desde la localidad de Puerto Santa Cruz, en la desembocadura (ría) del río homónimo, se sigue una ruta asfaltada hacia el sudeste que bordea la ría, al pie de un acantilado en el que aflora la *Formación Monte León*. Esta ruta llega hasta el puerto de Punta Quilla, del cual a unos 200 - 300 metros hacia el sudeste se accede a los mejores afloramientos de la zona, visitados oportunamente por Darwin en su viaje a bordo del Beagle (Parras y Griffin 2009). En este sitio se ubica también la Estancia Monte Entrance y la Punta Monte Entrance (Punta Monte Entrada), de donde fuera tomado el nombre para uno de los miembros de esta formación (Bertels 1980).

Unos 40 km al sudoeste, se encuentran los afloramientos del Parque Nacional Monte León. Se accede a ellos por la RN 3, y se desvía al este por un camino que hace de entrada a la "pingüinera" del parque. Por este se recorren 18 km hasta llegar a los acantilados costeros del parque. En estos acantilados aflora la parte superior de la *Formación Monte León*, y en las barrancas más al oeste, que hacen de transición entre los acantilados y la alta meseta o

"Pampa de Monte León", aflora la *Formación Santa Cruz*. En el sur de esta localidad se encuentra el cerro Monte Observación, nombre que fue utilizado para nominar uno de los miembros de la Formación Monte León (Bertels 1980). El perfil realizado en esta área se encuentra en la "Restinga Norte", unos pocos kilómetros al noreste del cerro Monte León (Figura 2.5).

Figura 2.5. Imagen satelital (LANDSAT) del área Monte León – Punta Quilla y sus referencias geográficas.

2.1.3 Área Lago Argentino

El acceso a las localidades de esta región se hace desde la RP 11, asfaltada, y desde allí por los caminos que remontan los valles que suben hacia el sur.

Sobre la barranca que limita por el sur el valle del Lago Argentino se han hecho varios perfiles, que llevan el nombre de la estancia más próxima (por ejemplo Estancia Quién Sabe y

Estancia Rincón Amigo). Desde el Río Bote hasta la Estancia Quién Sabe, todas ellas tienen acceso directo desde la RP 11 (Figura 2.6).

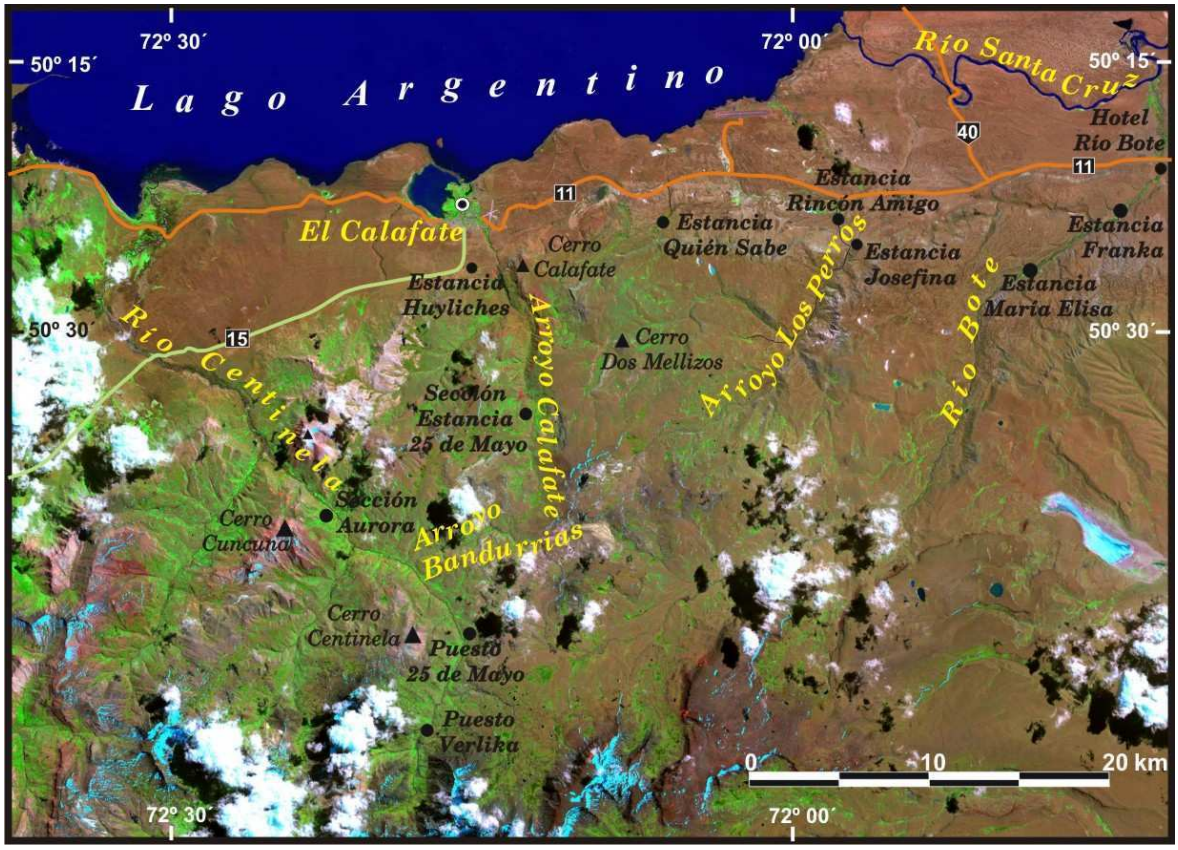


Figura 2.6. Imagen satelital (LANDSAT) del área Lago Argentino y sus referencias geográficas.

Para acceder a los afloramientos localizados más al sur se debe remontar el camino que sube el valle del Arroyo Calafate, el cual sale desde la Estancia Huyliches, por el cual se llega a la Sección de la Estancia 25 de Mayo y continúa hasta sus nacientes, llegando al valle del Arroyo Bandurrias que drena al oeste. Este mismo camino baja por el valle del Río Centinela, pasando por la Sección Aurora, hacia el noroeste hasta la RP 15 (Figura 2.6).

En esta región la unidad de interés tiene amplias exposiciones, aflorando en forma de faja por varios kilómetros, principalmente en la barranca sur del valle del Lago Argentino y en los campos de la Estancia 25 de Mayo. Dentro de esta estancia se analizaron varias localidades como Cerro dos Mellizos, La Sección Norte, La Sección Sur y Arroyo Bandurrias. Debido a esta abundancia de afloramientos, Cuitiño y Scasso (2010) asignaron el nombre de Formación Estancia 25 de Mayo al “Patagoniano” en esta región.

Una de las localidades clave en esta área es la del Arroyo Bandurrias, la cual se ha determinado como localidad tipo de la Formación Estancia 25 de Mayo y de donde fue tomado el nombre del miembro superior de esta formación (Cuitiño y Scasso, 2010). En esta localidad se encuentra casi toda la columna sedimentaria de interés para este estudio, incluyendo parte del contacto con la Formación Río Leona y la transición hacia arriba con las facies continentales de la Formación Santa Cruz. Otra de las localidades interesantes en esta área es la de Estancia Quién Sabe (Figura 2.6), de donde se tomó el nombre para el miembro superior de la Formación Estancia 25 de Mayo (Cuitiño y Scasso, 2010).

2.1.4 Área Lago Cardiel

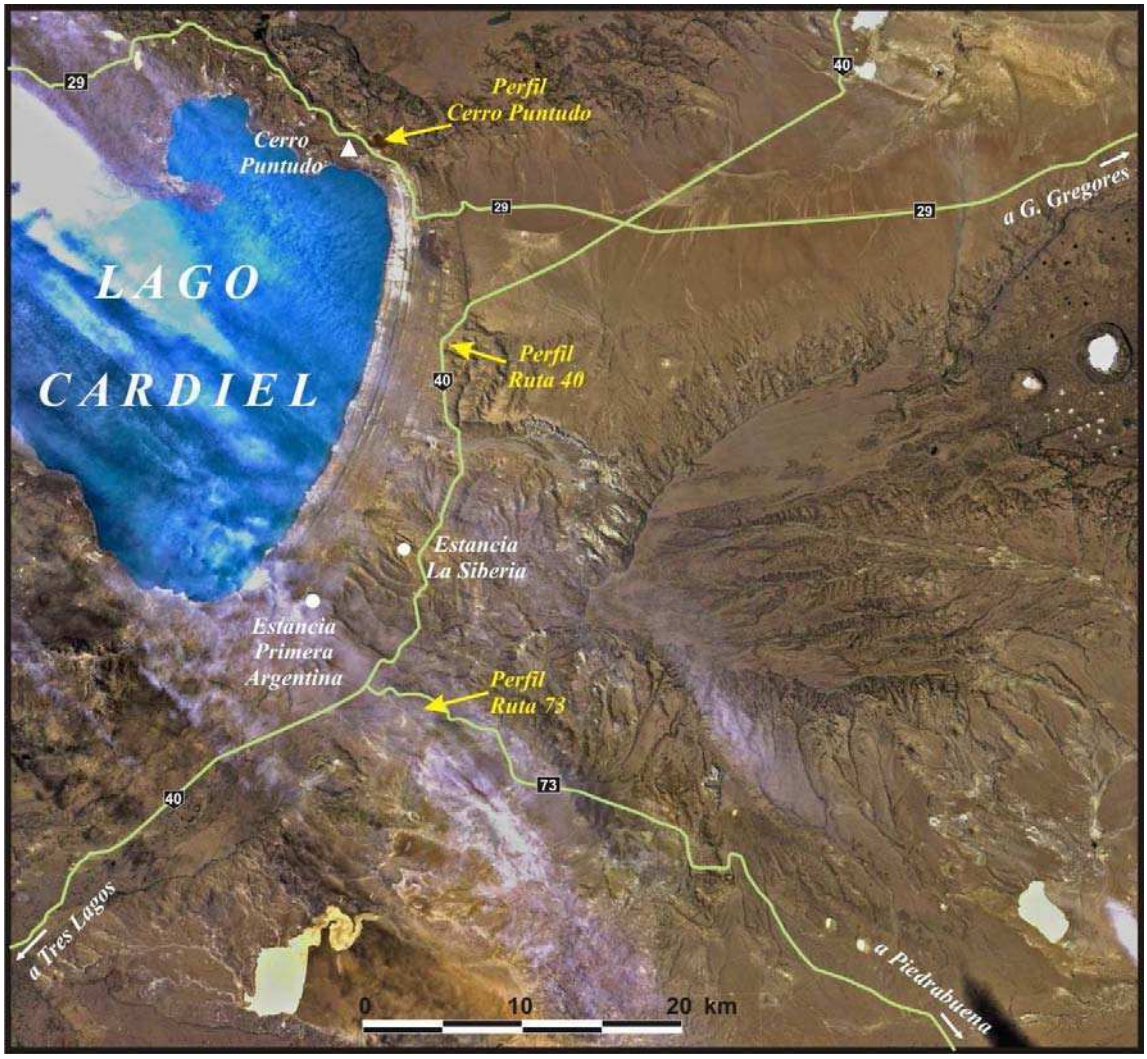


Figura 2.7. Imagen satelital (LANDSAT) del área Lago Cardiel y sus referencias geográficas.

Esta región no presenta caminos asfaltados. Los afloramientos se encuentran en la región sudeste y noreste del lago (Figura 2.7). Para acceder a ambas regiones se llega por la RN40 desde el norte o desde el sur. Desde Gobernador Gregores se llega por la RP29 en dirección al oeste hasta empalmar con la RN40. Para la región sudeste se debe llegar al empalme de la RN40 con la RP73 que sale al sudeste en dirección a Piedrabuena. Dicho empalme se encuentra cercano a las estancias Primera Argentina y La Siberia (Figura 2.7). Bajando por la RP73 a tan solo 2-3 km se llega a los afloramientos del Patagoniano. La región al noreste del lago se encuentra en las inmediaciones del Cerro Puntudo, un cuello volcánico fácilmente visible a la distancia. Se accede desde el empalme de la RN40 con la RP29, tomando por esta última hacia el oeste unos 15 km. Entre ambas exposiciones, se reconocen afloramientos aislados, uno de los cuales fue analizado aquí y denominado Perfil Ruta 40 (Figura 2.7).

2.1.5 Área Río Santa Cruz

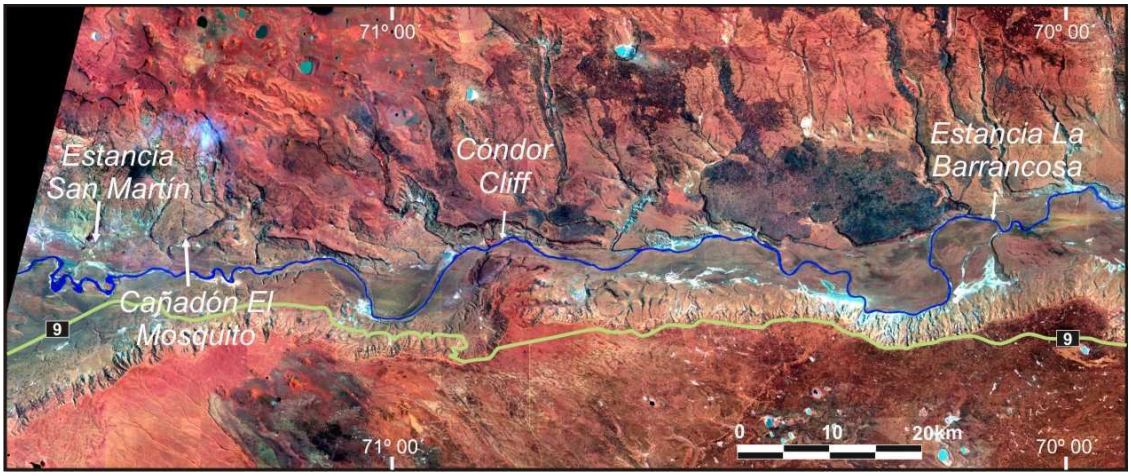


Figura 2.8. Imagen satelital (LANDSAT) del área Río Santa Cruz. La localidad Cañadón El Mosquito corresponde a afloramientos mientras que Cóndor Cliff y La Barrancosa corresponden a perforaciones geotécnicas.

En esta área se reconocieron algunos afloramientos aislados que se analizaron con el objeto de aportar a la correlación de las unidades que afloran en las regiones oriental y occidental. Desafortunadamente, esta región no cuenta con buenas exposiciones y cuando las hay sólo aflora la parte más alta del "Patagoniano", es decir la transición con la Formación Santa Cruz.

Las localidades estudiadas en esta región son el Cañadón del Mosquito y Cóndor Cliff (Figura 2.8). El primero se encuentra a un costado de la RP 17. Para acceder a él desde El Calafate se debe tomar la RP11 hacia el este hasta el empalme con la RN40 (Figura 2.6), de ahí hacia el norte unos 20 km hasta el empalme con la RP17. Esta ruta es de ripio y sale hacia el Este por la margen norte del valle del río Santa Cruz. Luego de unos 47 km se llega al Cañadón del Mosquito, cercano a las Estancias El Mosquito y Cerro Fortaleza. Desde esta localidad hacia el Este no existen afloramientos naturales del "Patagoniano" hasta llegar a la zona de desembocadura del Río Santa Cruz.

El estudio realizado en Cóndor Cliff se basó en el análisis de testigos de perforación en donde se reconocieron facies marinas asignadas a la parte alta del "Patagoniano".

Para el caso de la Estancia San Martín y Estancia La Barrancosa (Figura 2.8), las observaciones realizadas se han hecho sobre otras unidades como la formaciones Río Leona y Santa Cruz, respectivamente, sin hallar afloramientos de unidades marinas.

2.2 Marco Geológico

2.2.1 Reseña geológica de la Patagonia

La región Patagónica puede dividirse en dos grandes regiones: la Plataforma Patagónica al este y la Cordillera Patagónica al oeste (Figura 2.9). La primera de ellas presenta un conjunto de características geológicas que permiten diferenciarla del resto del continente sudamericano, a partir del Río Colorado hacia el sur, y comprende la porción extraandina que fue modificada por procesos orogénicos posteriores a la orogenia Brasiliana, es decir durante el Paleozoico (Ramos, 2004). El límite oriental de la misma es la transición continente – océano en el Océano Atlántico.

La Plataforma Patagónica comprende dos macizos cristalinos de diferentes características, el macizo de SomunCurá al norte y el macizo del Deseado al sur (Figura 2.9). El primero de ellos presenta un basamento cristalino expuesto al sur del río Colorado, compuesto de rocas metamórficas de alto y bajo grado intruidas por granitoides de edades Brasilianas (Proterozoico superior, Ramos 2004). Posteriormente se reconocen eventos paleozoicos, con metamorfismo y magmatismo ordovícicos además de un evento magmático del Carbonífero al Pérmico temprano, deformado durante el Pérmico medio (Ramos 2004).

En el macizo del Deseado los afloramientos de rocas ígneo–metamórficas son de reducidas dimensiones. La evolución geológica del basamento habría ocurrido en un lapso que abarca desde el Proterozoico hasta el Devónico. A partir del Devónico ocurre la

exhumación y el área se comporta como una región positiva que aporta sedimentos a una cuenca gondwánica occidental. A partir del Pérmico comienza una etapa extensional que continua con intermitencias hasta el Mesozoico (Giacosa et al., 2002).

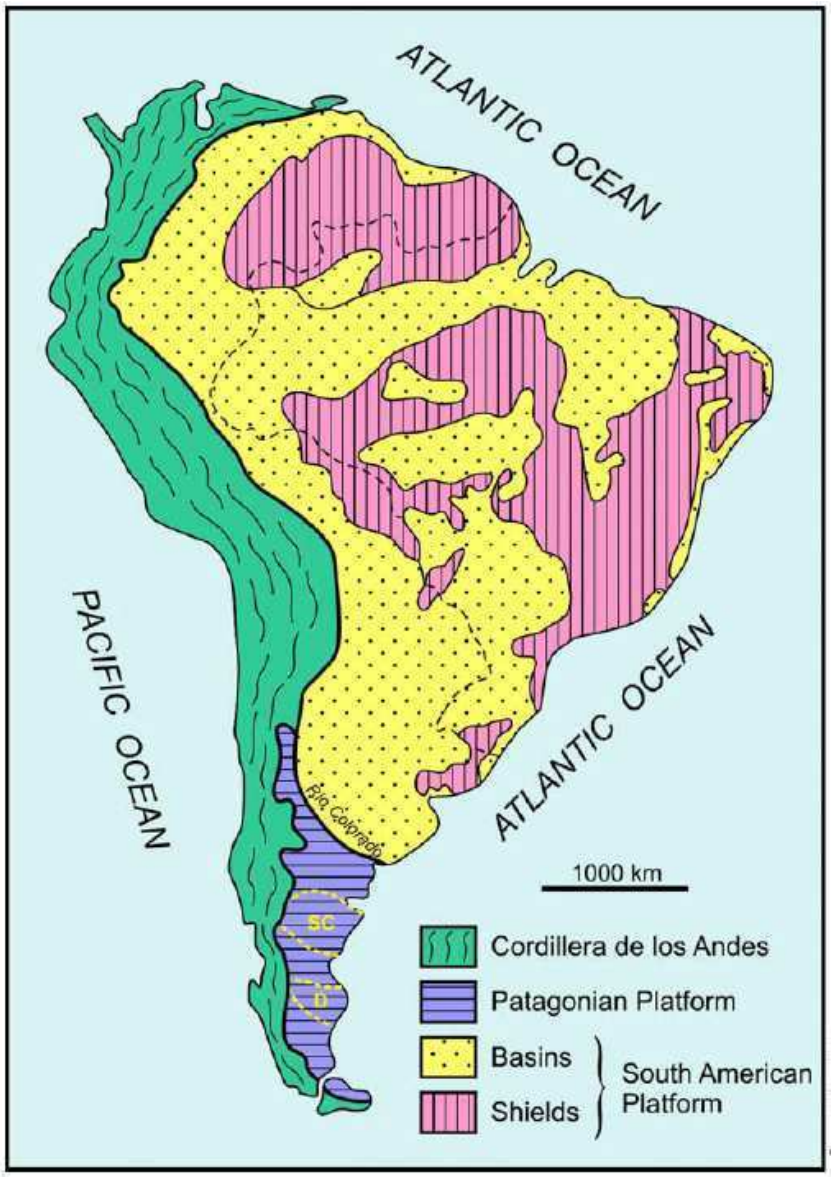


Figura 2.9. Rasgos geológicos del continente sudamericano. Al sur del Río Colorado se destaca la Plataforma Patagónica. SC: Macizo del Somuncurá; D: Macizo del Deseado. Modificado de Ramos (2008).

El Macizo de Somuncurá se encuentra rodeado por cuencas sedimentarias. Al norte se ubican la Cuenca del Colorado y la Cuenca Neuquina y al sur la Cuenca de Cañadón Asfalto. Entre ambos macizos se desarrolla la Cuenca de San Jorge, de gran extensión e importante

subsidencia, limitada al sur por el macizo del Deseado. A su vez, este macizo está limitado al sur y al oeste por la Cuenca Austral o Magallánica.

En todo su margen occidental, la Patagonia está caracterizada por la presencia de la Cordillera de los Andes, que marca un proceso de subducción activo hacia el oeste. Este sector de la Patagonia comprende, a su vez, diferentes provincias geológicas que de norte a sur se denominan Cordillera Patagónica Septentrional, Cordillera Patagónica Austral y Cordillera Fueguina (Ramos 1999). El límite norte de la Cordillera Patagónica Septentrional está representado por la desaparición de los depósitos marinos mesozoicos que caracterizan a la Cordillera Principal y la aparición del Batolito Patagónico, aproximadamente a los 39ºS de latitud (Ramos 1999). Su límite sur se encuentra cercano a los 45ºS de latitud. Se caracteriza por la presencia continua del batolito en su parte axial, y por un abundante magmatismo paleógeno en su vertiente oriental. Hacia el este de esta cordillera se reconoce una provincia geológica denominada Patagónides. Ésta comprende una cadena montañosa elevada durante el Mesozoico, que contiene depósitos mesozoicos marinos y continentales, con plutonitas y volcanitas asociadas (Ramos 1999).

La Cordillera Patagónica Austral está compuesta principalmente por depósitos marinos cretácicos de la Cuenca Austral o Magallánica (ver detalles mas adelante), y al igual que su par septentrional presenta un eje plutónico, que en este caso aflora principalmente en territorio chileno (Hervé et al., 2007). Puede ser separada en dos sectores a partir de los 46º 30` de latitud sur, coincidente con el punto triple de Aysén. Ambos sectores presentan características estructurales y topográficas contrastantes. El Segmento Norte se caracteriza por una menor topografía en comparación con el segmento sur, la existencia de un arco volcánico activo y la falta de depósitos paleozoicos en la vertiente argentina. En cambio, el segmento sur, que se ubica al sur del Lago Buenos Aires, presenta una topografía mas elevada, con un basamento formado por potentes secuencias paleozoicas, subyacentes a potentes unidades volcaniclásticas ácidas jurásicas, a las cuales les continúan depósitos marinos del cretácico inferior de la Cuenca Austral. Hacia el Cretácico tardío y Cenozoico se reconoce una continentalización y el emplazamiento del Batolito Patagónico, asociado a compresión orogénica (Ramos 1999; Hervé et al., 2007). Durante el Neógeno comienza el levantamiento de la cordillera y se producen depósitos sinorogénicos asociados a una faja plegada y corrida (Ghiglione et al., 2009).

Finalmente, en el extremo austral de Patagonia, se encuentra la Cordillera Fueguina, que se diferencia fundamentalmente de las anteriores por poseer un rumbo este oeste de las estructuras. Comparte rasgos litológicos con Cordillera Patagónica Austral como el

basamento paleozoico y el volcanismo jurásico. Sobre este se depositan los sedimentos de la Cuenca Austral, que en este sector llega a formar corteza oceánica (Ramos 1999).

2.2.2 Geología de Santa Cruz

En la provincia de Santa Cruz se reconocen dos sectores con características geológicas contrastantes: el macizo del Deseado al norte y noreste, y la Cordillera Patagónica Austral al oeste (Figura 2.12). Hacia el sudeste, se destaca una amplia zona mesetiforme, cubierta por depósitos del Cenozoico tardío.

2.2.2.1 Basamento

El basamento de Cordillera Patagónica Austral se compone de rocas paleozoicas que constituyen las unidades más antiguas. Son sedimentitas y metasedimentitas con intensa deformación dúctil, que forman parte del basamento estructural sobre el que se asientan las potentes sucesiones volcanosedimentarias mesozoicas de la Cuenca Austral (Giacosa y Márquez, 2002). Se conocen como formaciones Bahía La Lancha al sur y Río Lácteo al norte de los 48º 30` de latitud sur. La primera consiste de sedimentitas clásticas sin metamorfismo mientras que la segunda son metasedimentitas de bajo grado metamórfico. Su edad se asigna al Devónico tardíor – Carbonífero temprano en base a escasos restos palinológicos (Giacosa y Márquez, 2002). Estas rocas se interpretan como parte de un prisma sedimentario que se depositó sobre el margen pasivo occidental del continente, cubriendo corteza continental del lado argentino y corteza oceánica hacia el oeste. Hacia fines del paleozoico la secuencia fue deformada formando parte de un complejo de subducción neopaleozoico, con un magmatismo asociado que se encuentra mas hacia el este respecto de la posición de los afloramientos de estas metasedimentitas (Giacosa y Márquez, 2002).

2.2.2.2 *Jurásico*

Este basamento es cubierto por vulcanitas jurásicas que abarcan una gran extensión tanto en la provincia de Santa Cruz como en toda la Patagonia. Se pueden dividir en dos grupos de acuerdo a su distribución geográfica y génesis, las cuales forman parte de la Cordillera Patagónica Austral y el Macizo del Deseado, respectivamente (Figura 2.10). Las rocas volcánicas jurásicas de la región cordillerana se agrupan como **Complejo El Quemado**. Está formado por rocas volcánicas y piroclásticas con espesores que van desde 600 a mas de 1000 metros (Panza y Haller, 2002). Este complejo se apoya en discordancia angular sobre las rocas del paleozoico (formaciones Río Lácteo y Bahía de La Lancha) y se le asigna una edad

que va desde el Bathoniano al Oxfordiano temprano (Panza y Haller, 2002). También se conoce a estas rocas como Serie Tobífera para esta región o Formación Lemaire para Tierra del Fuego (Nullo et al. 1999).

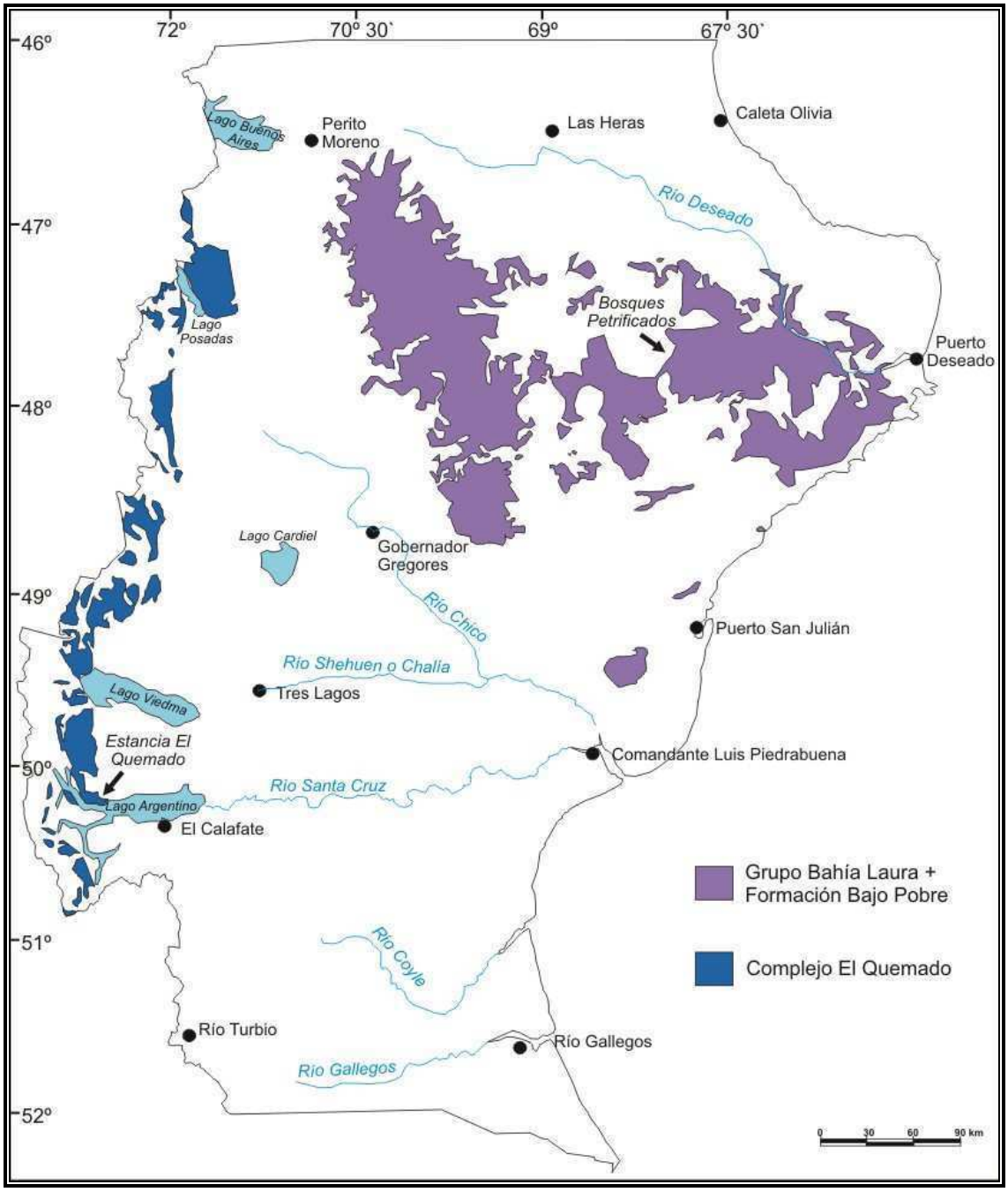


Figura 2.10. Mapa de afloramientos de vulcanitas jurásicas en la provincia de Santa Cruz.

El volcanismo jurásico en el Macizo del Deseado comprende las rocas epi y piroclásticas de la Formación Roca Blanca, las lavas y cuerpos subvolcánicos de la Formación Bajo Pobre y las lavas, piro y epiclastitas del Grupo Bahía Laura (Panza y Haller, 2002).

La unidad jurásica más representativa del Macizo del Deseado se conoce como **Grupo Bahía Laura** (Figura 2.10), el cual contiene a las **formaciones Chon Aike** y **La Matilde**. La primera está compuesta esencialmente por una sucesión de ignimbritas riolíticas, asociadas a aglomerados y brechas volcaniclásticas, tobas y escasas y restringidas lavas. Representa un magmatismo calcoalcalino que conformó un extenso plateau ignimbrítico (Pankhurst et al., 1998) que cubrió el relieve preexistente. Las edades radimétricas existentes abarcan un lapso desde el Toarciano al Tithoniano. Por su parte la Formación La Matilde se compone niveles delgados de tobas y tufitas, e interdigita lateral y verticalmente con la Formación Chon Aike.. El ambiente de depositación habría sido fluvial de baja energía, concomitante con un intenso volcanismo explosivo distante al sistema, que aportó gran cantidad de material piroclástico, bajo un clima húmedo. De acuerdo a su contenido fósil se le asigna una edad jurásica media a tardía (Panza y Haller, 2002).

Estas unidades volcánicas del Jurásico fueron agrupadas por Pankhurst *et* al. (1998) como una Gran Provincia Ígnea (*Large Igneous Province*) silícea a la cual nominaron Chon Aike. Esta agrupación comprende unidades equivalentes del Macizo del Somuncurá (Formación Marifil), así como las unidades jurásicas de la Cordillera Patagónica (Complejo El Quemado) y Península Antártica, sumando unos 350.000 km^3 de material volcánico y plutónico. Estos autores suponen un origen a partir de la fusión parcial de grandes volúmenes de corteza inferior, provocado por el calor aportado por la intrusión de plumas basálticas. Desde el punto de vista geotectónico se asocia a las unidades extrandinas de esta provincia a un período de extensión litosférica, relacionado con el rompimiento de Gondwana, asociado a un sistema de subducción que operaba en el margen pacífico (Pankhurst *et* al. ,1998).

2.2.2.3 *Cretácico*

El Cretácico de la provincia de Santa Cruz puede ser dividido de acuerdo a su distribución geográfica y edad en 3 sectores (Figura 2.11): al norte formando parte del relleno de la Cuenca del Golfo de San Jorge; en el sector oriental del Macizo del Deseado formando el relleno de la Cuenca de Baqueró; y al oeste y sur formando parte del relleno de la Cuenca Austral, cuyos afloramientos se observan principalmente a lo largo de la Cordillera Patagónica Austral. En este trabajo de tesis se hará hincapié en la evolución geológica de la Cuenca Austral, ya que las unidades estratigráficas objeto de este estudio son parte del relleno sedimentario de la mencionada cuenca.

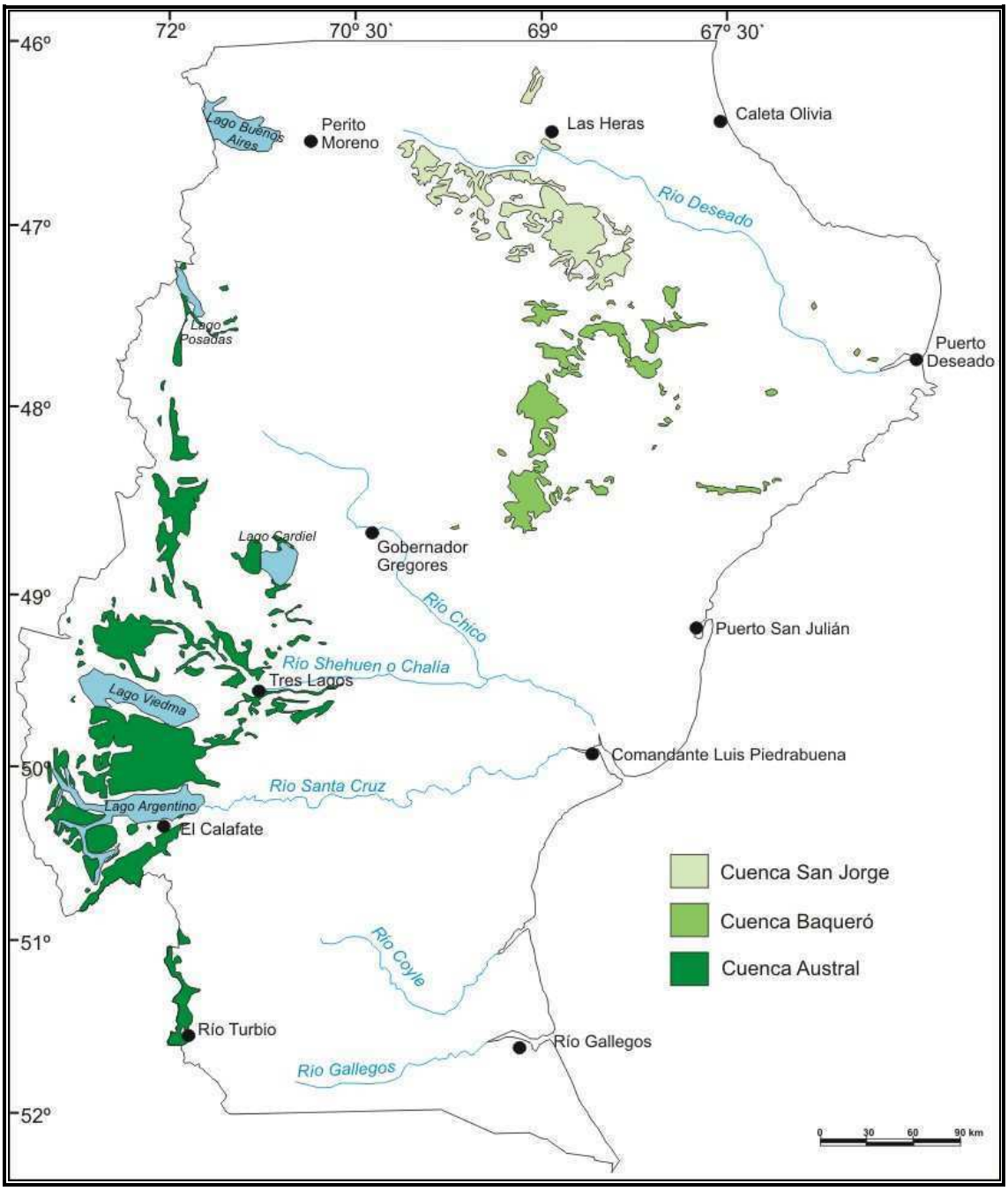


Figura 2.11. Distribución de afloramientos de los depósitos cretácicos de la provincia de Santa Cruz.

El relleno de las cuencas del Golfo de San Jorge y Baqueró se compone de epiclastitas y piroclastitas de origen mayoritariamente continental. La cuenca del Golfo de San Jorge es de importancia económica por la producción de hidrocarburos y arealmente se desarrolla entre los macizos del Deseado y Somuncurá, en las provincias de Chubut y norte de Santa Cruz. Desde el punto de vista cronológico, su relleno mesozoico puede dividirse en tres etapas: Jurásico, Cretácico temprano y Chubutiano (Cretácico temprano a tardío) (Hechem y

Strelkov, 2002). El Jurásico es parte del Grupo Bahía Laura anteriormente mencionado y puede considerarse como basamento económico o incluirse como parte del relleno inicial durante una etapa extensiva (*rifting*) que dio inicio a la depositación en fosas tectónicas (*grabenes y hemigrabenes*). Sobre estos se suceden los grandes mantos ignimbríticos que se extienden en gran parte de la Patagonia. El Cretácico inferior (y parte del Jurásico superior) está representado por sedimentación marina al oeste y lacustre al este en cubetas extensionales. La ausencia de depósitos piroclásticos indica inactividad del arco volcánico. Estos depósitos están en discordancia sobre el Gurpo Bahía Laura. El Chubutiano representa una nueva etapa de sedimentación continental asociada a importante actividad magmática, en donde la sedimentación ocupó áreas mas extensas que las anteriores, en una gran cubeta elongada en dirección este – oeste. Formalmente se lo reconoce como Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972) y consta de cuatro unidades limitadas por discontinuidades.

Por su parte la cuenca de Baqueró está relacionada a la cuenca de San Jorge y su basamento se constituye con el Grupo Bahía Laura. Las unidades sedimentarias iniciales, del Cretácico temprano, incluyen depósitos caoliníticos de ambientes continentales, principalmente lacustres, producto de la meteorización de las rocas volcaniclásticas del Jurásico. Por encima continúan depósitos fluviales producto del retrabajo de material piroclástico, el cual aumenta su participación hacia el tope de la sucesión. Los sedimentos de esta cuenca son equivalentes al Chubutiano inferior de la Cuenca del Golfo de San Jorge (Andreis, 2002).

Cuenca Austral

La distribución geográfica de la cuenca Austral o Magallánica es muy amplia, abarcando las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego, como así también parte del territorio chileno y la plataforma submarina suratlántica (Figura 2.12). Su margen austral es una complicada zona de acortamiento y movimientos de rumbo que forman el límite entre las placas de Scotia y Sudamericana en la Cordillera Fueguina.

Se reconocen tres etapas tectónicas principales en la evolución de la cuenca (Biddle et al., 1986; Robbiano, et al, 1996). La primera etapa marca el inicio de la cuenca a través de un período de extensión regional, relacionado con el desmembramiento de Gondwana en tiempos jurásicos. Esto produjo estructuras de grábenes y hemigrábenes asociados a volcanismo explosivo. Durante esta etapa de extensión, en el sector más austral de la cuenca llegó a formarse corteza oceánica, asociada a la apertura del Mar de Wedell (Robbiano, et al., 1996), en donde es conocida como Cuenca Marginal de Rocas Verdes (Zilli, et al., 2002). Esta parte

de la cuenca está representada por las potentes turbiditas y arcillitas de la Formación Yahgan del Jurásico tardío (Zilli, et al, 2002).

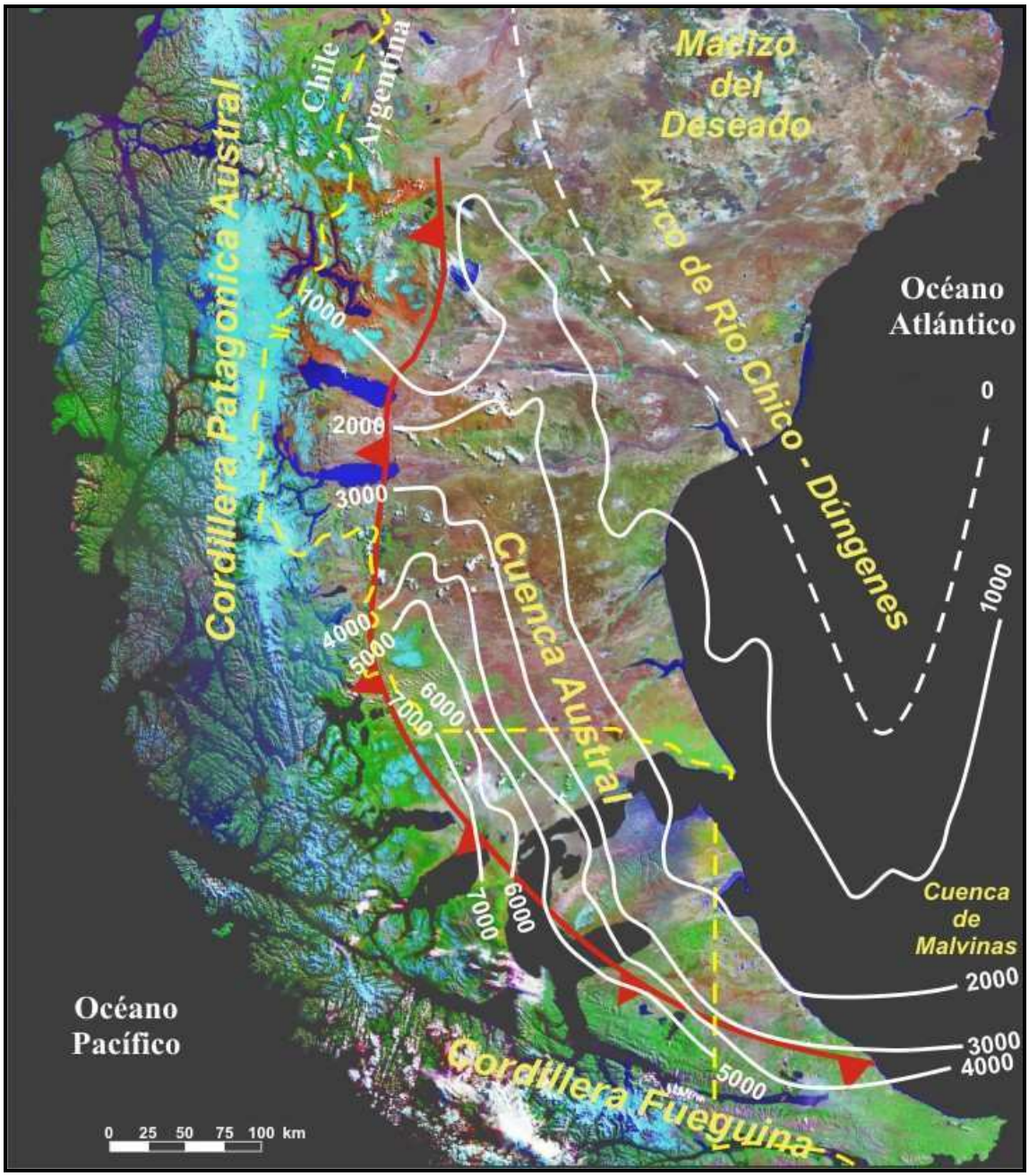


Figura 2.12. Rasgos estructurales de la Cuenca Austral. Modificado de Biddle et al. (1986) y Robbiano et al. (1996).

Posteriormente la cuenca sufrió subsidencia térmica (*sag phase*) desde el Jurásico tardío hasta el Cretácico temprano con el desarrollo de típicas secuencias regresivas (Robbiano et al., 1996). El sistema cambia a un régimen compresivo a partir del Cretácico tardío, que funciona hasta el Cenozoico. Esta etapa está asociada al levantamiento de la Cordillera

Patagónica Austral, cuyo inicio corresponde a los *Movimientos Patagonídicos* (Robbiano et al., 1996). Esta cordillera forma el margen occidental y austral de la cuenca, con el desarrollo de una faja plegada y corrida que produce subsidencia por carga en el antepaís (Biddle et al., 1986). Se reconoce una migración de los depocentros en el sentido noroeste al sudeste, desde el Cretácico al Cenozoico, y es por ello que los depósitos más jóvenes presentan mayor desarrollo en la porción oriental y austral de la cuenca (Robbiano et al., 1996). Durante el Cretácico y parte del Cenozoico, los sedimentos procedentes de la Cordillera Patagónica (desde el noroeste, oeste y sur) forman sistemas de onlap sobre el basamento oriental de la cuenca, marcando un complejo de baja tasa de sedimentación (Biddle et al., 1986).

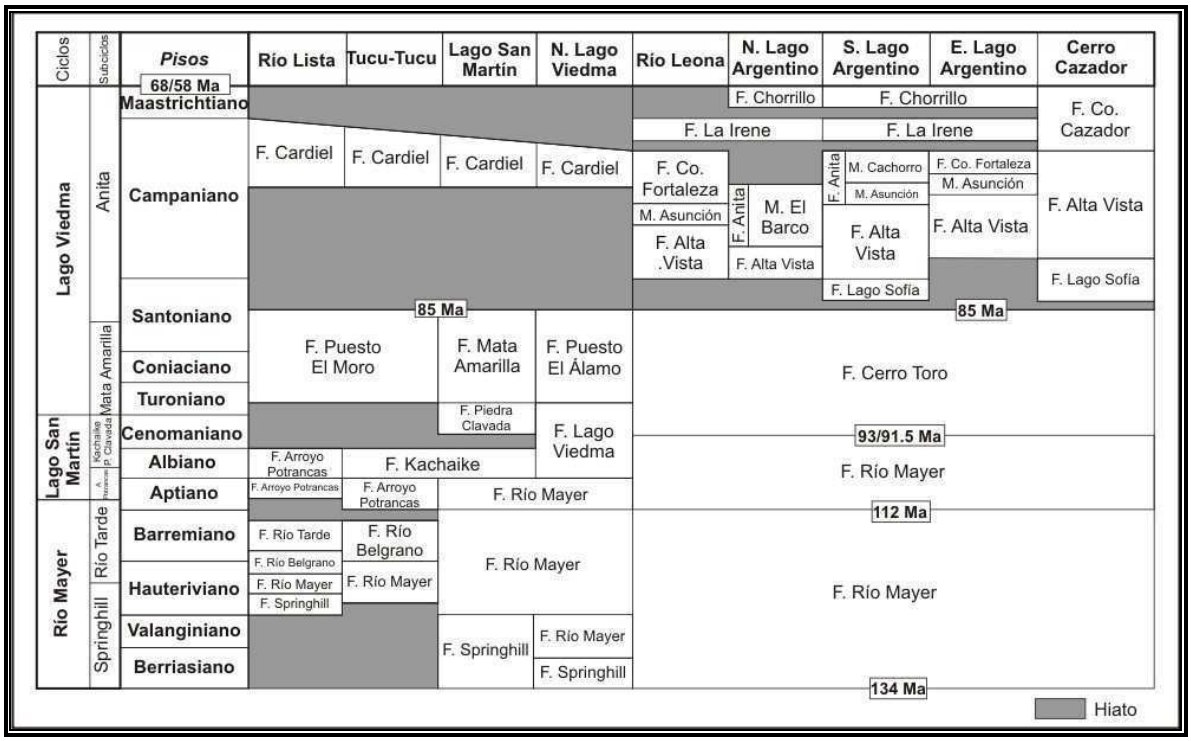


Figura 2.13. Ciclos Sedimentarios del Cretácico de la Cuenca Austral. Tomado de Arbe (2002).

En base a información de subsuelo en el depocentro de la cuenca, Biddle et al. (1986) dividieron su relleno en 6 ciclos depositacionales que incluyen la Formación Tobífera del Jurásico, la Formación Springhill e Inoceramus inferior del Cretácico inferior, la Formación Margas Verdes e Inoceramus medio del Cretácico medio a superior, la Formación Inoceramus superior y Arcillas Fragmentosas del Coniciano al Maastrichtiano, la formaciones Chorrillo Chico y Dorotea del Maastrichtiano al Paleoceno tardío, las formaciones Ballena, Tres Brazos, Leña Dura y Zona Glauconítica del Eoceno medio al Oligoceno temprano y

finalmente la Formación Loreto inferior del Oligoceno. Estos autores no incluyeron los depósitos subsiguientes del Oligoceno tardío al Mioceno, que tienen amplia distribución en toda la cuenca, y que en subsuelo se denominan como formaciones Loretto superior, Pampa Larga, y Magallanes. La parte superior de esta última unidad es equivalente al Patagoniano de Santa Cruz.

El relleno sedimentario Cretácico en la región santacruceña de la cuenca Austral fue dividido en tres Ciclos Sedimentarios por Arbe (2002), los cuales constituyen megasecuencias, o secuencias de segundo orden de acuerdo a Vail et al. (1977). Por su parte, Robbiano et al. (1996) dividieron el relleno de la cuenca Asutral en 6 secuencias de segundo orden, abarcando el lapso Jurásico tardío – Mioceno. Los ciclos o secuencias de tercer orden responden a variaciones eustáticas mientras que los de segundo orden responden a controles tectónicos. Los ciclos propuestos por Arbe (2002) para el Cretácico son el Ciclo Río Mayer (Berriasiano - Aptiano), el Ciclo Lago San Martín (Aptiano – Turoniano) y el Ciclo Lago Viedma (Turoniano – Maastrichtiano), cuyas subdivisiones estratigráficas se detallan en la Figura 2.13.

2.2.2.4 Cenozoico

En este trabajo se hará hincapié en la estratigrafía mesoterciaria de la Cuenca Austral, especialmente en el sur de la provincia de Santa Cruz. Se describirán las unidades litoestratigráficas agrupadas en regiones y localidades, dentro y en los alrededores del área de estudio en la región austral de Santa Cruz. De esta manera quedan conformadas dos regiones principales: la región occidental, en las estribaciones de la Cordillera de los Andes; y la región oriental, sobre la costa atlántica del sudeste de Santa Cruz.

Malumián (2002) divide a los depósitos cenozoicos del sur de Santa Cruz en cuatro ciclos de sedimentación, y reconoce dos áreas de sedimentación diferentes: un sector oriental de plataforma con efímeras transgresiones y un sector occidental cordillerano con espesas secuencias de antepaís, con casi 6000 metros de espesor total de sedimentos terciarios en la zona del Estrecho de Magallanes (Biddle et al., 1986).

2.2.2.4.1 Región Occidental

Dentro de esta región se reconocen afloramientos de unidades depositadas durante el Cenozoico desde el noroeste de Santa Cruz, en la región del Lago Posadas, hasta el extremo sudoeste en la región del Río Turbio. Todos estos depósitos representan el relleno de una

depresión, causada por el apilamiento tectónico de la cordillera que se elevaba al oeste, formando una cuenca de antepaís hacia el oriente.

La sedimentación producida a partir del Paleoceno, por encima del Ciclo Lago Viedma de Arbe (2002), fue agrupada por Robbiano et al. (1996) en dos ciclos sedimentarios denominados Terciario inferior (65-30 Ma) y Terciario superior (30-5 Ma). El límite entre ambos ciclos se lo coloca en una discordancia observada dentro de la Formación Río Leona. El primero ciclo se forma en respuesta a los movimientos ándicos iniciales. Presenta un hemiciclo (o subciclo) transgresivo formado por las formaciones Cerro Dorotea, Río Turbio inferior y Calafate, y se encuentra mediante discordancia tectónica sobre el ciclo cretácico inferior. Su edad está comprendida entre el Paleoceno (65 Ma) y el Eoceno temprano (49,5 Ma). El hemiciclo regresivo está compuesto por las formaciones Man Aike, Río Turbio y la parte inferior de Río Leona, dando un arreglo progradacional cuya edad queda restringida del Eoceno temprano al Oligoceno temprano (30 Ma). El Ciclo del Terciario superior yace en discordancia sobre el anterior, y se compone de secuencias principalmente regresivas y progradantes, con desarrollo de cuencas de antepaís profundas en el sector fueguino. El tramo inferior de este ciclo se compone de los conglomerados de la Formación Río Guillermo, seguidos de los depósitos continentales de la sección superior de la Formación Río Leona y la parte inferior de las sedimentitas marinas del Patagoniano, en un arreglo netamente transgresivo. En la región sur, presenta equivalentes turbidíticos. A partir del Mioceno temprano se instala el ciclo regresivo más importante de la Cuenca Austral (Robbiano et al., 1996), representado por la progradación de la Formación Santa Cruz sobre los depósitos de plataforma del Patagoniano. Hacia el sur sus equivalentes presentan facies de talud y cuenca.

Los dos ciclos terciarios propuestos por Robbiano et al. (1996) son parcialmente coincidentes con los cuatro ciclos propuestos por Malumián (2002), en donde los dos ciclos inferiores de este último autor se equiparan con el cilco Terciario inferior de Robbiano et al. (1996); mientras que los dos ciclos superiores de Malumiàn (2002) se equiparan con el cilco del Terciario superior de Robbiano et al. (1996). El límite entre los dos ciclos del Terciario de Robbiano et al. (1996), colocado internamente a la Formación Río Leona, difiere ligeramente del límite entre los ciclos del Eoceno medio superior – Oligoceno inferior y Oligoceno cuspidal – Mioceno medio de Malumián (2002) quien propone dicho límite en la base de la transgresión “Patagoniana”.

Las propuestas estratigráficas resumidas para cada localidad del occidente santacruceño se puede observar en el cuadro de la Figura 2.14.

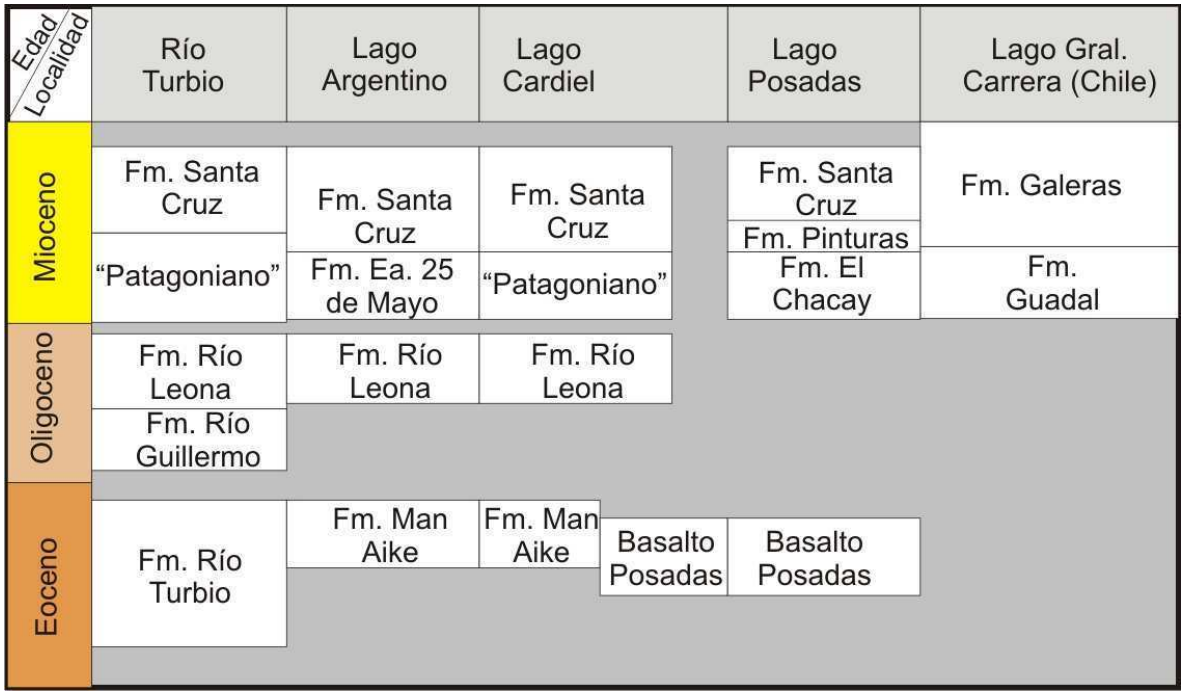


Figura 2.14. Cuadro estratigráfico para la región occidental de Santa Cruz y equivalentes en Chile. Referencias en el texto.

Región del Río Turbio

Se individualiza a esta localidad ya que aquí se ha construido una nomenclatura estratigráfica diferente del resto de la Cuenca Austral, y es en esta zona en donde se registra el mayor espesor de sedimentos terciarios de la provincia.

Formación Corro Dorotea

Fue nominada de esta manera por Hünicken (1955). Está representada principalmente en la Sierra Dorotea, y se compone de areniscas de grano fino a medio, con abundantes fragmentos volcánicos. Se le atribuye una edad desde Daniano a Paleoceno tardío en base al contenido de microfósiles (Malumián y Caramés, 1997). Estas areniscas representan una alternancia de ambientes marinos restringidos y continentales (Malumián y Caramés, 1997; Camacho et al., 1998). La unidad desaparece hacia el norte y no es posible correlacionarla con la Formación Calafate, de edad Maastrichtiana o con la Formación Man Aike como lo apuntan Riccardi y Rolleri (1980), ya que esta última fue redefinida enteramente como perteneciente al Eoceno (Maluminán 1990). Esto significa que desde la región del Lago Argentino hacia el norte y este, no se reconocen depósitos de edad Paleocena. Un pico de caolinita en el techo de la unidad, asignable al óptimo climático del Paleoceno, puede ser

correlacionado con la unidad *Magallanes inferior* registrada en subsuelo (Malumián y Caramés, 1997).

Su base es concordante con los depósitos del Cretácico superior (Camacho et al., 1998), y el contacto con la superior Formación Río Turbio para algunos autores es gradual (Hünicken, 1955) o discordante para otros (Feruglio, 1949-50).

Formación Río Turbio

Definida por Hünicken (1955) en la región carbonífera de Río Turbio, está compuesta por unos 600 metros de sedimentos, divididos en dos partes, inferior y superior. Se dispone concordantemente sobre la Formación Cerro Dorotea e infrayace en discordancia a la Formación Río Guillermo (Camacho et al., 1998; Manassero, et al. 1990). Malumián y Caramés (1997) adoptan un horizonte glauconítico para separar ambas partes, basados en el cambio microfaunístico que se observa a partir de él. El Miembro inferior se compone de un delgado conglomerado basal, seguido de areniscas verdosas con invertebrados marinos y restos de plantas. Culmina con un horizonte carbonoso de 34 metros de potencia, compuesto de ciclos granodecrecientes. El Miembro superior consiste de una intercalación de niveles continentales carbonosos y marinos muy fosilíferos (Camacho et al., 1998) y se divide en cuatro secciones, de las cuales la inferior yace sobre un *hardground*, comenzando con areniscas glauconíticas con invertebrados marinos. La segunda sección es un conglomerado apoyado sobre una superficie de erosión, intercalado con areniscas y coquinas. La tercera sección incluye un nivel carbonoso y la cuarta, consiste de conglomerados, areniscas y pelitas, con niveles de coquinas con ostras (Malumián y Caramés, 1997).

Estos microfósiles indican depositación en ambientes estresantes, posiblemente de salinidad reducida, aislados del mar abierto, lo cual es coherente con las características sedimentológicas de la unidad y la abundancia de fósiles terrestres bien conservados. Según Manassero et al. (1990) serían ambientes de marismas, con períodos lacustres costeros desarrollados en clima cálido, intercalados con sedimentos de plataforma somera.

Su contenido micropaleontológico, el cual es muy similar al de la Formación Man Aike, permite asignarle una edad que va desde Eoceno medio a Eoceno tardío, y también podría correlacionarse con la parte basal de la sedimentación registrada en el Gran Bajo de San Julián (ver descripción de esta unidad más adelante) (Malumián y Caramés, 1997). Su contenido de invertebrados marinos confirman esta asignación (Griffin, 1991). Mannasero et al. (1990) la correlacionan, al menos en parte, con la Formación Río Leona. El nivel

glauconítico reconocido en el Miembro superior puede ser correlacionado con el "Glauconítico B" en subsuelo.

Formación Río Guillermo

Fue definida como tal por Hünicken (1955), separándola de la subyacente Formación Río Turbio a la cual estaba integrada de acuerdo a la definición de Feruglio (1949-50). Aflora únicamente en la región del Río Turbio, en donde yace en discordancia sobre la Formación Río Turbio, sobre la cual se apoya un conglomerado basal. Está compuesta principalmente por conglomerados, finos a gruesos, intercalados con areniscas y pelitas carbonosas, dispuestos en ciclos granodecrecientes, con un arreglo general granodecreciente (Manassero et al., 1990; Rodríguez Raising et al., 2008). Rodríguez Raising et al. (2008) reconocieron cuatro asociaciones de facies representantes de sistemas fluviales de cada vez menor energía hacia el tope, bajo un clima templado. Hacia el norte se hacen mas abundantes las facies finas carbonosas (Nullo y Combina, 2002). Contiene abundantes troncos silicificados transportados e incluso en posición de vida pertenecientes a *Nothofagus* (Rodríguez Brizuela y Pujana, 2006).

Las asignaciones temporales y las correlaciones con otras unidades son diferentes para diversos autores. Hünicken (1955) la asignó al Oligoceno tardío mientras que Riccardi y Rolleri (1980) la asignan al Oligoceno – Mioceno, y la correlacionan con las formaciones Río Leona y Centinela. Para Manassero et al. (1990) esta unidad se correlaciona con la Formación Río Leona de la región del Lago Argentino. De acuerdo a Malumián y Caramés (1997) y Malumián y Panza (2000) su edad se acotaría al Eoceno tardío por suprayacer en discordancia a la Formación Río Turbio. Camacho et al. (1998), Nullo y Combina (2002) y Robbiano et al. (1996) la correlacionan con los términos basales de la Formación Río Leona, lo cual indica que su edad sería oligocena tardía.

Lago Argentino- Lago Viedma

A pesar de estar próxima a la localidad anterior, la comarca de los lagos Argentino y Viedma se presenta individualmente ya que en esta región fueron definidas varias unidades litoestratigráficas, muchas de las cuales presentan equivalentes estratigráficos en la localidad anterior.

Formación Man Aike

Durante mucho tiempo esta unidad fue mal interpretada y confundida con unidades inferiores del Cretácico, de características litológicas muy similares. Los estratos que hoy en día se conocen como Formación Man Aike (Russo y Flores, 1972; Furque 1973) fueron originalmente denominados "Horizonte de la Estancia Man Aike" en la zona del Río Shehuén (o Chalía) y Lago Cardiel por Piatnitzky (1938) y Feruglio (1949-50), ubicándolos en el Cretácico mas alto y destacándolos de los sedimentos inferiores por poseer una asociación de moluscos diferente. De la misma manera, para la región del Lago Argentino, Feruglio (1949-50) los incluye en la parte superior de los "Estratos de Calafate". Russo y Flores (1972) y Furque (1973) la describen y definen como unidad formacional en la región del río Leona y el río Shehuén, como parte de la sedimentación del Maastrichtiano tardío - Paleoceno, pero confunden estos mismos depósitos al sur del Lago Argentino con la Formación Calafate. El mismo error cometen Riccardi y Rolleri (1980) que incluyen dentro de esta unidad a niveles de la Formación Calafate, asignando una edad que abarca desde el Cretácico al Paleoceno. Macellari et al. (1989) incluyen a la Formación Man Aike como la parte transgresiva de una secuencia integrada con la Formación Calafate considerándola de edad cretácica tardía, aunque mencionan la presencia de una fauna de moluscos diferente en la parte superior de la unidad.

La fauna de invertebrados marinos de la Formación Man Aike se compone de braquiópodos, gastrópodos, bivalvos y equinodermos (Camacho et al., 1998; Camacho et al., 2000; Casadío et al., 2009). Litológicamente se compone de areniscas masivas y entrecruzadas, conglomerados y coquinas, de colores amarillentos y verdosos, con abundante glauconita (Furque 1973; Camacho et al., 2000; Rodríguez y Cobos 2008; Casadío et al., 2009). En su parte inferior se reconocen conglomerados y areniscas gruesas en arreglo granodecreciente y cuerpos lenticulares, con abundantes restos de invertebrados marinos y hacia arriba dominan las areniscas entrecruzadas y con niveles de fuerte bioturbación (Marenssi et al., 2002). Se interpreta como depositada inicialmente en un ambiente de canales submareales seguido por una planicie submareal, formando parte del relleno de un valle inciso (Marenssi et al., 2002). Recientemente Casadío et al. (2009) asignan un ambiente fluvial en su sección inferior que pasa a ambientes estuáricos hacia arriba, culminando con sedimentos de mar abierto, en un arreglo típicamente transgresivo.

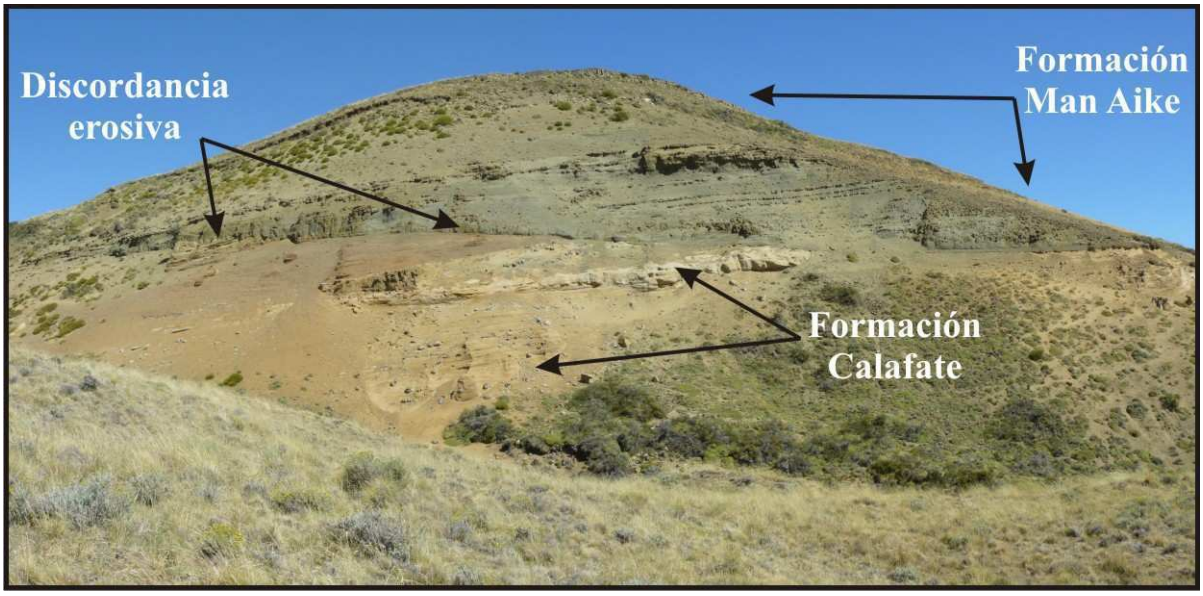


Figura 2.15. Discordancia entre las formaciones Man Aike, superior, y Calafate, inferior en el Arroyo 25 de Mayo, al sudeste del Cerro Calafate. Nótese el relieve de la discontinuidad. Las facies amarillentas corresponden a areniscas deltaicas mientras que las verdosas a areniscas glauconíticas de origen marino.

Malumián (1990) le asignó una edad eocena media – tardía en base a foraminíferos, estudiados en una perforación en la zona del Río Sheuhén. Kraemer y Riccardi (1997) adoptan una edad Paleocena e inclusive Maastrichtiana en la región del Lago Argentino. Posteriormente Camacho et al. (2000) describen su fauna de invertebrados, lo cual permite hacer una clara distinción paleontológica y litológica respecto de los estratos maastrichtianos inferiores (Formación Calafate y Mata Amarilla), indicando un importante hiato entre el Maastrichtiano y el Eoceno medio. Marenssi et al. (2002) la describen por primera vez al sur del Lago Argentino, separándola de la inferior Formación Calafate en su área tipo mediando una importante discordancia (Figura 2.15) y recientemente Casadío et al. (2009) confirman su edad eocena media en base al análisis faunístico, correlaciones y datos de isótopos de Sr. Su fauna de invertebrados, comparable con la parte superior de la Formación Río Turbio, y datos de isótopos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ confirman la edad Eocena media de la Formación (Casadío et al., 2009).

Así definida, esta unidad aflora en la región sudoccidental de Santa Cruz en los valles de los ríos Shehuén o Chalía, Leona y Santa Cruz, y al sur del Lago Argentino. Hacia el norte se la reconoce hasta el Lago Cardiel. También se la reconoce en subsuelo en la región oriental de Santa Cruz (Malumián 1994). Los espesores en general son escasos y variables, alrededor de 100 metros (Furque 1973; Camacho et al., 2000; Marenssi et al., 2002), aunque algunos

autores (e.g. Riccardi y Rolleri, 1980) le asignaron 400 metros, probablemente incluyendo parte de la Formación Calafate en ella. Se apoya en discordancia sobre la Formación Calafate (Figura 2.15) y Mata Amarilla (Camacho et al., 2000) y de acuerdo a Marenssi et al. (2002) y Casadío et al. (2009) la Formación Man Aike rellena un valle inciso labrado sobre la unidad inferior. Esta discordancia se reconoce en varias localidades de la región del Lago Argentino (Marenssi et al., 2002; Rodríguez y Cobos, 2008) y también en el subsuelo de la región sudeste de Santa Cruz (Riggi 1979b). Está cubierta también en discordancia por la Formación Río Leona (Camacho et al., 2000; Marenssi et al., 2002; Casadío et al., 2009) y se correlaciona con la parte superior de la Formación Río Turbio (Camacho et al., 1998; Camacho et al., 2000; Casadío et al., 2009).

Formación Río Leona

Esta unidad es enteramente no marina, y su localidad tipo se encuentra sobre el río homónimo, entre los lagos Argentino y Viedma. Corresponde a los "Estratos del Río Leona" de Feruglio (1944, 1949-50) y Russo y Flores (1972) y Furque (1973) la definen y mapean como unidad formacional para el área al sur del Lago Argentino y este del río Leona.

Se compone de un conglomerado basal, areniscas finas, medianas hasta conglomerádicas, con abundantes restos de troncos silicificados dominados por *Nothofagáceas* (Pujana 2007, 2008), pelitas carbonosas y niveles volcaniclásticos (Figura 2.16), en un arreglo granodecreciente, con ciclos de reactivación menores (Marenssi et al., 2005). Se la interpreta como depositada en ambientes fluviales que evolucionaron desde entrelazados de alta energía hasta meandrosos y anastomosados de baja energía (Marenssi et al., 2005). La abundancia de niveles con material carbonoso y el contenido polínico sugieren la depositación en ambientes pantanosos bajo un clima húmedo y templado (Barreda et al., 2009).

Se apoya en discordancia sobre los estratos marinos de la Formación Man Aike y es cubierta en forma transicional por los depósitos marinos de la Formación Estancia 25 de Mayo (Marenssi et al., 2005; Cuitiño y Scasso, 2010). Según Furque (1973) ambas unidades conforman un solo grupo sedimentario y el límite entre ambas lo constituye un cuerpo de tobas, las cuales en esta tesis se incluyen dentro de la Formación Estancia 25 de Mayo, por estar intercaladas en la parte marina de la sección. Robbiano et al. (1996) dividen a la unidad en dos partes, separadas por una discontinuidad. La parte basal perteneciente a un hemiciclo regresivo, en tanto que la parte superior la asignan a un ciclo transgresivo, asociada a la transgresión Patagoniana.

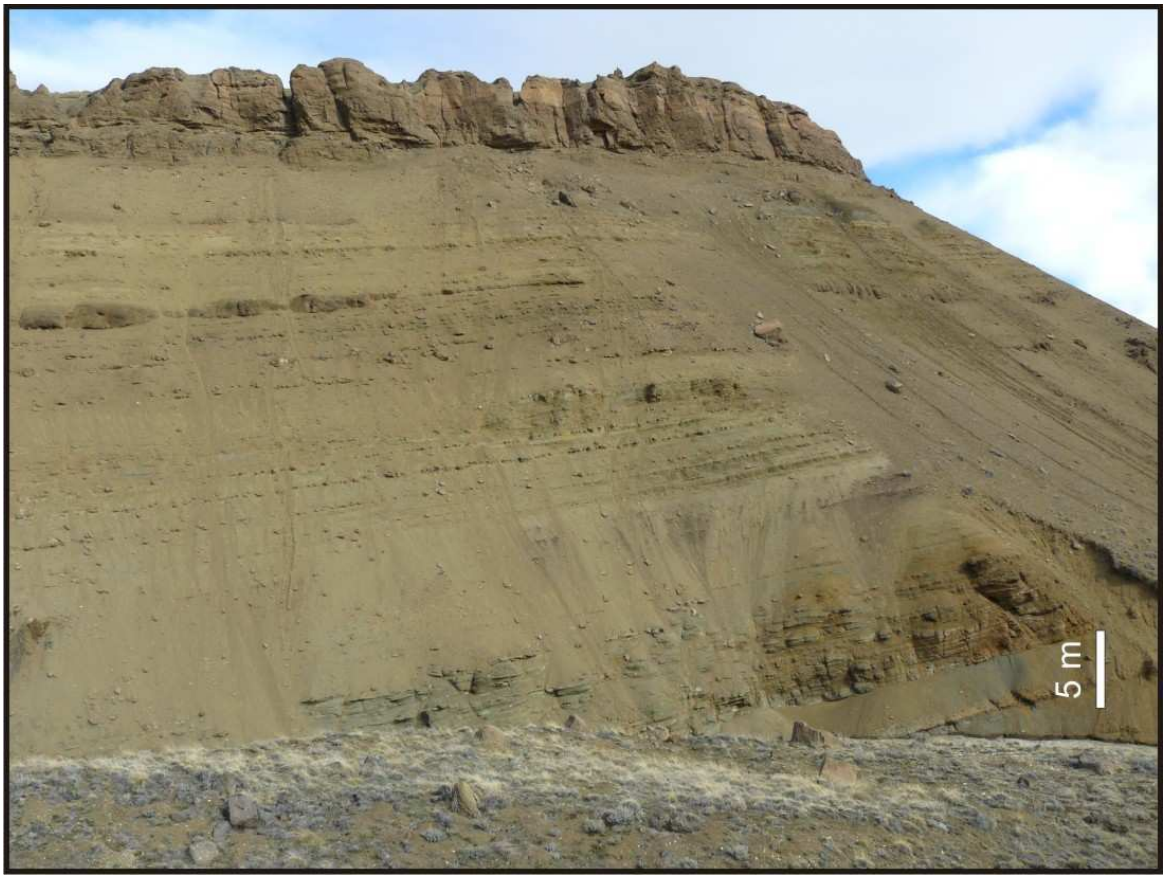


Figura 2.16. Vista de afloramiento de parte de la Formación Río Leona en al arroyo Bandurrias. Dominan intercalaciones de areniscas y pelitas oscuras. En el tope se observa un banco conglomerádico.

Furque (1973) la asigna al Paleoceno, posiblemente Daniano, por su posición estratigráfica. Ha sido asignada al Eoceno terminal hasta el Oligoceno temprano por su posición estratigráfica (Náñez, 1989; Malumián 1990; Malumián y Caramés, 1997). Barreda et al. (2009) en base al análisis palinológico la colocan en el Oligoceno tardío inicial, indicando diferencias sustanciales en el contenido paleoflorístico con respecto a la parte inferior de la suprayacente Formación Estancia 25 de Mayo, atribuible al Mioceno temprano (datos confirmados por edades isotópicas, ver capítulo "Edad") sugiriendo un hiato en el contacto entre ambas.

Formación Estancia 25 de Mayo (ex Formación Centinela)

Fue recientemente nominada por Cuitiño y Scasso (2010) reemplazando el anterior nombre de Formación Centinela (ver sección 1.3 de esta Tesis), y ha sido asignada al "Patagoniano". Su área tipo se encuentra al sur del Lago Argentino, en los campos de la

Estancia 25 de Mayo, y se la reconoce como tal desde la región del Lago Posadas al norte, hasta la zona de Río Turbio al sur. Hacia el este se hunde bajo la cubierta detrítica moderna, y sus afloramientos mas orientales se reconocen en las inmediaciones del Cañadón El Mosquito (Figura 2.8).

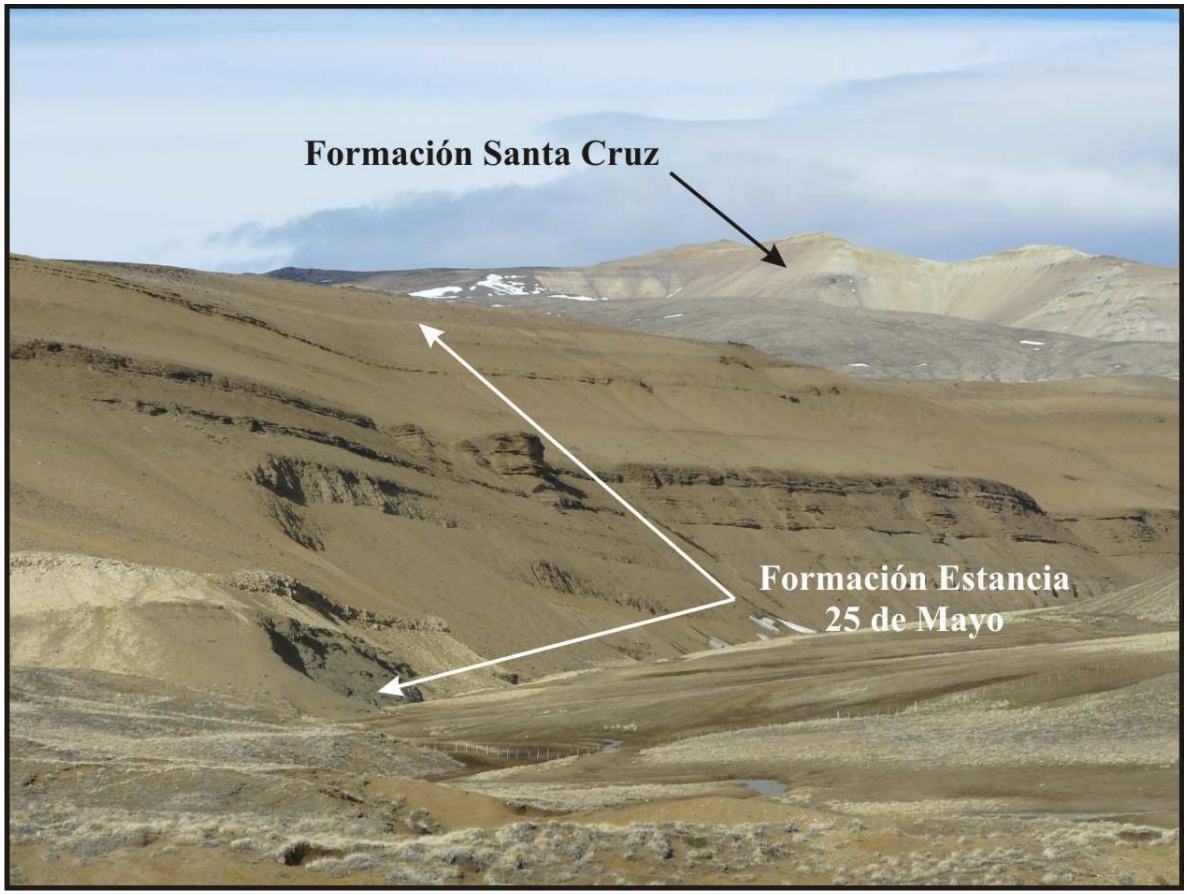


Figura 2.17. Afloramiento de la Formación Estancia 25 de Mayo en el Arroyo Bandurrias. Al fondo se reconocen los sedimentos pertenecientes a la Formación Santa Cruz.

En la región de Río Turbio los afloramientos son muy escasos y la única exposición se da en el valle del Arroyo Oro, donde aparecen areniscas con estratificación entrecruzada, macizas y fosilíferas, además de niveles de ostras. En la región del Lago Argentino consiste de areniscas finas y gruesas, intercaladas con niveles tobáceos y fosilíferos (Manassero et al., 1990; Cuitiño y Scasso, 2010) (Figura 2.17). Esta unidad se distingue de las otras unidades marinas de la región por el abundante contenido de sedimentos volcaniclásticos, lo que indica que su depositación fue concomitante con el volcanismo en la región cordillerana (Camacho et al., 1998) y por los conspicuos niveles de ostras de gran tamaño. En su parte basal contiene foraminíferos y escasos ostrácodos de ambientes de planicie costera similares a los de la

Formación Monte León (Malumián y Caramés, 1997). Su porción inferior está compuesta por sedimentos de grano fino, deleznables, lo que hace a sus afloramientos de mala calidad. Por este motivo, varios autores han inferido la naturaleza de la relación respecto a la infrayacente Formación Río Leona. Furque y Camacho (1972) afirman que su base es una discordancia erosiva. El techo lo constituye la Formación Santa Cruz.

Detalles adicionales sobre las características sedimentológicas, paleoambientes de depositación y edad, serán ampliadas en los capítulos siguientes de esta Tesis Doctoral.

Formación Santa Cruz

Por encima de la Formación Estancia 25 de Mayo yace en concordancia la Formación Santa Cruz (Cuitiño y Scasso, 2010). Ésta se caracteriza por una alternancia de pelitas, areniscas, tobas y en menor proporción conglomerados finos, los cuales aparecen formando cuerpos lenticulares (canales) (Figura 2.18), depositados en un ambiente continental fluvial. Esta relación se reconoce en casi todas las localidades en donde aflora el "Patagoniano", aunque algunos autores han propuesto una discordancia angular entre ambas (Ramos 1982) o una discordancia erosiva (Casadío et al, 2001). Durante los trabajos de campo de este estudio estas relaciones de discordancia no fueron observadas, en cambio se registraron pasajes transicionales entre los ambientes costeros de la unidad inferior y los ambientes fluviales de la superior, tanto en la región occidental como en la región oriental.

Figura 2.18. Vista de afloramiento de la Formación Santa Cruz en el Río Bote. Nótese los cuerpos lenticulares sobresalientes, correspondientes a paleocanales.

La edad de esta unidad queda definida en su parte inferior como miocena temprana (Burdigaliano) en base a datos radimétricos obtenidos durante este trabajo de tesis (ver capítulo "edad").

Son escasos los estudios geológicos publicados sobre la formación Santa Cruz en esta región. Las primeras menciones corresponden a Feruglio (1949-50) quién reconoce esta unidad como "Santacrucense" y determina un espesor aproximado de 500 metros. Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) la describen al sur del Lago Argentino y la dividen en tres miembros: el Miembro Los Dos Mellizos, inferior, compuesto principalmente por pelitas con intercalaciones de areniscas tobáceas; el Miembro Bon Accord, medio, dominado por areniscas y tobas con escasos conglomerados finos; y el Miembro de los Huelguistas, superior, dominado por areniscas y conglomerados, con escasos niveles de tobas. Datos adicionales de esta unidad serán aportados en la sección de la región oriental.

Lago Posadas – Lago Cardiel

Esta región está escasamente explorada y el conocimiento que se tiene de la estratigrafía del Cenozoico es muy pobre, con excepción de algunas unidades de interés paleontológico (p.e. la Formación Pinturas).

En la región del Lago Cardiel aflora una sucesión de estratos terciarios equiparable a la conocida en Lago Argentino. Las unidades reconocidas en la comarca del Lago Cardiel son la Formación Man Aike, Formación Río Leona, "Patagoniano" y Formación Santa Cruz (Ramos 1982). El "Patagonaino" de esta región fue denominado como Formación Centinela por Ricardi y Rolleri (1980) al extender hacia el norte el nombre designado por Furque y Camacho (1972) para la zona de Lago Argentino. Por su parte Chiesa y Camacho (1995) denominan al Patagoniano de esta región como Formación El Chacay al extender la denominación asignada al "Patagoniano" de Lago Posadas. Recientemente la denominación de Formación Centinela fue reemplazada por la de Formación Estancia 25 de Mayo por Cuitiño y Scasso (2010) para la región del Lago Argentino. Este cambio de nominación no debe extenderse hacia otras regiones sin antes realizar un análisis detallado de las facies sedimentarias del "Patagoniano" en cada una de ellas. Por este motivo, en esta Tesis Doctoral la unidad de interés en la región del Lago Cardiel se llamará informalmente como "Patagoniano".

Hacia el norte de Lago Cardiel y a lo largo de una faja aproximadamente nornoroeste-sudsudeste de unos 150 km, existe una zona de extensos afloramientos asignados al "Patagoniano" sobre los cuales no existe bibliografía alguna a excepción de algunos mapas

regionales (Ramos 1982, Panza et al., 2003). Únicamente en la zona del Lago Posadas existen antecedentes sobre el "Patagoniano" y otras unidades del Cenozoico medio, que se detallan a continuación.

Basalto Posadas

Riggi (1958) denomina de esta manera a un manto basáltico intercalado entre el "Chubutesne" y los depósitos marinos del "Patagoniano" en la región del Lago Posadas. Ramos (1982) lo describe en la región del Lago Cardiel y obtiene edades radimétricas que indican un pico de actividad magmática en el Eoceno medio.

Formación El Chacay

Chiesa y Camacho (1995) proponen esta designación para el "Patagoniano" de la región del Lago Posadas, con el objeto de diferenciar estos depósitos marinos de los del resto de la provincia de Santa Cruz. Estos autores la dividieron en tres secciones, una inferior de carácter transgresivo y las dos secciones superiores netamente regresivas. La distinción respecto de unidades equivalentes en Lago Argentino se basa en que la Formación El Chacay presenta mayor participación pelítica y menor contenido piroclástico.

En la región del Lago Posadas y Lago Cardiel la Formación El Chacay se apoya sobre el Basalto Posadas de edad eocena media (Ramos 1982) y es cubierta por la Formación Santa Cruz de edad miocena. Chiesa et al. (1995) correlacionan la fauna de invertebrados marinos de la Formación El Chacay con la de la Formación San Julián a las cuales asignan una edad eocena.

Formación Pinturas

Esta unidad litoestratigráfica fue definida por Bown et al. (1988) para denominar una sucesión continental del Mioceno inferior aflorante en el valle del río Pinturas, unos 100 km al noreste del Lago Posadas, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Posteriormente Bown y Larriestra (1990) extienden sus límites geográficos hacia áreas más allá del valle del río Pinturas y detallan sus características sedimentológicas y estratigráficas. Destacan su naturaleza continental con depósitos eólicos y fluviales, que muestran desarrollo de paleosuelos con marcado aporte de material piroclástico. Fleagle et al. (1995) obtuvieron fechados radimétricos para esta unidad destacando una edad algo más antigua que la Formación Santa Cruz en su área tipo (región de Monte León). Recientemente Kramaz y Bellosi (2005) aportaron datos bioestratigráficos y paleoambientales adicionales, y

correlacionaron la secuencia superior de la Formación Pinturas con la base de la Formación Santa Cruz en su área tipo, por lo que las secuencias inferiores de la primera unidad serían más antiguas que la Formación Santa Cruz. Esto significa que la Formación Pinturas sería equivalente temporal del Superpatagoniano de acuerdo a Bellosi (1995) y a los datos cronoestratigráficos obtenidos en esta tesis.

2.2.2.4.2 Región Oriental

Esta región comprende los afloramientos que aparecen en los acantilados a lo largo de la costa atlántica de Santa Cruz, con énfasis en la región sudeste, en el Gran Bajo de San Julián y en los valles de los ríos que surcan la meseta patagónica, como el Santa Cruz, Chico y Sheuhén o Chalía. Adicionalmente se mencionan unidades cenozoicas equivalentes en la región noreste de Santa Cruz.

La cubierta sedimentaria de la Cuenca Austral en la región sudeste de Santa Cruz es muy delgada ya que se ubica cercana al Alto de Río Chico (Figura 2.12), región con escasa subsidencia a lo largo de la historia de la cuenca, y en donde sólo se han depositado las unidades más modernas (Oligoceno en adelante). Hacia el noreste de Santa Cruz aparecen unidades algo más antiguas que se describen a continuación.

Formación Sarmiento

Esta unidad es una sucesión piroclástica originada en planicies loéssicas (eólicas), fluviales y subordinadamente en lagos someros (Bellosi 2010), que se encuentra distribuida en la cuenca del Golfo de San Jorge (Bellosi 1995). En su área tipo Bellosi (2010) la divide en 6 miembros separados por discontinuidades de distinta naturaleza, desde discordancias erosivas a paleosuperficies no erosivas. La Formación Sarmiento fue depositada durante un lapso prolongado de tiempo que comprende desde el Eoceno medio hasta el Mioceno temprano e internamente presenta hiatos importantes (Ré et al., 2010). Durante el tiempo de depositación de estas sedimentitas continentales tuvieron lugar tres transgresiones marinas atlánticas conocidas como Juliense, Leonense y Superpatagoniense (Bellosi, 1995). En el noreste de Santa Cruz, en la Cuenca Mazarredo (Bellosi 1995), esta unidad presenta edades Casamayorenses (Eoceno medio) y Deseadenses (Oligoceno tardío) y se encuentra cubierta en discordancia por la Formación San Julián o por la Formación Monte León (Bellosi 1995).

Formación San Julián

Definida como unidad litoestratigráfica por Bertels (1970) para la región de San Julián y el bajo homónimo. Se constituye de arcillitas en su porción basal que hacia arriba pasan a areniscas muy fosilíferas. La misma autora posteriormente la dividió en dos miembros: Gran Bajo, inferior, y Meseta Chica, superior (Bertels 1977) (ver sección "antecedentes").

En el Miembro Gran Bajo se reconoció una asociación de palinomorfos de gran diversidad, de origen dominantemente continental con escasos ejemplares marinos transicionales, que representarían procedencia de un bosque templado húmedo (Heredia et al., 2008). Recientemente Náñez et al. (2009) reconocen afinidades eocenas en esta parte de la sucesión.

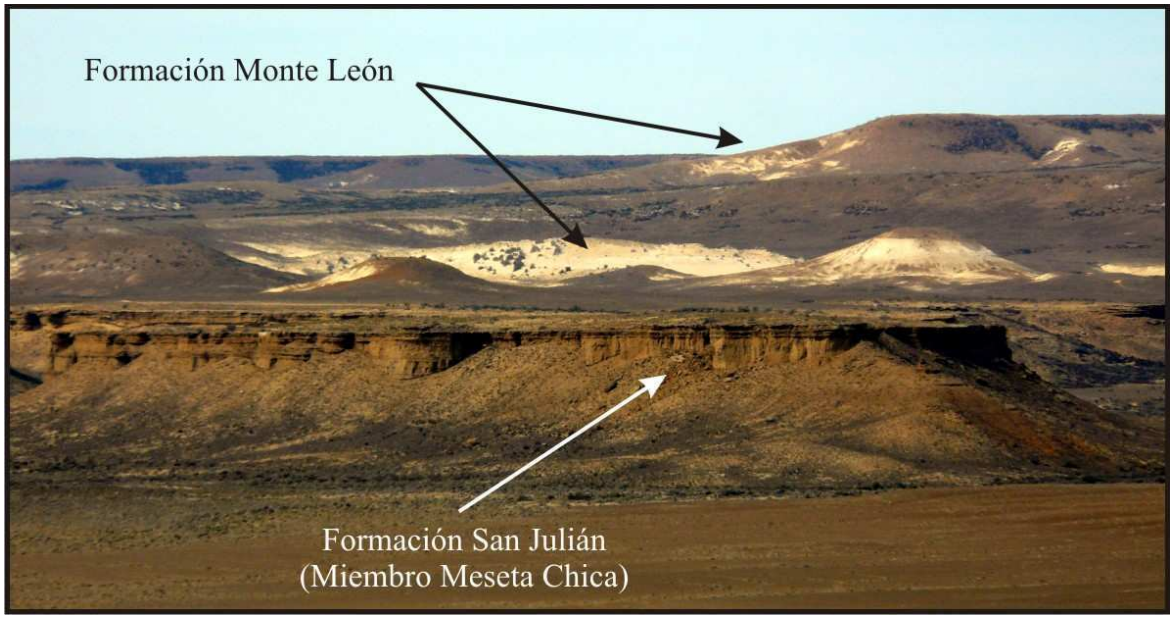


Figura 2.19. Afloramientos de las formaciones San Julián y Monte León en el Gran Bajo de San Julián. La meseta que se ve en primer plano es la denominada Meseta Chica.

La composición litológica y los ambientes de depositación del Miembro Meseta Chica fueron descriptos por Manassero et al. (1997). Estos autores reconocen tres ciclos somerizantes en un ambiente marino de plataforma de alta energía, dominado por oleaje con frecuentes tormentas. Parras y Casadío (2005), basados en las características tafonómicas de los niveles fosilíferos, dividen a la Formación San Julián en dos cortejos sedimentarios: un cortejo transgresivo inferior que incluye al miembro Gran Bajo y el tramo inferior del miembro Meseta Chica; y un cortejo de mar alto, que incluye la parte superior del Miembro Meseta Chica.

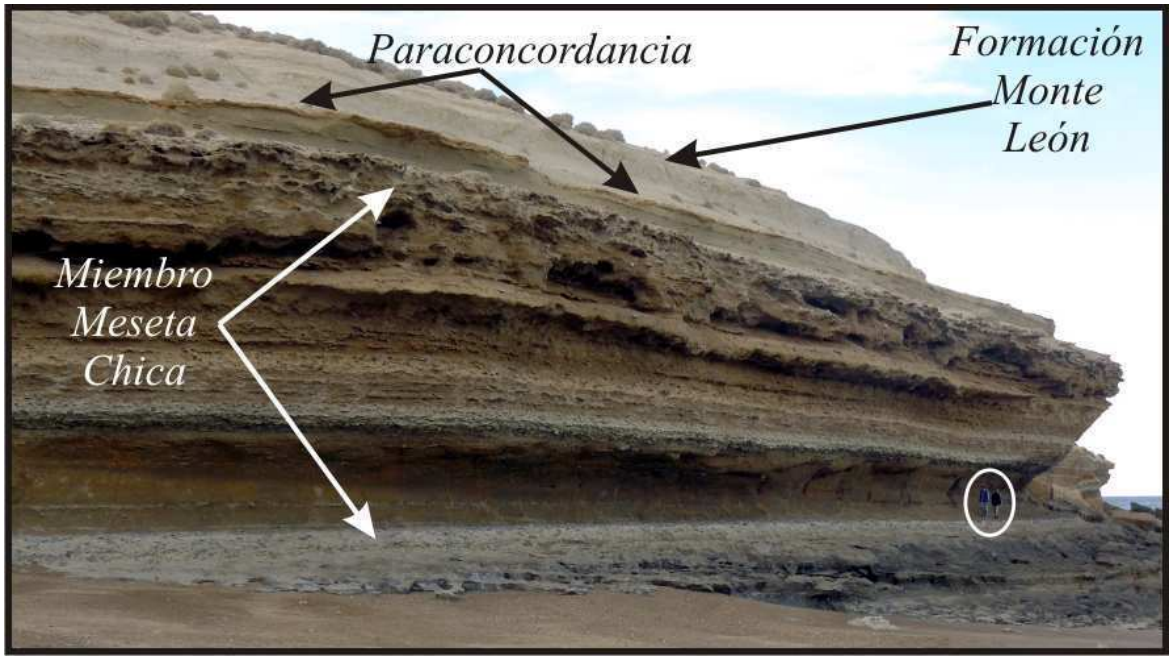


Figura 2.20. Afloramiento de las formaciones San Julián (Miembro Meseta Chica) y Monte León. Localidad Punta Cuevas, al norte de San Julián. El contacto entre ambas unidades se reconoce como un banco rojizo horizontal, interpretado como una paraconcordancia.

Bertels (1970) la asigna al Oligoceno tardío (Chattiano) en base a su contenido microfaunístico, al igual que Barreda (1997) en base al contenido polínico. Recientemente, Parras et al. (2008) la asignan al Oligoceno tardío en base a isótopos de Sr en *Crassostrea hatchieri* y Náñez et al. (2009) confirman esta asignación en base al estudio micropaleontológico.

Formación Monte León

Fue definida por Bertels (1970) como unidad litoestratigráfica para la zona de la desembocadura del río Santa Cruz y Monte León. Está integrada esencialmente por limolitas y areniscas finas con gran aporte piroclástico (chonitas y tobas), grises a amarillentas, de origen marino. Ocupa una extensa área en la región sudeste de Santa Cruz y yace en paraconcordancia sobre la Formación San Julián (Figura 2.20). Se la divide en dos miembros (Bertels 1980, ver sección “Antecedentes”) cuyas características han sido discutidas recientemente por Parras y Griffin (2009).

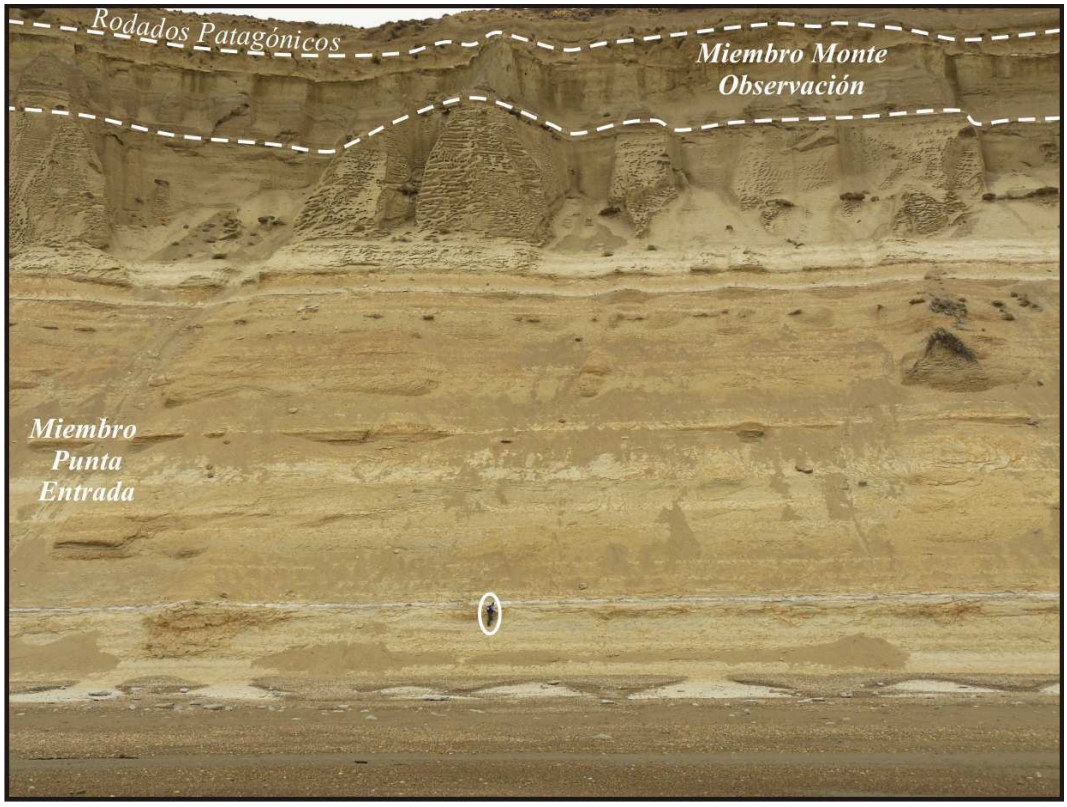


Figura 2.21. Afloramiento de la Formación Monte León en Punta Quilla, en donde domina el Miembro Punta Entrada. Por encima yacen en discordancia los Rodados Patagónicos.

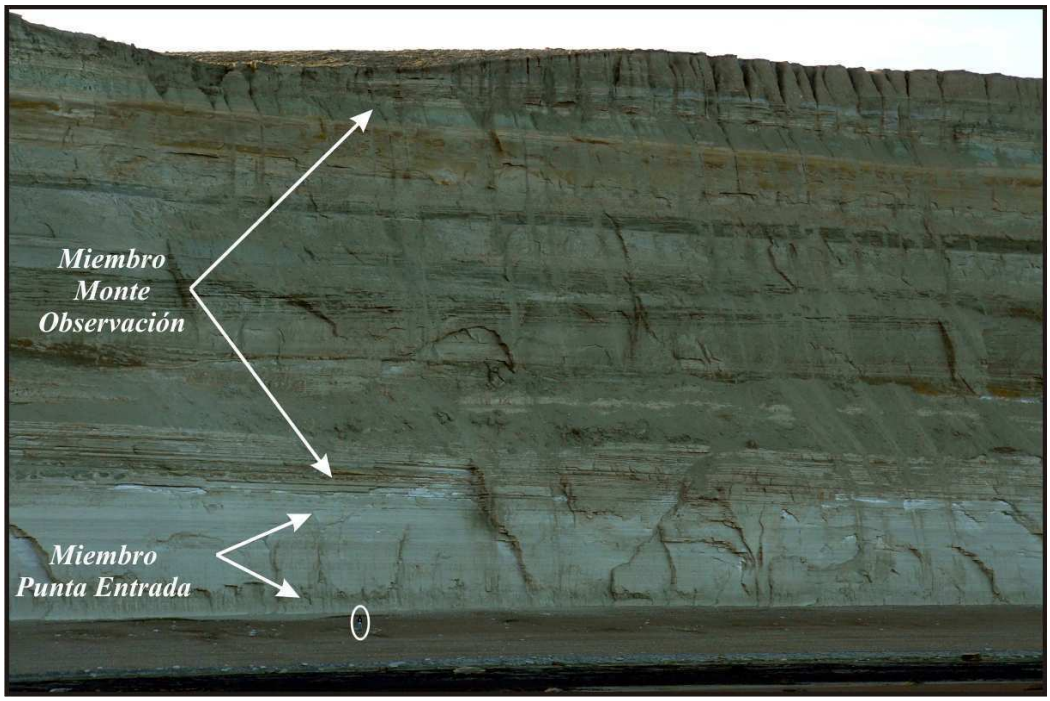


Figura 2.22. Vista del afloramiento de la Formación Monte León en el parque homónimo. En esta localidad dominan las facies del Miembro Monte Observación.

El Miembro Punta Entrada (Figura 2.21) consiste de una sucesión monótona de limolitas y areniscas muy bioturbadas, que preservan escasas estructuras sedimentarias mecánicas, fosilíferas, con abundantes intercalaciones piroclásticas (tobas). El Miembro Monte Observación (Figura 2.22) en cambio, se compone de alternancias de bancos pelíticos y heterolíticos con bancos arenosos, que preservan escasos fósiles y escasa a nula bioturbación, dominado por facies que preservan estructuras sedimentarias mecánicas.

En cuanto a su edad, Bertels (1970) asigna a la Formación Monte León al Oligoceno superior (Chattiano) en base a su contenido microfaunístico. Edades radimétricas obtenidas para la sección basal de la suprayacente Formación Santa Cruz en la región de Monte León (Fleagle et al., 1995), indican que esta unidad no puede ser más joven que los 19 Ma.

Formación Santa Cruz

Nombre utilizado por Russo y Flores (1972) para denominar lo que Ameghino llamó como *Piso Santacruceño* y representa lo que Feruglio (1949-50) denominó Santacrucense. Al parecer ya se había usado el nombre previamente, por eso Riggi (1979b) la denomina Formación Río Coyle, aunque este nombre quedó en desuso.

Esta unidad aflora en una gran área dentro de la provincia de Santa Cruz. Desde la costa atlántica hasta los valles de los ríos Chico, Chalía (o Sheuhén), Santa Cruz, Coyle y Gallegos al sur de la provincia, y en la zona occidental al sur del Lago Argentino y el área de Río Turbio. A pesar de la gran distribución de sus afloramientos, se han hecho pocos estudios de índole estratigráficos, sedimentológicos y paleoambientales, volcándose la mayoría de ellos al análisis paleontológico de su fauna de mamíferos fósiles.

Se caracteriza por la ausencia de discontinuidades mayores (Fleagle et al., 1995), y por presentar en su parte inferior intercalaciones marinas, relacionadas a la unidad infrayacente, sobre la cual descansa en forma transicional. En el sector costero del sudeste de Santa Cruz se reconocen dos miembros (Tauber 1997a): uno inferior denominado Miembro Estancia La Costa, donde dominan depósitos piroclásticos y pelitas epiclásticas, con abundantes restos de mamíferos; y uno superior denominado Miembro Estancia Angelina, compuesto principalmente por pelitas y areniscas epiclásticas, pobre en restos fósiles. En el sector sudoccidental de la provincia de Santa Cruz, al sur del Lago Argentino, Furque y Camacho (1972) la dividieron en tres miembros, de acuerdo a diferencias litológicas, los cuales suman unos 500 metros de potencia (Furque, 1973). En la parte inferior se encuentra el Miembro Los Dos Mellizos, en el cual dominan las arcillitas, con intercalaciones de areniscas tobáceas. Los restos de mamíferos fósiles indican que este miembro es parte de la sección inferior del

Santacrucense de Feruglio (1949-50). Esta sección sería algo más antigua que el *Santacrucense* de la zona costera (Furque y Camacho, 1972). Por encima sigue el Miembro Bon Acord compuesto de intercalaciones de tobas y areniscas medianas a conglomerádicas y por encima de éste en concordancia yace el Miembro Los Huelguistas compuesto por areniscas y conglomerados, con escasa participación tobácea (Furque y Camacho, 1972).

La Formación Santa Cruz presenta una muy rica fauna de mamíferos fósiles, aunque también se encuentran anfibios y aves (Tauber, 1997b), los cuales son muy abundantes en los afloramientos del sudeste de la provincia, principalmente en los acantilados costeros de Monte León y Monte Observación (Fleagle et al., 1995). Según Rodríguez et al. (2008) esta riqueza fosilífera se debe a condiciones tafonómicas favorables al momento de la depositación de la unidad, como lo son la alta tasa de sedimentación, el gran aporte de material piroclástico de caída y la escasa removilización del sedimento. El análisis paleoecológico de sus restos fósiles permitió reconocer un desmejoramiento climático hacia el tope de la sucesión (Tauber, 1997b).

El contenido de mamíferos fósiles permite ubicar a esta unidad al Mioceno (Furque y Camacho, 1972). La cantidad y diversidad de estos fósiles, ha permitido establecer una “Edad Mamífero” (*Land Mammal Age*) denominada Santacrucense (Flynn y Swisher, 1995; Tauber 1997). Las edades radimétricas obtenidas por Marshall et al. (1986) y Fleagle et al. (1995) para la zona de la costa atlántica permitieron acotar la edad de la unidad entre aproximadamente 17 a 16 Ma, es decir, Mioceno temprano.

De acuerdo a Robbiano et al. (1996) esta unidad forma parte del ciclo regresivo más importante de toda la Cuenca Austral, junto con el Patagoniano, configurando una rampa de antepaís.

CAPÍTULO III

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

3. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Es objeto de esta Tesis Doctoral analizar en detalle las características sedimentológicas de la Formación Estancia 25 de Mayo (Cuitiño y Scasso, 2010) en varios afloramientos de la región al sur del Lago Argentino (Figura 3.1). Posteriormente se hará una descripción somera de las características sedimentológicas de unidades equivalentes de otras localidades del sur de la provincia de Santa Cruz con el fin de establecer comparaciones y correlaciones entre dichos depósitos.

3.1 REGIÓN DEL LAGO ARGENTINO

En el área delimitada por la margen sur del Lago Argentino hasta las Sierra Baguales en el límite con Chile, aflora una espesa sucesión sedimentaria que forma parte del relleno de la Cuenca Austral o Magallánica (ver Sección 2.2.2). En la parte superior de esta sucesión aparecen las unidades sedimentarias de interés para este estudio. Éstas han sido depositadas en ambientes de sedimentación continentales y marinos y sus edades abarcan desde el Oligoceno tardío al Mioceno medio (Figura 3.1) y se conocen formalmente como Formación Río Leona (Oligoceno tardío), Formación Estancia 25 de Mayo (Mioceno temprano) y Formación Santa Cruz (Mioceno temprano - medio). La estratigrafía general de estas unidades fue detallada en la sección 2.2.2 de esta tesis. Cabe destacar que la Formación Estancia 25 de Mayo, asignada a la transgresión “Patagoniana” y previamente conocida como Formación Centinela (Furque y Camacho, 1972), ha sido dividida en dos miembros: el inferior llamado Miembro Quién Sabe y el superior llamado Miembro Bandurrias (Cuitiño y Scasso, 2010). Ambos se encuentran separados por una discontinuad de alcance regional, la cual en este trabajo es denominada como *Discontinuidad Interna* (DI) (ver sección 3.1.3). En la figura 3.2 puede visualizarse esta división estratigráfica.

Para estudiar en detalle las características sedimentológicas de la Formación Estancia 25 de Mayo, y parte de los depósitos adyacentes de las formaciones Río Leona y Santa Cruz, se efectuaron perfiles sedimentológicos de campo en las localidades indicadas en la Figura 3.1. En total se levantaron 9 perfiles sedimentológicos en esta área, que muestran grados variables de exposición. Estos perfiles sedimentológicos se encuentran representados a escala en el “Anexo I” de esta tesis, en donde pueden consultarse los detalles de las columnas sedimentarias de cada localidad. En la Figura 3.2 puede verse un esquema de correlación general para estos perfiles. La localidad estudiada más occidental es la Sierra Cuncuna,

mientras que la más oriental es la del Río Bote. Entre ellas, los perfiles más completos son los del Arroyo Bandurrias y el de la Estancia Quién Sabe.

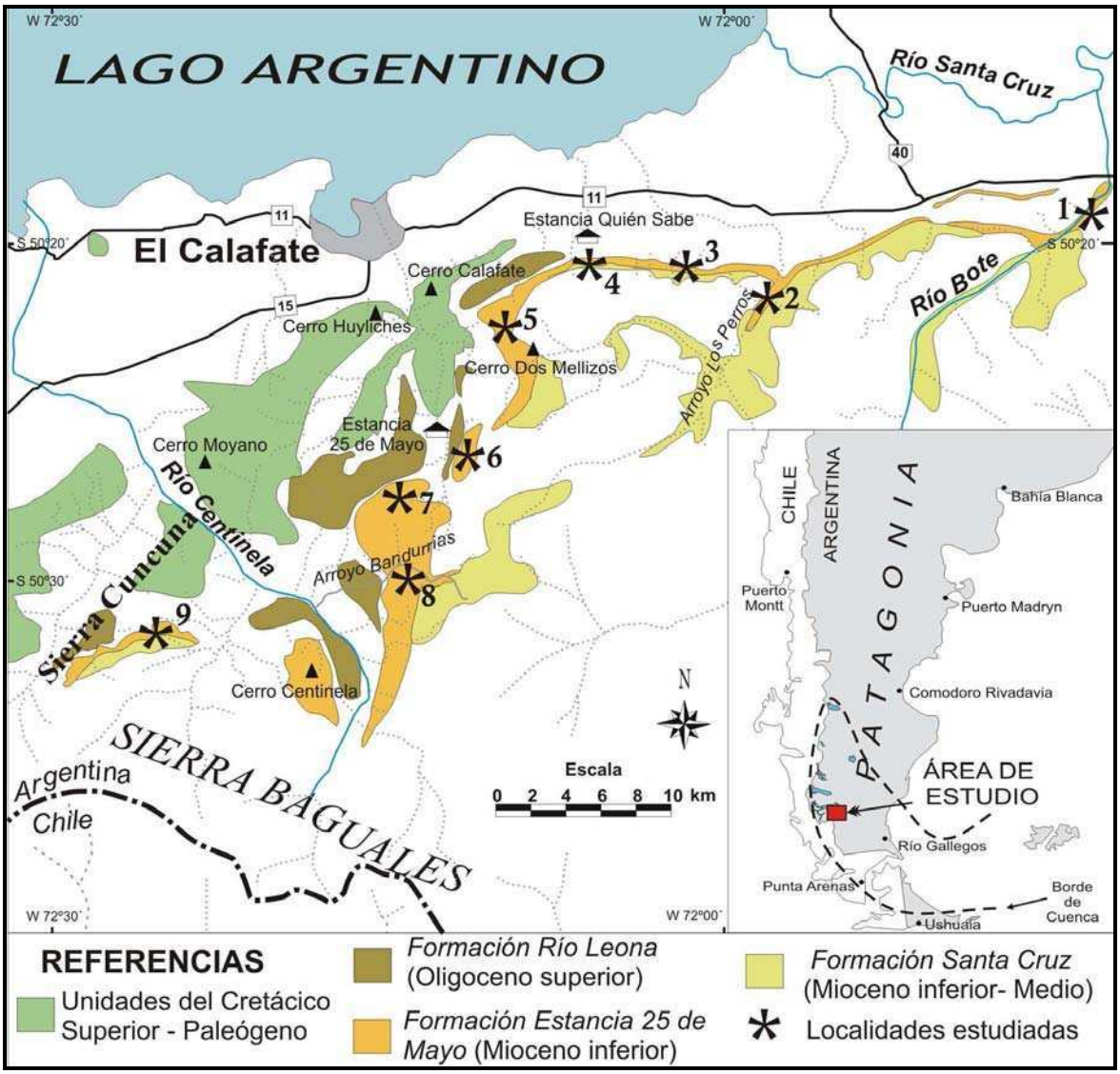


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado de la región al sur del Lago Argentino. Se indican las localidades estudiadas en esta región: 1) Río Bote; 2) Arroyo Los Perros; 3) Estancia Rincón Amigo; 4) Estancia Quién Sabe; 5) Cerro Dos Mellizos; 6) La Sección Norte; 7) La Sección Sur; 8) Arroyo Bandurrias; 9) Sierra Cuncuna. En el inserto se indica, con línea cortada, la posible extensión de la cuenca miocena.

En los perfiles analizados, la Formación Estancia 25 de Mayo presenta en general un espesor aproximado de 180 metros. Su base está parcialmente expuesta en "La Sección Sur", en donde se observa que las facies continentales de la Formación Río Leona subyacen a las facies marinas de la Formación Estancia 25 de Mayo (Figura 3.27A). La superficie de

contacto entre ambas formaciones se encuentra casi siempre cubierta. Marenssi et al. (2005) reconocen un contacto transicional y proponen como límite entre ambas unidades al último banco de carbón. El límite superior de la unidad es transicional con la Formación Santa Cruz, y en este trabajo se coloca arbitrariamente en el último banco de ostras que aparece en cada perfil. Esta transición está mejor expuesta en el perfil Arroyo Bandurrias (Figura 3.4) y Rincón Amigo (Figura 3.8), aunque también puede observarse, en general, en todos los perfiles del área. De oeste a este, el contacto entre las unidades mencionadas aparece progresivamente más hundido. En Sierra Cuncuna el contacto está erodado (por encima de los 1000 msnm) mientras que en Arroyo Los Perros o Río Bote yace cercano a los 400 msnm y se encuentra bien expuesto. Esto es producto del levantamiento andino que deforma estas capas sedimentarias. En la región de estudio, la estructura consiste de un gran homoclinal inclinando suavemente al este, correspondiente al frente de deformación de la faja plegada y corrida andina que se desarrolla hacia el oeste (Ghiglione *et al*., 2009).

3.1.1 Perfiles estudiados

De sudoeste a noreste los perfiles estudiados son:

Sierra Cuncuna (Figura 3.3; Anexo I-B)

Como se dijo anteriormente, ésta es la localidad más occidental de la región (Figura 3.1) y es de difícil acceso. El afloramiento es pobre por lo cual no se obtuvo abundante información de esta localidad, a excepción de un nivel piroclástico que sirvió para muestrear y llevar a cabo dataciones radimétricas sobre esas muestras (ver Capítulo V). Aflora principalmente el Miembro Quién Sabe, y parte del Miembro Bandurrias. La base está cubierta y el techo se encuentra erodado.

Arroyo Bandurrias (Figura 3.4; 3.22; 3.27B; Anexo I-C)

Esta es la localidad tipo para la Formación Estancia 25 de Mayo. Aquí es posible observar ambos miembros de la unidad, además de las unidades infra y suprayacentes, es decir las Formaciones Río Leona y Santa Cruz, respectivamente.

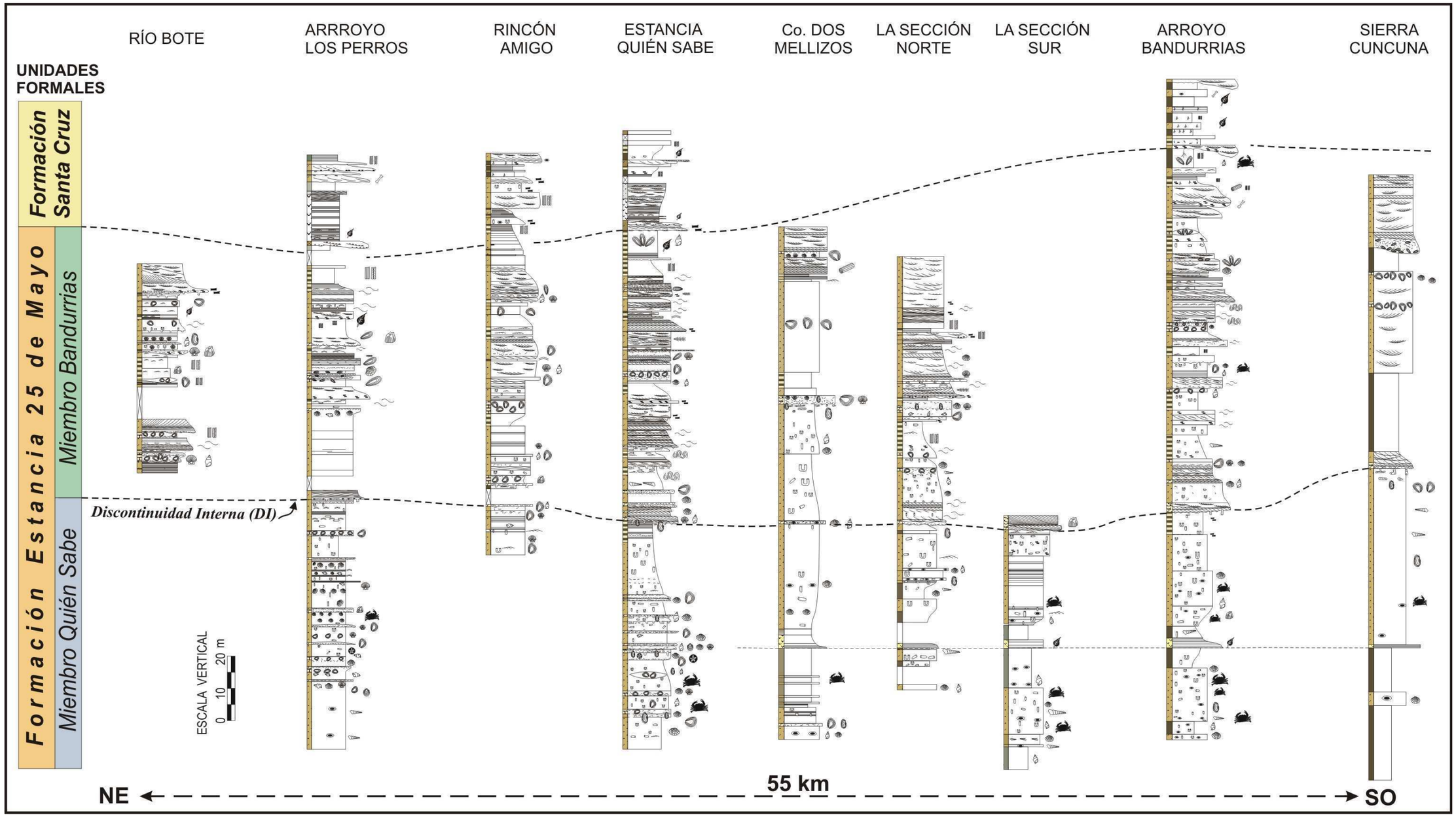


Figura 3.2. Correlación de perfiles sedimentológicos del área sur del Lago Argentino. Ambos miembros de la Formación Estancia 25 de Mayo se separan mediante una discontinuidad de importancia regional (DI). Nótese el cambio de facies en ambos miembros y el cambio en la diversidad y abundancia de fósiles. El límite con la Formación Santa Cruz es transicional, y arbitrariamente se coloca en el último nivel fosilífero de cada localidad. Referencias en el Anexo I-A.

La Sección

En los alrededores de la Sección de la Estancia 25 de Mayo se encuentran afloramientos aislados de la unidad de interés (Figura 3.1). En esta localidad se levantaron dos perfiles de detalle denominados "La Sección Norte" (Figura 3.5; Anexo I-E) y "La Sección Sur" (Figura 3.27A; Anexo I-D). En el perfil La Sección Sur es posible observar el contacto basal con la Formación Río Leona (Figura 3.27A), el nivel piroclástico inferior (ver Sección 3.1.5) y las facies del Miembro Quién Sabe. El Miembro Bandurrias sólo aparece representado por sus facies inferiores.

Por su parte, en el perfil "La Sección Norte" aparece una sucesión más completa (Figura 3.5), sin embargo los contactos basal y superior aparecen cubiertos. Aquí afloran ambos miembros, aunque la discontinuidad interna (DI) es difícil de reconocer.

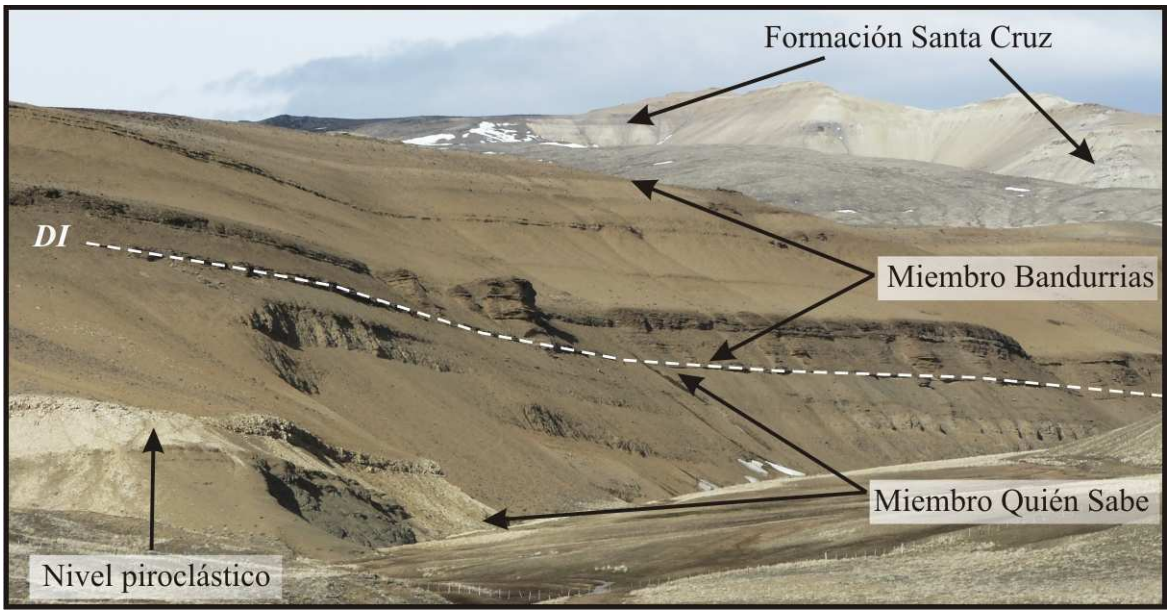


Figura 3.4. Vista hacia el este del afloramiento del Arroyo Bandurrias. Se destaca en la base el nivel piroclástico inferior por su color blanquecino. Ambos miembros están presentes, separados por la discontinuidad interna (DI). Hacia el tope aparece la Formación Santa Cruz de colores claros.

Cerro dos Mellizos (Figura 3.6; Anexo I-F)

En esta localidad pueden reconocerse ambos miembros de la unidad, separados por la discontinuidad interna (DI). La Formación Río Leona aparece cubierta y la Formación Santa Cruz aparece por encima, aunque es difícil caracterizarla debido a la mala calidad del afloramiento.

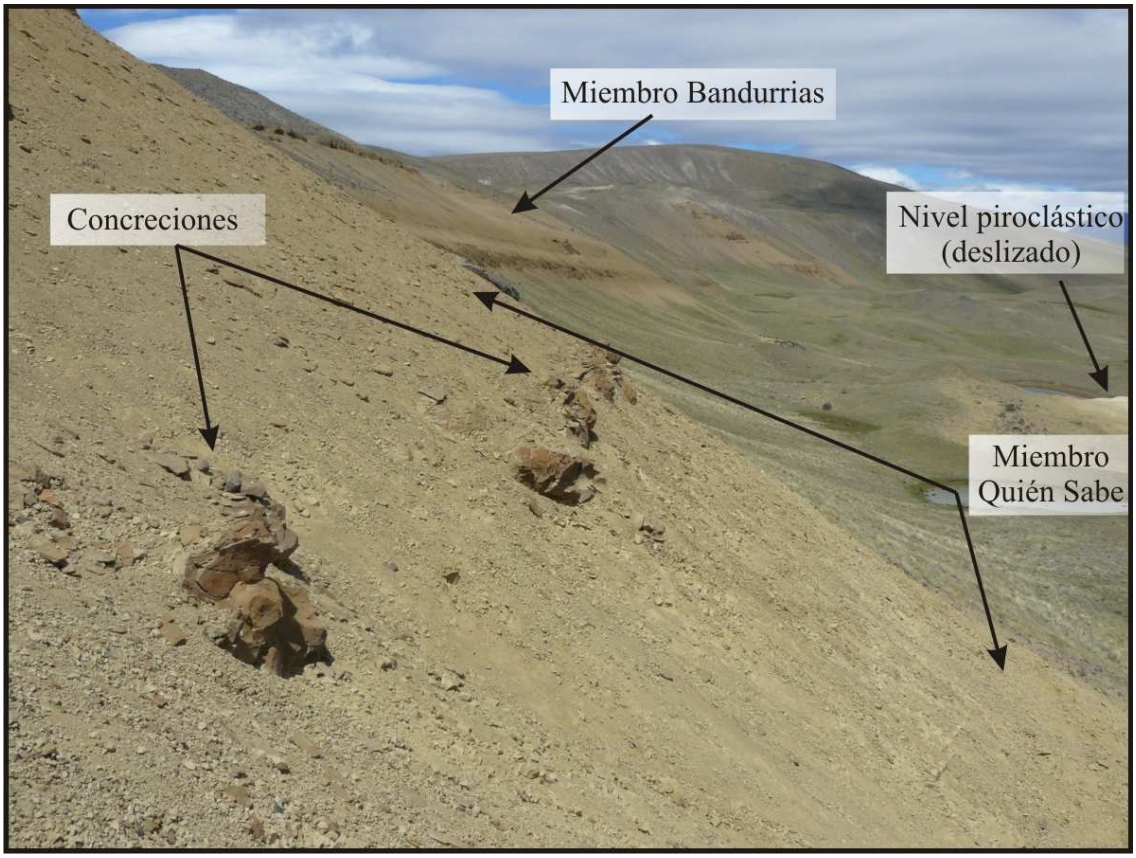


Figura 3.5. Vista hacia el sur del perfil de La Sección Norte. En primer plano se observa uno de los niveles concrecionales del Miembro Quién Sabe. Al fondo y estratigráficamente por encima aparece el Miembro Bandurrias. El nivel piroclástico inferior aparece en deslizamientos más abajo. El tope se encuentra cubierto.

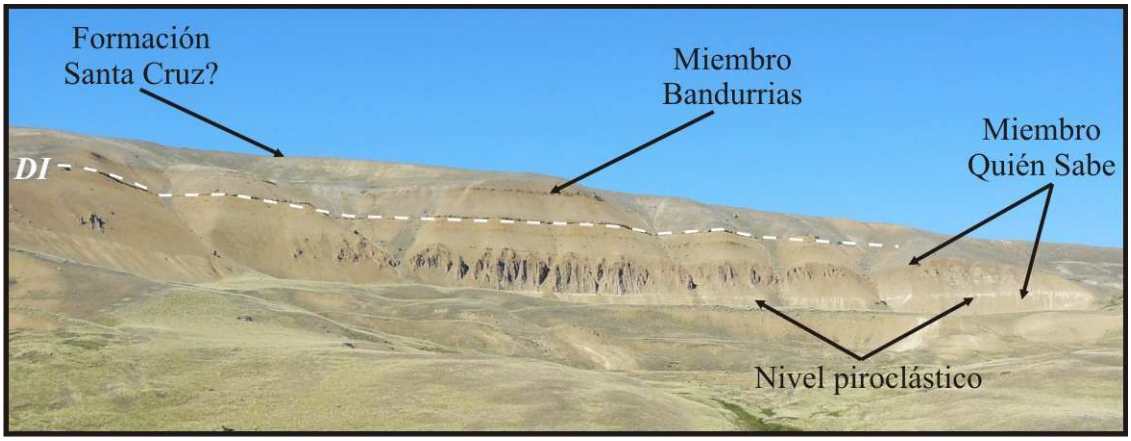


Figura 3.6. Vista hacia el este del afloramiento del Cerro dos Mellizos, ubicado al sudeste del Cerro Calafate (Figura 3.1). Ambos miembros pueden reconocerse, como así también en nivel piroclástico inferior.

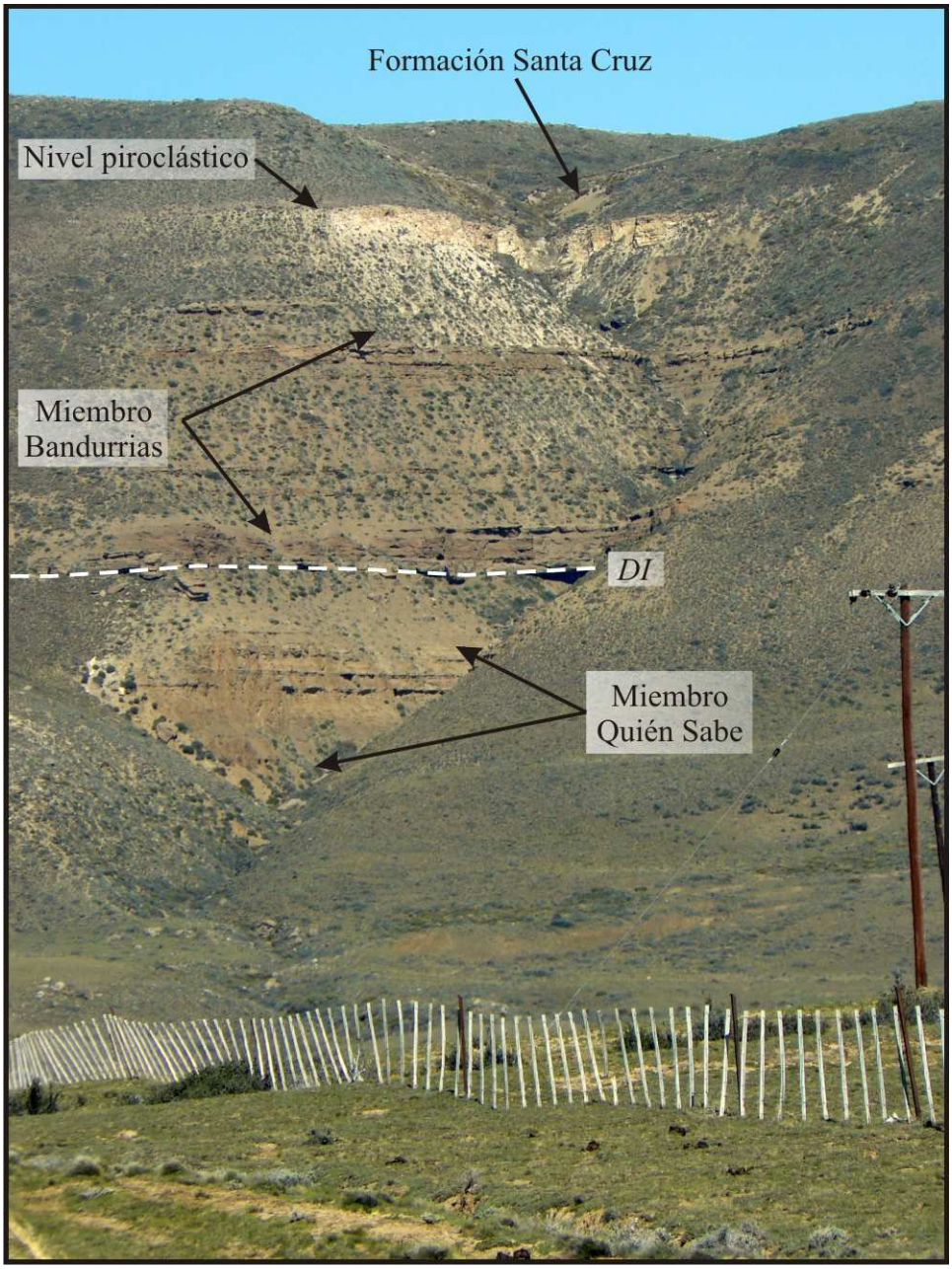


Figura 3.7. Vista de la barranca inmediatamente el sur de la Estancia Quién Sabe.

Estancia Quién Sabe (Figura 3.7; Anexo I-G)

En esta localidad el afloramiento es muy bueno, aunque no aflora la base de la unidad, y su techo se encuentra semicubierto. Ambos miembros están bien representados como así también la discontinuidad que los separa (DI). En el tope aparece el nivel piroclástico superior. Por las buenas cualidades de la exposición del miembro inferior, Cuitiño y Scasso (2010) lo denominaron como Miembro Quién Sabe en referencia a esta localidad.

Rincón Amigo (Figura 3.8; Anexo I-H)

Este perfil se encuentra sobre la misma barranca que delimita por el sur el valle del Lago Argentino entre las localidades de Estancia Quién Sabe y Arroyo Los Perros. Aquí puede observarse la parte superior del Miembro Quién Sabe y el Miembro Bandurrias y un potente paquete correspondiente a la Formación Santa Cruz. Desde Quién Sabe hacia el este, la Formación Estancia 25 de Mayo aparece cada vez más hundida y se hacen más representativos los afloramientos de la Formación Santa Cruz (Figura 3.1).

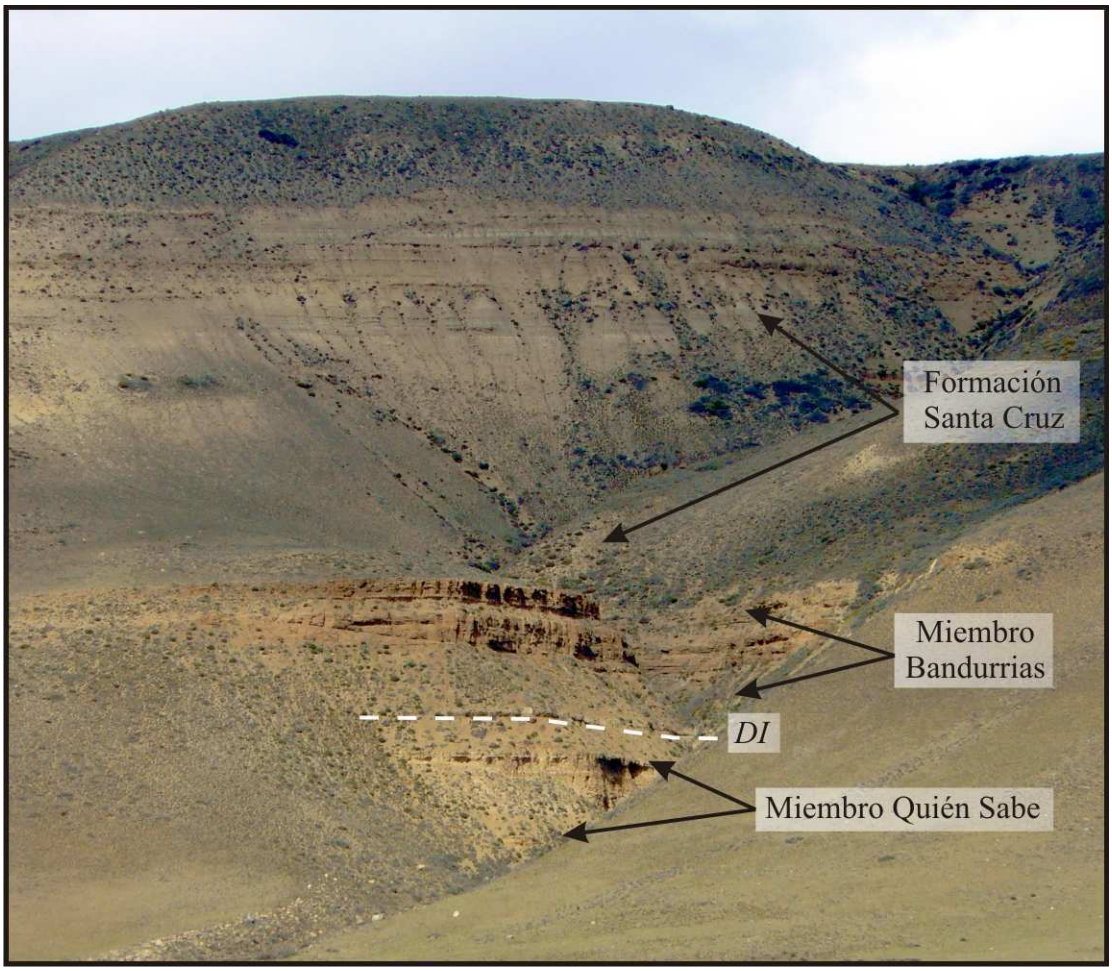


Figura 3.8. Vista hacia el sur de la barranca cercana a la Estancia Rincón Amigo, que limita por el sur el valle del Lago Argentino.

Arroyo Los Perros (Figura 3.9; Anexo I-I)

En esta localidad aparecen una serie de afloramientos saltuarios a lo largo de ambas márgenes del arroyo homónimo, que en conjunto permiten reconstruir la columna sedimentaria de la Formación Estancia 25 de Mayo. El Miembro Quién Sabe aflora principalmente en la parte norte, mientras que hacia el sur se va subiendo en la columna

sedimentaria (Figura 3.1) y aparecen el Miembro Bandurrias y un paquete espeso de la Formación Santa Cruz.

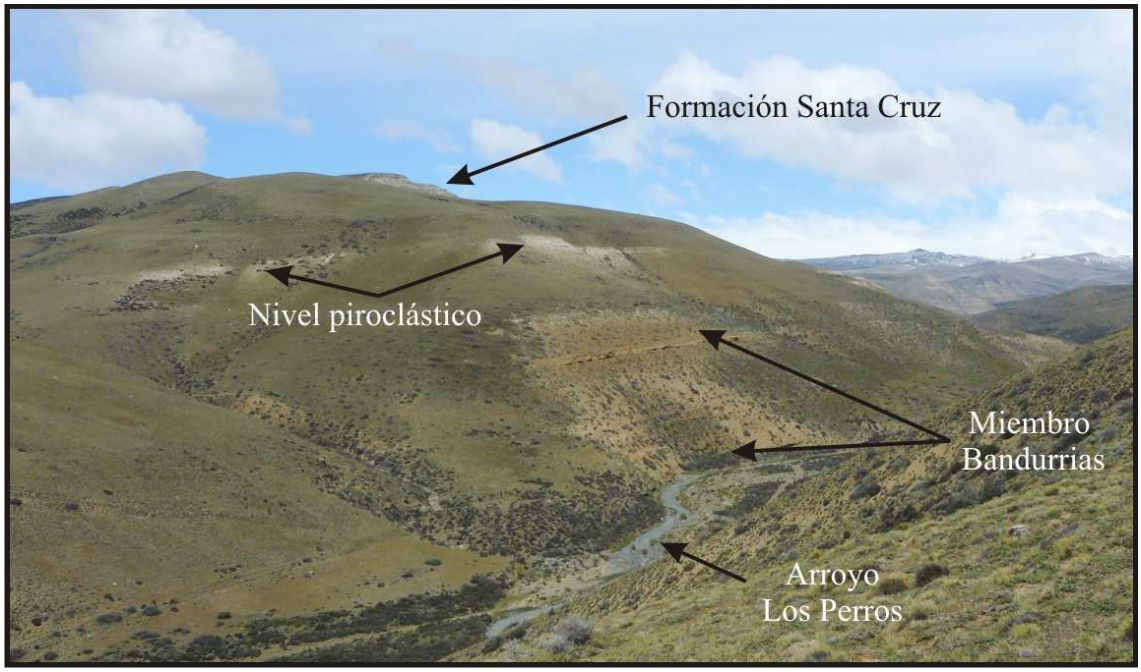


Figura 3.9. Vista hacia el sur en el Arroyo Los Perros en donde se observa la parte más alta de la columna sedimentaria. Se destaca el nivel piroclástico superior, lateralmente discontinuo.

Río Bote (Figura 3.10; Anexo I-J))

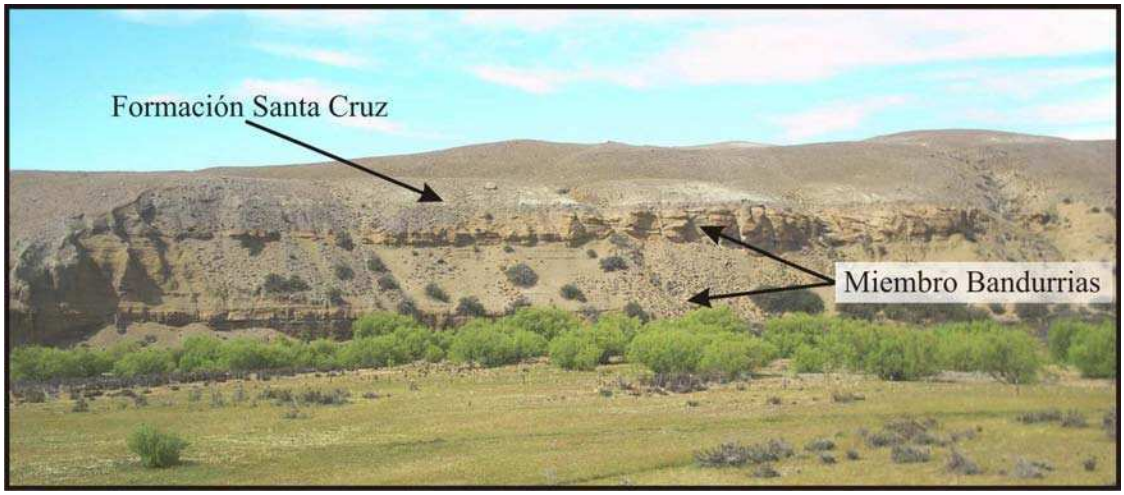


Figura 3.10. Vista hacia el este de los afloramientos del Río Bote.

Al igual que en la localidad anterior, en el valle del Río Bote los afloramientos aparecen saltuarios. En esta localidad solo aflora la parte superior del Miembro Bandurrias y la Formación Santa Cruz que alcanza un desarrollo importante (Figura 2.17).

3.1.2 Análisis de facies

La sucesión sedimentaria correspondiente a la Formación Estancia 25 de Mayo analizada en Lago Argentino se dividió en *facies*, las cuales se identifican con un código. Estas facies se utilizan para agrupar depósitos que comparten características elementales como composición, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, bioturbación y contenido fosilífero (Walker 2006). Aunque el criterio de definición de facies que se usará aquí es descriptivo u observacional, cada facies puede asociarse con una (o en algunos casos más de una) interpretación generalizada del proceso sedimentario que le dio origen. De esta manera, las asociaciones de facies permiten resumir las características físicas del medio sedimentario que originó los depósitos, y a su vez, la sucesión vertical de dichas asociaciones permite vislumbrar la evolución en el tiempo de los sistemas sedimentarios. Este esquema de trabajo tiene como objetivo simplificar el análisis de la extensa información sedimentológica que se posee y resaltar las características dominantes a lo largo de la columna sedimentaria. A su vez, este ordenamiento en facies y asociaciones de facies, provee un marco simplificado que permite la comparación con sucesiones sedimentarias y ambientes modernos descriptos en la literatura (Miall, 1999).

El nivel de detalle que se utiliza para definir las facies es variable, ya que depende considerablemente de la calidad del afloramiento y de la cantidad y calidad de información que puede extraerse de las características particulares de dichas facies. Por ejemplo se reconocen facies de areniscas macizas, las cuales se caracterizan principalmente por la ausencia de indicadores de procesos sedimentarios, y los procesos generadores de esta facies pueden ser muy variados.

Código de facies

Cada facies es denominada con un código de dos letras las cuales indican rasgos distintivos, como por ejemplo el tamaño de grano (facies A: areniscas, facies P: pelitas) y las estructuras sedimentarias (Am: areniscas macizas, Ao: areniscas con óndulas).

Estas facies se pueden dividir en tres grupos en función de la composición del material clástico: epiclásticas, piroclásticas y bioclásticas. Las epiclásticas son dominantes en todas las

secciones, en cambio las bioclásticas y piroclásticas aparecen esporádicamente. A estos grupos restringidos de facies se los individualiza con el fin de resaltar su aparición ya que de ellos puede extraerse valiosa información paleoambiental. Cabe aclarar que existen términos transicionales entre estos grupos, por ejemplo entre facies epiclásticas y bioclásticas existe toda una transición, desde areniscas sin fósiles, areniscas fosilíferas, coquinas arenosas, hasta coquinas bien empaquetadas.

Este código incluye solamente a las facies de los perfiles analizados en la región del Lago Argentino. La sedimentología del resto de las áreas de estudio se analizará más adelante en este capítulo.

Facies epiclásticas

Areniscas macizas (**Am)**. Son mayormente areniscas finas, con menor proporción de limolitas y areniscas medianas, macizas y generalmente de pobre selección. La única estructura presente es una estratificación horizontal grosera visible sólo a escala de afloramiento (Figura 3.11), que se define por diferencias de tamaño de grano e intercalación de niveles bioclásticos. Sólo en una localidad se reconocieron relictos de laminación horizontal. En ocasiones es posible observar a la distancia, relictos de superficies levemente inclinadas. Por ello, los estratos individualizados son de gran espesor, generalmente más de 1 m. La bioturbación es pervasiva y la identificación de trazas fósiles individuales es dificultosa debido a la pobre preservación, falta de contrastes litológicos y la elevada interferencia entre estructuras orgánicas. En ciertos sectores, especialmente en niveles con concreciones o en superficies de roca pulidas en laboratorio, se visualizan algunas trazas fósiles, generalmente *Plano*lites isp. (Figura 3.11C), *Teichichnus* isp. y *Skolithos* isp. En algunos contactos que marcan cambios texturales se identificaron trazas de *Thalassinoides* isp. de gran diámetro (3-4 cm) y trazas de equilibrio verticales asociadas al bivalvo *Panopea* sp. que pueden asignarse a *Scalichnus* isp. En los términos de grano mas fino y coloración oscura se reconocieron trazas de *Chondrites* isp. Se reconoció también un ejemplar de *Scolicia* isp. Es rica en fósiles marinos, que se encuentran dispersos en el sedimento, los cuales muestran gran biodiversidad, destacándose ostreidos, pectínidos, gasterópodos, equinodermos y crustáceos de gran tamaño, además de otros grupos de bivalvos, generalmente enteros y aislados, aleatoriamente orientados. Son comunes los niveles con concreciones calcáreas, en ocasiones formando niveles cementados (Figura 3.5). Esta facies es la más abundante de toda la unidad (30%), especialmente en el Miembro Quién Sabe en donde predomina con un 75%, mientras que en

el Miembro Bandurrias la proporción no supera el 10%. Lateralmente suele gradar a facies P, especialmente hacia el sudoeste, y suele gradar a facies Ht en forma vertical.

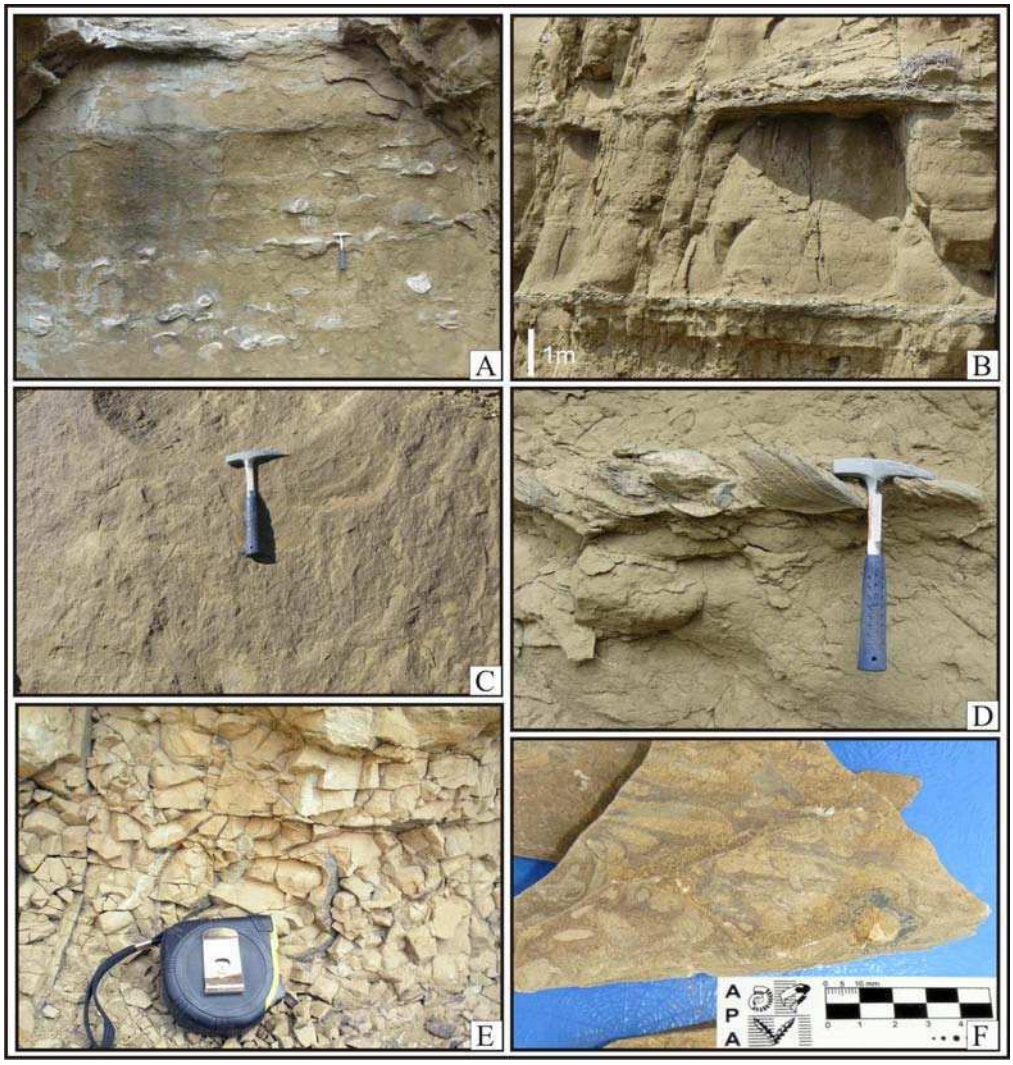


Figura 3.11. Facies Am. A) Niveles de areniscas macizas con intercalaciones de niveles de ostreas (facies Be). B) Sucesión de facies Am con dos intercalaciones conspicuas de facies Br. C, E, F) Detalle de niveles en donde se pueden reconocer abundante bioturbación. D) Nivel de ostras intercalado en facies Am. A, B, y D en Estancia Quién Sabe. C en Arroyo Los Perros, E y F en La Sección. Todos los ejemplos corresponden al Miembro Quién Sabe.

Interpretación: por la abundancia y diversidad de fósiles de origen marino e intensa bioturbación, esta facies se interpreta como producto de la depositación en un ambiente marino abierto, con condiciones de salinidad y oxigenación normales, favorables para el desarrollo de una comunidad bentónica rica en un ambiente de energía moderada. El

transporte de sedimentos probablemente haya sido dominado por tracción (oleaje, mareas) con eventuales episodios de tormenta y de decantación menores que han sido mezclados y amalgamados por bioturbación. La ausencia de estructuras sedimentarias mecánicas de pequeña a mediana escala se estima como producto de la intensa bioturbación (Figura 3.11F), o en algunos casos por malas condiciones de preservación del depósito, conservando únicamente las variaciones texturales de gran escala como por ejemplo cambios de tamaño de grano a escala métrica. La orientación caótica de la mayoría de los fósiles presentes en esta facies se interpreta como producto del retrabajo por organismos disturbadores del sedimento.

Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (Aa). Son areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada en artesas de escala centimétrica en sets menores a 1 metro de espesor, con escasos fósiles marinos enteros y bioturbación pobre. Suelen formar espesas y monótonas sucesiones de hasta 10-15 metros (Figura 3.12). El contenido de fósiles marinos en general es pobre y suele aparecer concentrado en la base de los cuerpos aunque en ocasiones aparecen como bioclastos bien triturados en todo el espesor. En la parte superior de la sucesión suele portar briznas vegetales. Se registra la presencia de cortinas de fango en algunas caras de avalancha y direcciones de paleocorrientes opuestas, aunque ambas estructuras no son un rasgo común en esta facies. Aparece formando cuerpos tabulares o lenticulares con base erosiva plana o cóncava hacia arriba, cortando sobre otras facies, o en ocasiones aparece intercalada con facies Ap. Algunas sucesiones de esta facies presentan un arreglo interno complejo con superficies de reactivación y superficies mayores de acreción lateral. La proporción en la que esta facies aparece es de un 8% en toda la sucesión analizada, aunque se concentra especialmente en el Miembro Bandurrias (superior) en donde aparece con una proporción del 19%, mientras que está ausente en el miembro inferior.

Interpretación: depósitos generados por la migración de dunas subácueas de crestas sinuosas (dunas 3D) (sensu Ashley, 1990). La base erosiva y cóncava hacia arriba que muestran algunos paquetes indica depositación en canales. La presencia de cortinas de fango y paleocorrientes en sentido opuesto indica influencia de mareas, mientras que los cuerpos con paleocorrientes unidireccionales y restos vegetales indican influencia fluvial. Los cuerpos de base plana y geometría tabular podrían ser resultado de migración lateral de canales o barras arenosas.

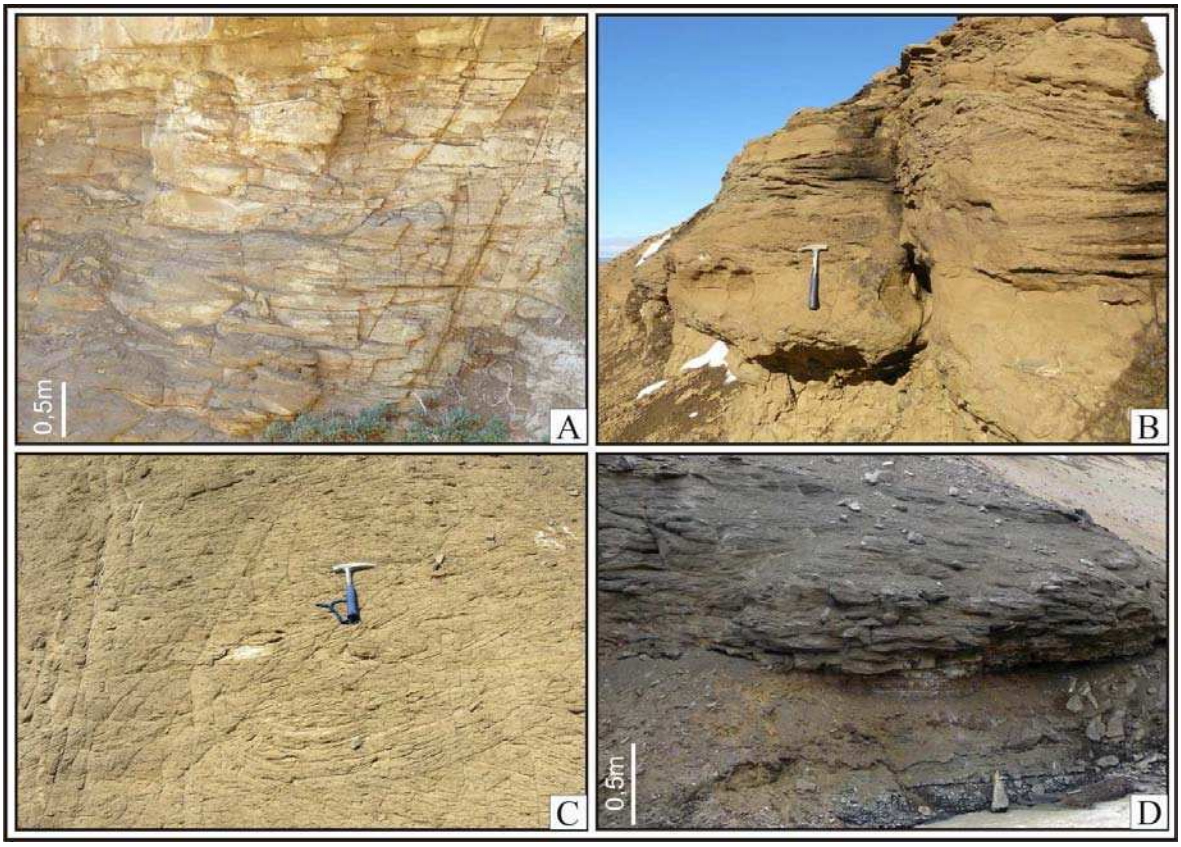


Figura 3.12. Facies Aa. Todas las imágenes fueron tomadas en forma mas o menos perpendicular al sentido de flujo, marcando las artesas. A y C muestran una espesa sucesión de estas facies mientras que en B y D se ubican sobre una superficie limitante y muestran desarrollo vertical moderado. A) Estancia Quién Sabe; B) Sierra Cuncuna; C) La Sección Norte; D) Arroyo Bandurrias. Todos los ejemplos corresponden al Miembro Bandurrias.

Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Ap). Son areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada planar, en sets de escala variable, desde pocos decímetros a sets que llegan hasta los 3 metros de espesor (Figura 3.13). Presentan escasos fósiles marinos enteros aunque localmente pueden observarse abundantes fragmentos de ellos, y suelen gradar a litofacies bioclásticas. La selección en general es moderada a buena, y es común en estas facies la presencia de cortinas de fango cubriendo las caras de avalancha (Figura 3.13A-B) y especialmente en la base de los sets tangenciales. En ocasiones los intraclastos son muy abundantes, algunos de gran tamaño, tanto en la base como en las caras de avalancha de los sets entrecruzados. En general las terminaciones de las láminas cruzadas son abruptas hacia el techo y tangenciales hacia la base (Figura 3.13A). Es común también la presencia de sets entrecruzados adyacentes con orientaciones de paleocorrientes opuestas

dando estructuras tipo hueso de arenque (*herringbone*). La bioturbación en general es pobre a nula en esta facies, dominando tubos verticales gruesos tipo *Skolithos* isp. Se la encuentra asociada a la facies Aa, con la cual suele formar intercalaciones, y con la facies Ao, esta última formando parte de la base de los sets (*bottom sets*). Normalmente forma cuerpos tabulares, con vases netas y planas, aunque también se observaron bases irregulares (erosivas). Internamente estos cuerpos pueden ser simples apilamientos de sets tabulares centimétricos (Figura 3.13D) o tener superficies mayores inclinadas dando un arreglo complejo a los cuerpos. Suele gradar verticalmente en sucesiones estrato y granodecrecientes hacia facies Ao y Ht. Esta facies aparece con una proporción del 10% en toda la sucesión, pero está concentrada en el Miembro Bandurrias (superior) en donde forma el 20% del depósito, mientras que en el Miembro Quién Sabe está ausente.

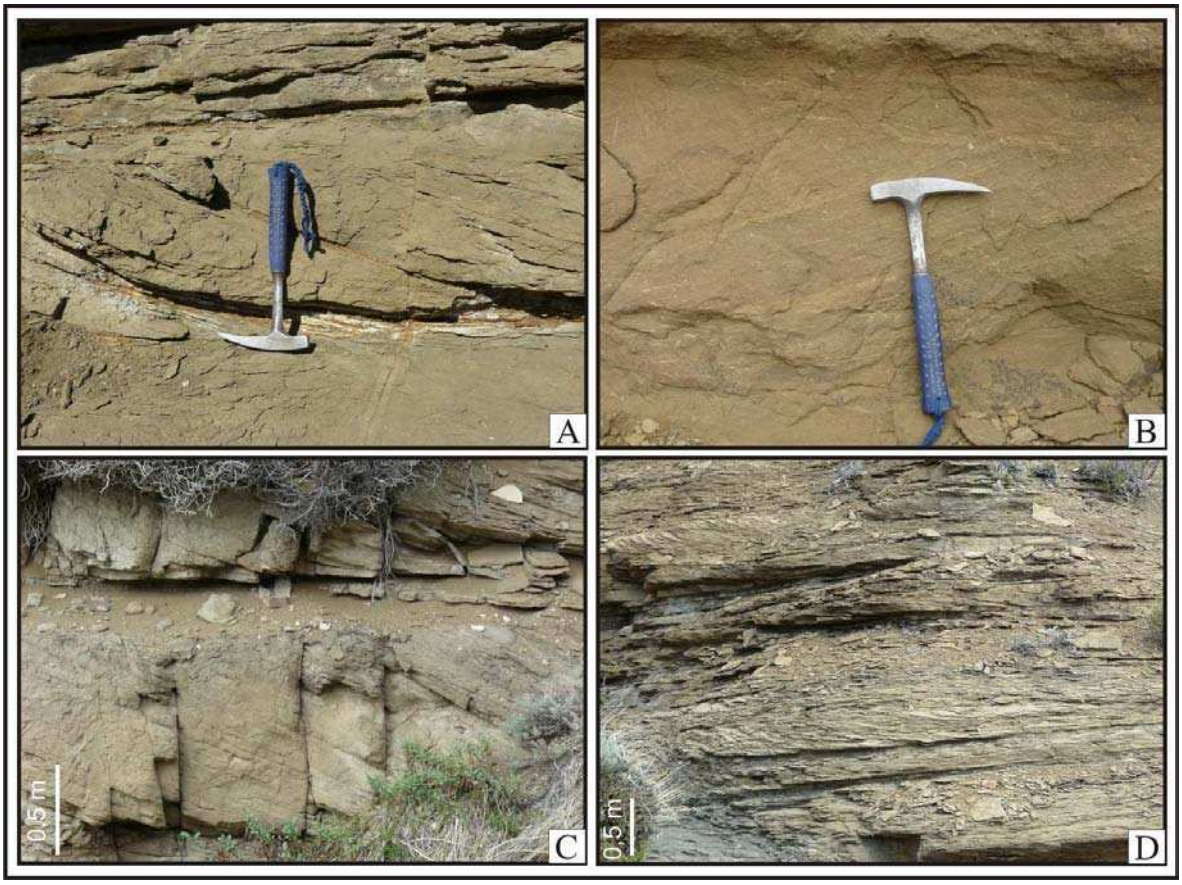


Figura 3.13. Facies Ap. Distintas expresiones de las facies Ap. A) Set entrecruzado con base tangencial en donde se observan cortinas de fango. Por encima le siguen facies Ao. B) Set entrecruzado con láminas de fango muy delgadas. Base y techo abruptos. C) Set entrecruzado de mayor escala sin cortinas de fango. D) Sucesión de sets entrecruzados que forman cosets. Suelen alternar con facies Ao. A, C y D en Estancia Quién Sabe; B en Arroyo Bandurrias.

Interpretación: depósitos generados por la migración de dunas subácueas de crestas rectas (dunas 2D, sensu Ashley 1990) de variables escalas. La acumulación de sucesivos sets con arreglos complejos representa la migración de barras arenosas subácueas, en donde las formas de lecho menores migran sobre superficies inclinadas que forman la barra en sí (Dalrymple y Rhodes, 1995). La aparición de abundantes cortinas de fango y estructuras tipo "hueso de arenque" indican la acción predominante de corrientes de marea, aunque algunos niveles no muestran evidencias fehacientes de acción mareal. La abundancia de intraclastos sería el resultado del retrabajo de las cortinas de fango. Los arreglos grano y estratodecrecientes en asociación con otras facies como Aa y Ao, sumado a la presencia de superficies erosivas limitantes en la base, sugieren la depositación en canales de marea.

Areniscas con óndulas o laminación ondulítica (Ao). Son areniscas muy finas a gruesas, moderadamente a bien seleccionadas. En la mayoría de los casos sólo se preservan las óndulas en los planos de estratificación o se observa la forma externa de la óndula en las secciones verticales, aunque algunos pocos niveles preservan laminación ondulítica de corriente en su interior (Figura 3.14). En los niveles que preservan la estructura interna se constató una bipolaridad en las direcciones de migración de las óndulas (Figura 3.14A). En los niveles sin estructura interna sólo se observó la geometría externa de la óndula, y se reconocieron niveles con óndulas fundamentalmente simétricas. Suelen intercalar cortinas de fango y gradar a facies heterolíticas. Forman niveles delgados de pocos centímetros de espesor y es común la alternancia con facies Ht, o aparecen intercaladas en facies Ap. Gran parte de estos niveles con óndulas se incluyen dentro de la facies Ht. El contenido fosilífero es muy escaso a nulo en general, aunque hacia la parte superior de la sucesión aparecen restos vegetales abundantes. No están bioturbadas. Esta facies aparece en bajas proporciones en todo el tramo estudiado, aproximadamente en un 4%. En el Miembro Quién Sabe no se registran niveles mientras que en el Miembro Bandurrias llega a formar un 8%.

Interpretación: depósitos producidos por corrientes de baja energía, producidas por flujos unidireccionales u oscilatorios (oleaje). Todas las formas registradas son subácueas. Los niveles que muestran direcciones de paleocorrientes opuestas indican acción de mareas, como así también la intercalación de láminas de fango. En algunos casos representan un episodio muy breve de retrabajo de depósitos previos, como los observados en caras de avalancha de formas de lecho de mayor escala.

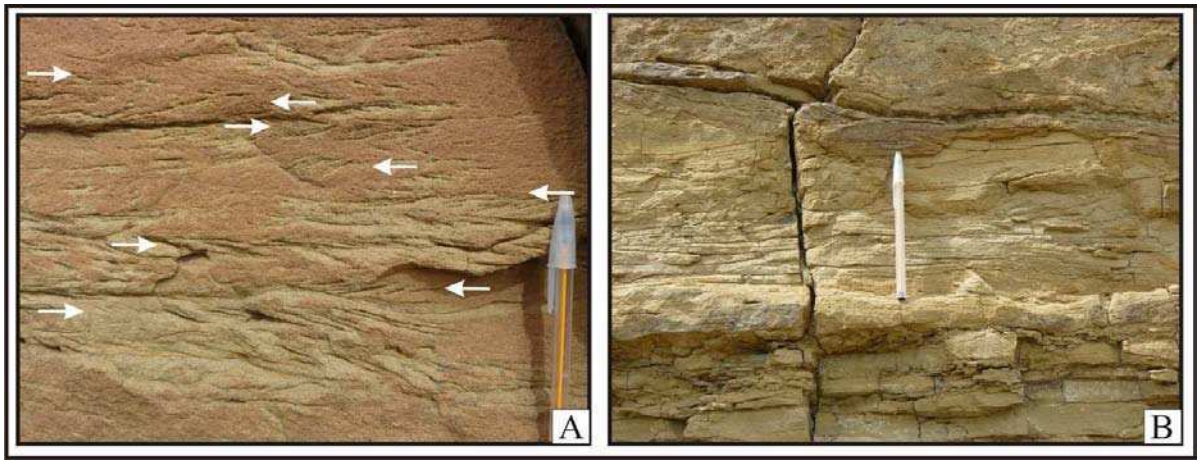


Figura 3.14. Facies Ao con desarrollo vertical importante en la localidad Río Bote. En A es posible reconocer bidireccionalidad de las caras de avalancha (indicado con flechas).

Conglomerados finos macizos (Cm). Está conformada por conglomerados finos, sabulitas y areniscas conglomerádicas, clasto soportados, con gradación normal y de espesores centimétricos (no mayores que 10 cm), que se disponen por encima de la base de bancos de areniscas. Estas bases consisten en superficies irregulares, erosivas, planas o con relieve. Suelen estar compuestos por intraclastos pelíticos o bioclastos retrabajados. La proporción en que esta facies aparece es muy baja y solamente se observa en el Miembro Bandurrias en donde alcanza un 2% del total.

Interpretación: depósitos residuales producidos por corrientes erosivas que preceden a la depositación de dunas o barras arenosas, frecuentemente asociadas a bases de canales o superficies de reactivación. De acuerdo a las facies con las que aparece asociada, puede tener origen marino o continental.

Pelitas (P). Depósitos de grano fino, principalmente limolitas y escasas arcillitas, macizas o raramente laminadas, pardas a verdosas oscuras. En sectores se observa un aspecto caótico debido a bioturbación, marcas de raíces y moteados. Suelen contener abundantes briznas vegetales y niveles carbonosos intercalados hacia la parte superior de la sucesión. En afloramientos del Miembro Quién Sabe muestran abundante bioturbación marina como así también restos de moluscos fósiles marinos muy bien preservados. En general afloran parcialmente debido a su meteorización diferencial (Figura 3.15) y se las encuentra por debajo de resaltos en el afloramiento (Figura 3.15B). Esta facies aparece en ambos miembros, alcanzando un 7% del total de las facies. En el Miembro Quién Sabe tiene mayor participación (13%), especialmente hacia las localidades del sudoeste del área de estudio en

donde grada lateral y verticalmente a facies Am. En el Miembro Bandurrias aparece más restringida (6%), formando delgados niveles intercalados entre facies Ap, Ao y Ht.

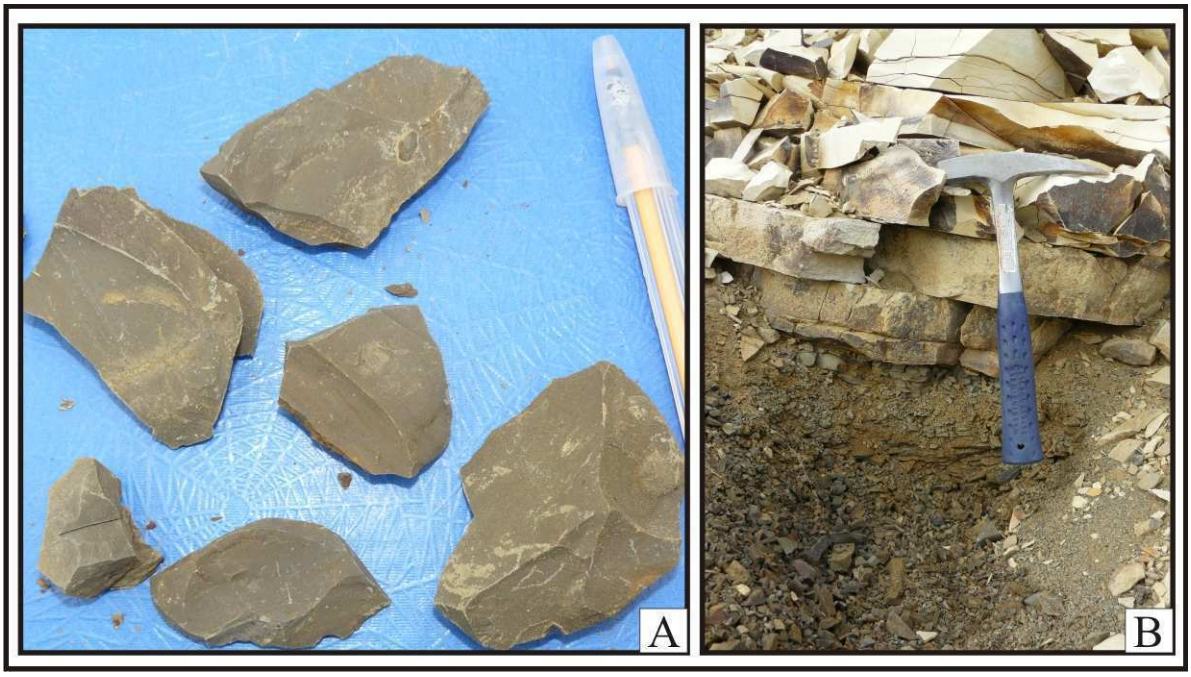


Figura 3.15. Facies P. Estas facies presentan malos afloramientos por ello es difícil caracterizarlas. A) Pelitas macizas en La Sección Norte; B) Pelitas algo laminadas en la base del nivel piroclástico inferior, Arroyo Bandurrias.

Interpretación: decantación de material en suspensión y posterior modificación por bioturbación. Las pelitas del Miembro Quién Sabe, portadoras de moluscos y trazas fósiles sugieren depositación en un ambiente marino de baja energía, por debajo del nivel de base de olas de tormenta (offshore). Por otro lado, las pelitas del Miembro Bandurrias tienen orígenes diversos, desde planicies de marea, estuarios-lagoons hasta planicies de inundación fluviales.

Estratificación heterolítica (Ht). Se considera como facies heterolíticas a las intercalaciones milimétricas a centimétricas (láminas no mayores de 5 cm de espesor) de areniscas finas y pelitas. Las areniscas y pelitas que aparecen intercaladas en esta facies no se incluyeron en la descripción de las facies P y Ao. La bioturbación es moderada a nula y carece de fósiles marinos (Figura 3.16). La traza fósil mas común en esta facies es *Thalassinoides* isp., la cual aparece asociada a superficies de erosión, rellenas de material arenoso procedente de niveles superiores a la Ht. También se registró la presencia de *Planolites* isp. Algunos niveles muestran deformación por carga de las láminas arenosas sobre las pelíticas y óndulas de corriente y oleaje en las láminas arenosas. Las proporciones de cada

litología determinan laminaciones ondulíticas del tipo flaser (Figura 3.16B), ondulosa (*wavy*) y lenticular (Figura 3.16A) sensu Reineck y Wunderlich (1968). Las láminas pueden ser horizontales o estar inclinadas desde unos pocos grados a no mas de 15 grados, formando estratificación heterolítica inclinada (*Inclined Heterolithic Stratification, IHS*) (Figura 3.16D), aunque este tipo aparece en menor proporción respecto de la horizontal. En algunos casos se observan evidencias de pedogénesis incipiente. Suele ser transicional hacia arriba con la litofacies P y estar asociada a la litofacies Ao, aunque en la mayoría de los casos su límite superior corresponde a una superficie erosiva que la separa de facies más gruesas (Figuras 3.16C, 3.17D, 3.23). Por otro lado, la base de esta facies es transicional desde facies Ap o Ao formando sucesiones estrato y granodecrecientes. Esta facies aparece en gran proporción en toda la columna sedimentaria analizada, alcanzando un 18% del total de las facies. En el Miembro Quién Sabe (inferior) aparece en una proporción del 8%, especialmente en la parte superior del mismo, mientras que en el Miembro Bandurrias esta facies aparece con mayor frecuencia alcanzando un 25% del total del depósito. En este último miembro la facies Ht aparece culminando sucesiones granodecrecientes que se repiten varias veces a lo largo de la columna.

Interpretación: esta facies es el resultado de la alternancia de períodos dominados por procesos tractivos con períodos de decantación por estancamiento. Las *IHS* se producen por migración lateral de barras o dunas en canales que registran migración lateral. La pobre preservación de la estructura interna en las láminas arenosas impide la designación precisa del proceso responsable del depósito. Las facies Ht pueden aparecer en planicies de mareas, frentes prodeltaicos y planicies de inundación fluvial (Bhattacharya, 1997; Martin, 2000; Dalrymple y Choi, 2007). No se han observado alternancias rítmicas en las láminas, rasgo indicador de acción de mareas (Allen, 1982; deBoer et al., 1989, Nio y Yang 1991). Sin embargo, en base a la estrecha relación con otras facies con rasgos de acción de mareas y la posición relativa que ocupan estas facies Ht en los ciclos granodecrecientes, el ambiente de sedimentación más probable es el de planicies (¿inter?) mareales. La falta de ritmicidad o ciclicidad en las sucesiones Ht puede deberse a interferencia del oleaje o a una parcialidad en el registro de los ciclos de mareas. En general, el espesor de las láminas arenosas es constante, registrando variaciones sutiles, lo cual apoya la idea de una regularidad en los procesos antes que una aleatoriedad.

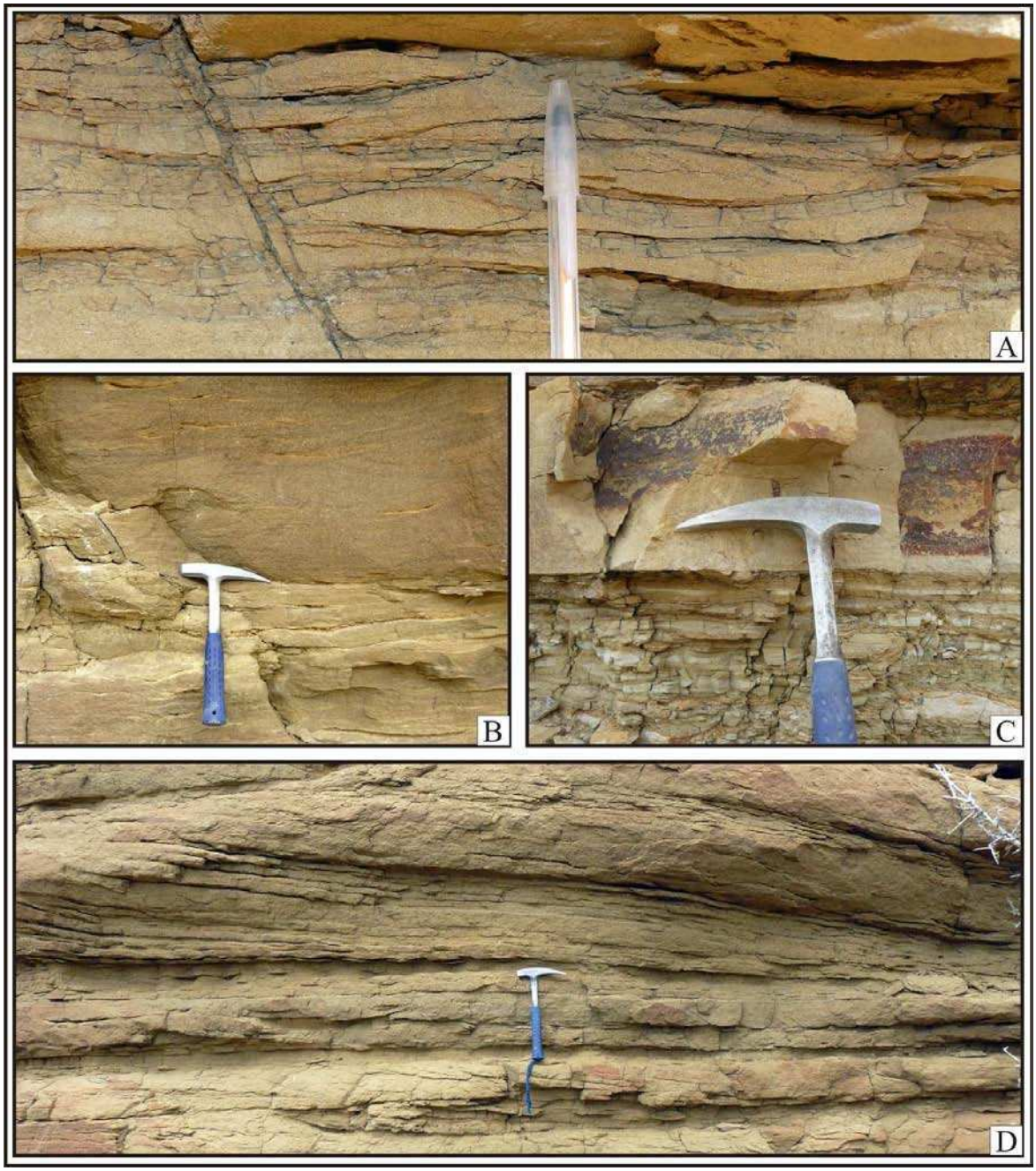


Figura 3.16. Facies Ht. A) Heterolítica lenticular con lentes de arena que muestran laminación cruzada internamente. B) Heterolítica tipo *flaser*, formada por lentes pelíticos que se alojan en los senos de las óndulas. C) Heterolítica horizontal truncada por encima por un cuerpo arenoso que conforma la base de un canal. D) Niveles heterolíticos horizontales (base) e inclinados (hacia el tope). Estos depósitos representan la migración de una duna con láminas frontales de base asintótica. Intercalan niveles Ao y Ap de escala pequeña. A y D en Río Bote, B en Arroyo Los Perros y C en Rincón Amigo.

Facies piroclásticas

El análisis detallado estas facies puede leerse en la sección 3.1.3 “Niveles Piroclásticos”. En este apartado serán analizadas en forma general.

Tobas (T). Corresponden a tobas vítreas finas a medianas, blanquecinas, macizas o con laminación horizontal de espesores milimétricos, que intercala con laminación ondulítica (Figuras 3.30, 3.35). En parte con estratificación entrecruzada en artesas de escala centimétrica (Figura 3.34C). Presentan niveles delgados con concentraciones de clastos pumíceos y restos carbonosos aplastados de hasta 2 cm de diámetro, y en ocasiones impresiones de hojas (Figura 3.35B, C). Forman potentes bancos de composición uniforme con base neta plana o cóncava hacia arriba. Sin fósiles marinos ni evidencias de bioturbación. Representan un 5% del total de las facies registradas en la sucesión y aparecen intercaladas como niveles discretos tanto en el Miembro Quien Sabe como en el Miembro Bandurrias. A pesar de esta baja representatividad, estos depósitos resultan de gran interés paleoambiental, por ello se los describe en una sección aparte.

Interpretación: sedimentos piroclásticos de caída, parcialmente retrabajados en un medio acuático (ver interpretaciones en la sección 3.1.3).

Facies bioclásticas

Bioclastitas residuales (Br). Depósitos bioclásticos macizos o gradados (coquinas), de espesores centimétricos, compuestos casi exclusivamente por bioclastos, muy o poco fragmentados, con evidencias de retrabajo y abrasión, de aristas redondeadas, los cuales están en contacto entre sí formando un entramado cerrado y compacto (Figura 3.17). Presentan una baja proporción de matriz compuesta de areniscas medianas a gruesas bien seleccionadas ocupando los intersticios, aunque en sectores esta matriz aumenta en proporción gradando a facies Am. En el Miembro Quien Sabe forman cuerpos delgados tabulares con bases netas, planas e irregulares y tope neto a gradual hacia facies de areniscas finas. Por su parte en el Miembro Bandurrias forman cuerpos lateralmente continuos a discontinuos (lenticulares), limitados en su base por discontinuidades que representan cambios de facies importantes. Los bioclastos pertenecen mayormente al grupo de las ostras, aunque se reconocen otros grupos de moluscos. Esta facies se encuentra en baja proporción en toda la sucesión estudiada (3%) aunque en el miembro Quién Sabe aparece con mayor frecuencia (6%).

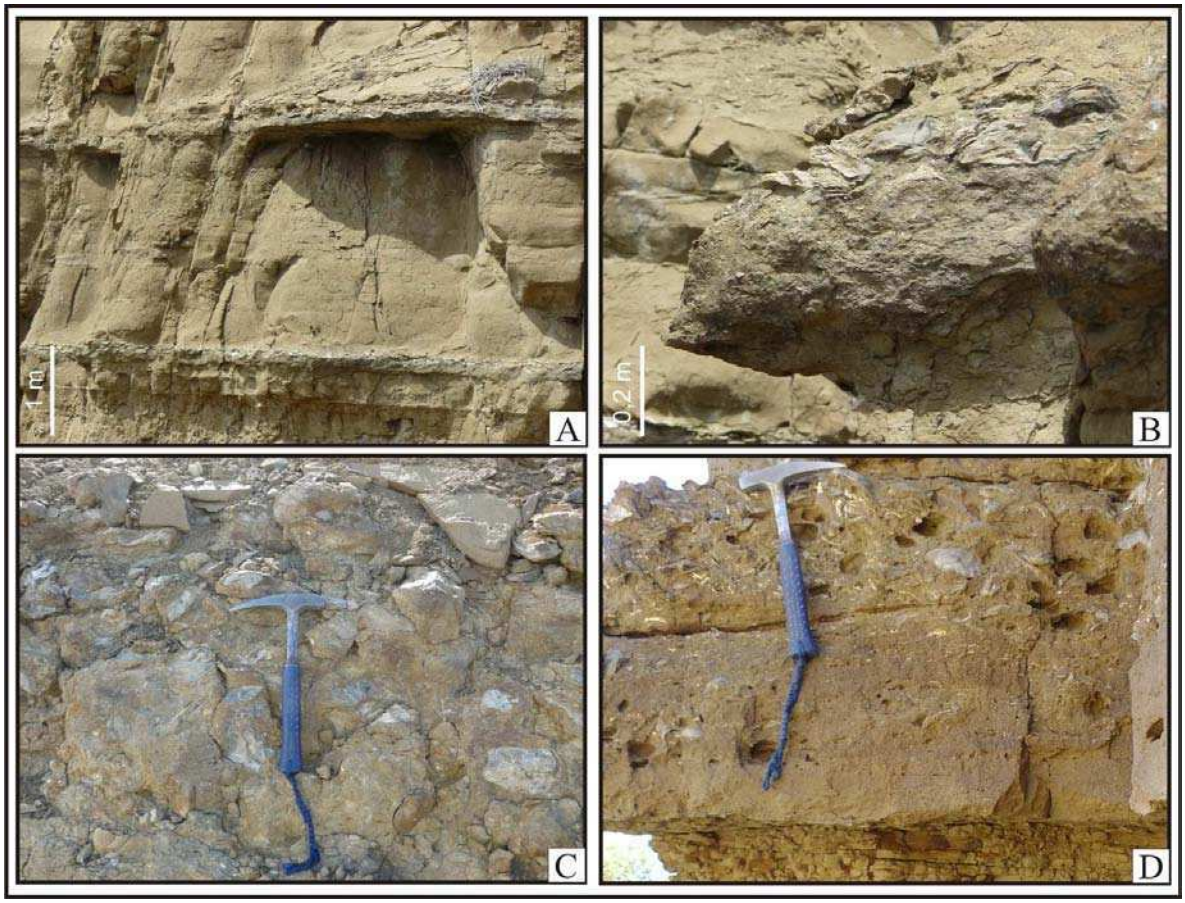


Figura 3.17. Facies Br. A) Sucesión de facies Am con dos intercalaciones de Br. B) Detalle de uno de los niveles de Br vistos en A. Nótese la base erosiva, gran empaquetamiento de bioclastos y la ausencia de estructuras internas. C) Nivel potente de facies Br con empaquetamiento menor que en B. Sin estructura interna. D) Nivel de Br formando un lag de canal. En la base se observan facies Ht cortadas por el canal. A y B en Estancia Quién Sabe, C en La Sección Norte y D en Rincón Amigo.

Interpretación: depósitos de conchillas marinas retrabajadas por corrientes marinas (oleaje, mareas) que actúan repetidamente sobre el fondo marino durante períodos prolongados de tiempo produciendo concentración residual y mezcla de individuos por extracción y remoción del material clástico de grano fino. Se asocia a estos depósitos con períodos de no depositación y/o erosión. En las concentraciones residuales del Miembro Bandurrias se las asocia con la erosión producida por la migración de canales de marea.

Bioclastitas eventuales (Be). Corresponden a depósitos bioclásticos compuestos principalmente por organismos marinos bentónicos sin evidencias de retrabajo, muchas veces articulados, y de baja biodiversidad a monoespecíficos. Dominan bivalvos en estas acumulaciones, especialmente ostras. Suelen preservar valvas delicadas con todos los

elementos originales (p.e. pectínidos). La orientación de los bioclastos respecto del plano de estratificación es mayormente caótica, aunque se observaron imbricaciones (Figura 3.18A). Forman bancos delgados de pocos centímetros, de base y techo transicionales con facies Am (Figura 3.18). Son generalmente tabulares aunque muchos se acuñan lateralmente. Representan tan sólo el 3% del depósito analizado, aunque se reconoce una mayor proporción en el Miembro Quien Sabe (4%), mientras que en el Miembro Bandurrias solamente se registra en un 1%.

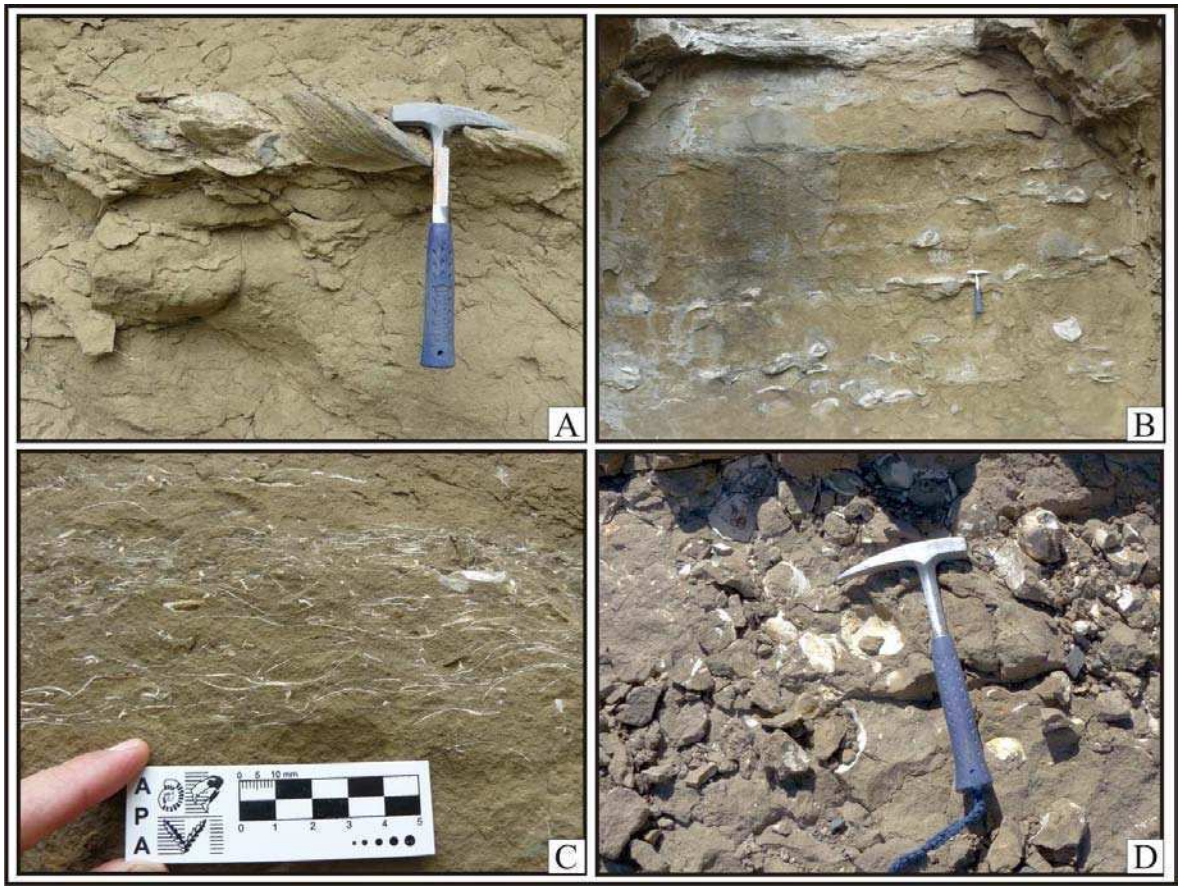


Figura 3.18. Facies Be. A) Nivel delgado de facies Be, compuesto por valvas de *Crassostrea hatcheri* y pectínidos bien preservados. Se intercala en facies Am. B) Sucesión que muestra intercalación de facies Am con facies Be dominadas por ostreas. C) Nivel de valvas muy delgadas con baja fragmentación, producto de depositación eventual. D) Nivel de *Ameghinomia* sp. articuladas, en posiciones caóticas, enterradas por acción de tormentas. A, B y C en Estancia Quién Sabe, D en Cerro dos Mellizos.

Interpretación: la falta de abrasión y el bajo grado de mezcla de grupos taxonómicos indica que estos niveles fosilíferos fueron sepultados rápidamente en el lugar en donde los organismos vivieron (comunidades autóctonas) o muy cerca de él (comunidades para-

autóctonas). El mecanismo más plausible responsable de la movilización y rápido enterramiento son los eventos de tormentas, los cuales remueven la parte superior del sustrato y entierran las comunidades fósiles en un tiempo muy corto. La mayor abundancia de estas facies en el Miembro Quien sabe responde a diferencias paleoambientales entre ambos miembros (ver más adelante), principalmente condiciones más favorables para el desarrollo de comunidades marinas bentónicas y mayor influencia de eventos tempestíticos en el mencionado miembro respecto del Miembro Bandurrias.

Bioclastitas biogénicas (Bb). Niveles compuestos dominantemente por fósiles calcáreos bien preservados, en posición de vida o ligeramente movilizados, con matriz arenosa fina a bioclástica. Constituyen bancos de espesores variables, desde el tamaño propio de un individuo hasta más de 1 metro (Figura 3.19). Los más potentes están compuestos casi en su totalidad por ostras, las cuales pueden estar articuladas o no, y en ocasiones cementadas unas a otras. No hay evidencias de abrasión o trituración intensa, excepto en algunos topes de los bancos, y muestran un marcado desequilibrio hidráulico respecto a los sedimentos circundantes. Algunos niveles son monoespecíficos (compuestos por ostras), y en general la biodiversidad es reducida, aunque otros niveles muestran gran biodiversidad. Algunos niveles muestran intensa actividad de organismos perforantes e incrustantes sobre las valvas de ostras como los descriptos por Parras y Casadío (2006) para depósitos similares.

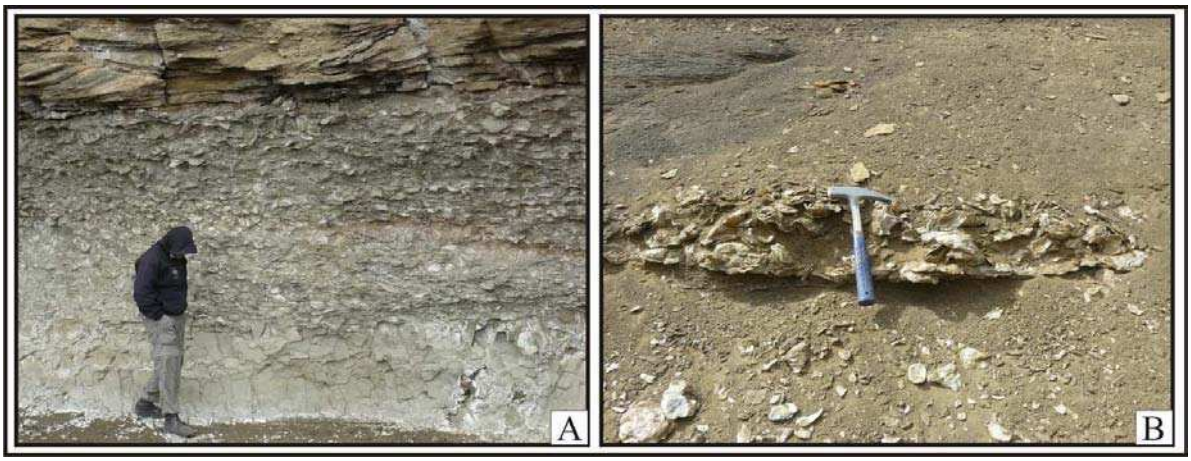


Figura 3.19. Facies Bb. A) Gran banco formado por la ostra *Crassostrea hatcheri*. Internamente se reconoce estratificación, indicando períodos de retrabajo y recolonización del lecho. Corresponde a un nivel bioestromal. B) Nivel biogénico monoespecífico formado por la ostra *Crassostrea orbigyi*. Nótese la forma abultada y el delgado espesor. Corresponde a un nivel biohermal. A y B en Arroyo Bandurrias.

Los bancos lenticulares monoespecíficos de ostras cementadas se definen como biohermas (Figura 3.19B) sensu Pufahl y James (2006), mientras que los bancos potentes, de mayor biodiversidad y con evidencias de retrabajo parcial se definen como bioestromas (Figura 3.19A) (Pufahl y James, 2006). Esta facies aparece con una proporción del 6% en toda la columna sedimentaria analizada, en donde se observa un ligero aumento en proporción en el miembro Quien Sabe, especialmente por la abundancia de bancos de *Crassostrea hatcheri*.

Interpretación: concentraciones de fósiles generadas por colonización y crecimiento vertical de comunidades bentónicas in situ, sin transporte o con retrabajo parcial por tormentas o corrientes de mareas.

Bioclastitas transportadas (Bt). Depósitos bioclásticos que internamente muestran estructuras sedimentarias tractivas, en donde la fracción bioclástica se encuentra en equilibrio hidráulico con las formas de lecho y la fracción epiclástica (Figura 3.20). Constituyen depósitos con estratificación entrecruzada, algunos de gran escala (mayores a 1 m), y en ocasiones estratificación entrecruzada de bajo ángulo a horizontal. Estas estructuras forman sets simples o complejos, compuestos de fragmentos muy triturados de conchillas de moluscos de tamaños variables, con distintas proporciones de areniscas medianas a gruesas. Los fragmentos bioclásticos que la componen pertenecen principalmente a ostreidos, aunque existen niveles dominados por restos de balánidos. En la base de estos cuerpos se registran superficies de erosión. Es de destacar la presencia de un gran cuerpo conformado por esta facies ubicado en la base del Miembro Bandurrias por encima de una discontinuidad y de gran extensión lateral. Los depósitos que conforman esta facies sólo aparecen en el Miembro Bandurrias en el cual registran un 7% en proporción, mientras que considerando toda la sucesión la proporción se reduce a un 4%.

Interpretación: los cuerpos con estratificación entrecruzada se forman por migración de dunas o barras, compuestas por fragmentos retrabajados de invertebrados marinos. La fracción bioclástica es hidráulicamente equivalente a las areniscas medianas a gruesas con las que está mezclada, por lo que forma parte de la carga de lecho de la corriente, pudiendo por sí misma generar formas de lecho. La abundancia de materiales fósiles marinos retrabajados, más la presencia de fósiles con poco retrabajo indican un ambiente de sedimentación marino de alta energía. La producción de grandes cantidades de fragmentos de conchillas indica un período de retrabajo previo a la depositación y preservación final. Esta facies es exclusiva del

Miembro Bandurrias a causa de que durante la depositación del mismo se registran importantes eventos de retrabajo de material y corrientes de gran poder de transporte.

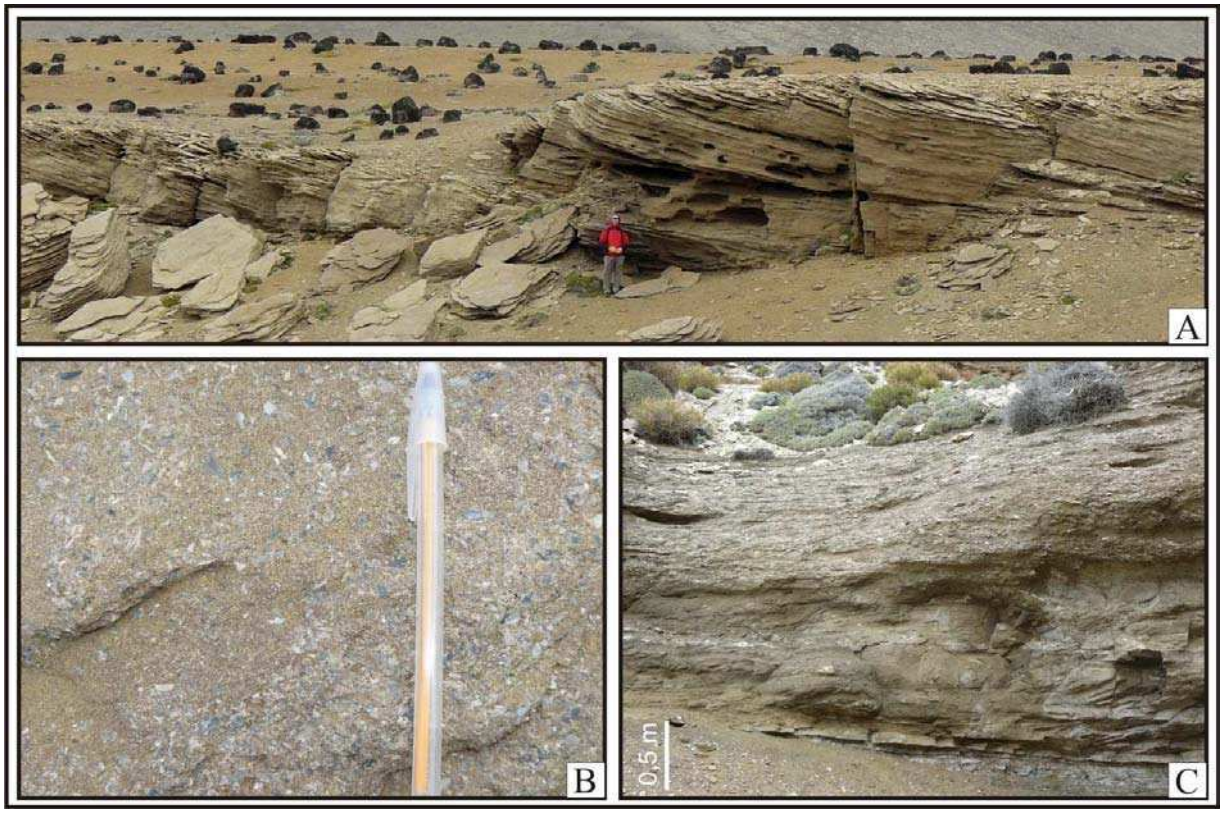


Figura 3.20. Facies Bt. A) Cuerpo bioclástico con estratificación entrecruzada de gran escala (hasta 3 metros). B) Detalle del sedimento que compone el cuerpo entrecruzado en A. Consiste de una mezcla de areniscas gruesas con fragmentos bioclásticos triturados, en este caso dominado por balánidos. C) Banco bioclástico con estructura interna compleja, formada por sets entrecruzados de escala mediana. En la base dominan facies Ap y hacia arriba se transforman en Bt, dominadas por fragmentos de ostras de trituración variable.

Asociaciones de facies

Una vez definidas y descriptas las facies, observando la distribución de las mismas en las columnas sedimentarias, es posible agruparlas en asociaciones verticales de facies. Cada asociación representa un conjunto de facies que aparecen genéticamente relacionadas, es decir que su acumulación ocurrió en un ambiente o subambiente particular, bajo condiciones hidrodinámicas determinadas.

En el Anexo I pueden verse los perfiles sedimentológicos a escala con la asignación de asociaciones de facies para todo el intervalo estudiado.

Asociación de facies 1 (AF1)

La AF1 se constituye principalmente por una sucesión monótona de la facies Am, con intercalaciones de facies bioclásticas como Be, Bb y Br, las cuales aparecen en menor proporción (Figuras 3.17A, 3.18B, 3.21). Los mayores espesores y proporciones de esta AF se dan hacia el noreste, alcanzando casi 50 metros en la localidad Estancia Quién Sabe y disminuyendo su participación hacia el sudoeste, hasta desaparecer en la localidad La Sección Norte (Anexo I). Se reconocen variaciones menores de tamaño de grano dentro de la facies Am y también discontinuidades de escaso relieve ubicadas fundamentalmente en la base de las facies Br en cuya base aparecen tubos de gran diámetro sin pared y ramificados, asignados a *Thalassinoides* isp. El contenido de fósiles marinos de esta AF es muy abundante y de gran diversidad incluyendo numerosos géneros de bivalvos, gasterópodos, equinodermos, crustáceos y braquiópodos. Estos fósiles aparecen en depósitos de diversa naturaleza como por ejemplo en las facies Br (muy retrabajados), Be y Bb, además de dispersos dentro de la facies Am. La bioturbación es en general muy abundante, especialmente en la facies Am. El pasaje con la AF2 (de grano más fino) se da en forma gradual tanto en la horizontal (escala kilométrica) como en la vertical (escala centimétrica). Por otra parte se observa un pasaje vertical con la AF3, ésta última por arriba, de forma gradual en un arreglo granodecreciente. La AF1 domina en el Miembro Quién Sabe, especialmente en las localidades ubicadas al noreste del área de estudio (Ea. Quién Sabe, Ea. Rincón Amigo, Ao. Los Perros), mientras que en el Miembro Bandurrias se encuentra prácticamente ausente.

Interpretación: la abundancia y diversidad de fósiles de origen marino y la intensa bioturbación registrada en la AF1 permite determinar el ambiente de sedimentación como marino, con salinidades y oxigenación normales, con una tasa de sedimentación moderada a baja. La falta de estructuras sedimentarias físicas, eliminadas por la intensa bioturbación, impide refinar las interpretaciones, aunque algunas estimaciones se pueden realizar en base a las acumulaciones fosilíferas. La frecuente intercalación de delgados niveles correspondientes a facies Be (concentraciones eventuales) sugiere la acción de tormentas sobre el fondo marino. Por su parte, las acumulaciones de facies Bb indican tasas de sedimentación relativamente menores respecto de las facies Am y Be, permitiendo la colonización del sustrato por *Crassostrea hatcheri* y la formación de bioestromas (Parras y Casadío, 2005). Estos bioestromas ostreros registran numerosas superficies de retrabajo en su interior, lo que indica que estuvieron sometidos a la acción de corrientes intensas, probablemente oleaje de tormentas. Finalmente, la intercalación de facies Br indica tasas de sedimentación cercanas a

cero o incluso erosión. La presencia de *Thalassinoides* isp. en la base de estos niveles de Br sugiere un sustrato firme, originado durante los períodos de no depositación.

Figura 3.21. Asociación de Facies 1. Sucesión de aproximadamente 50 metros en donde dominan facies Am en la cual intercalan diferentes tipos de facies bioclásticas. Miembro Quién Sabe en la localidad Estancia Quién Sabe.

La evidencia de acción de oleaje de tormentas más la predominancia de facies Am (arenosas) sugieren que el ambiente marino en el que se depositó la AF1 fue de poca profundidad, es decir una plataforma silicoclástica que oscilaba entre el nivel de base de olas de buen tiempo y el nivel de base de olas de tormenta. Posiblemente hayan existido períodos de sedimentación de grano fino, pero éstos han sido mezclados con los niveles arenosos por la intensa bioturbación del sustrato.

Asociación de facies 2 (AF2)

Se constituye esencialmente por facies Am y P en variables proporciones, formando bancos de gran espesor (entre 1 y 10 metros), que dominan ampliamente respecto de las

restantes facies observadas (Figura 3.22). Los contactos entre estas dos facies son graduales, muchas veces con malas exposiciones a causa de meteorización diferencial de las facies de grano fino. La bioturbación es abundante, al igual que el contenido fosilífero, especialmente para la facies Am. Intercalan facies T que aparecen en bancos tabulares de gran potencia (hasta 3 metros), con bases netas, sin mezcla evidente con las facies circundantes. La facies T forma un nivel determinado que es lateralmente continuo y se reconoce en varias localidades (ver sección "Niveles Piroclásticos"). A diferencia de la AF1, en esta asociación no se desarrollan niveles bioclásticos potentes, sino que solo aparecen delgadas facies Be. Tampoco se registran discontinuidades marcadas, ya que los cambios entre facies se dan en forma gradual, a excepción de la facies T. En las facies P se registra escasa información sedimentológica debido a la mala exposición. Esta asociación de facies domina ampliamente en el Miembro Quién Sabe, especialmente en las localidades ubicadas en el extremo sudoeste del área de estudio. Hacia el noreste esta asociación grada hacia la AF1, llegando a desaparecer en la localidad Estancia Quién Sabe.

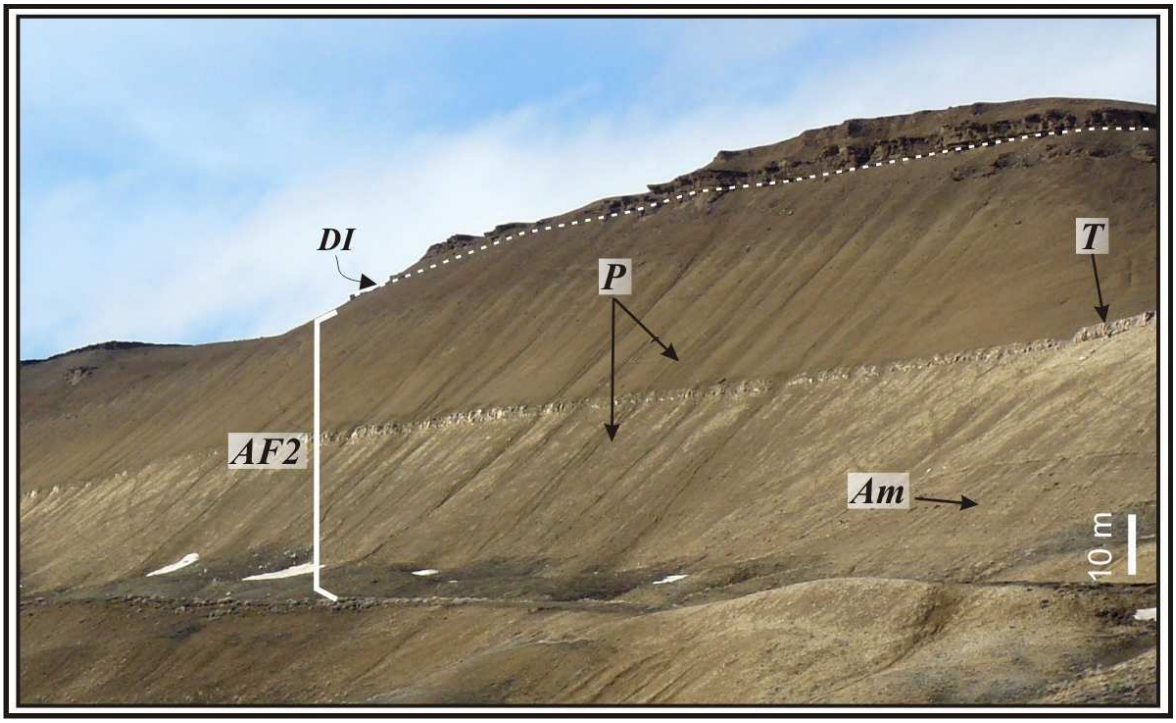


Figura 3.22. Asociación de Facies 2. Sucesión conformada por facies Am, P y T. Nótese el pase insensible entre las facies Am y P. Hacia el tope se observan las facies del Miembro Bandurrias (AF4), separadas de las anteriores por la discontinuidad DI. Localidad Arroyo Bandurrias.

Interpretación: la presencia de la facies Am y Be, más la participación importante de facies P bioturbada y rica en fósiles marinos indican un ambiente marino normal de plataforma. La relación de concordancia y equivalencia lateral con la AF1 confirma esta interpretación. La energía del medio ha fluctuado desde ambientes de energía moderada (areniscas) a ambientes de baja energía (pelitas), es decir que el ambiente osciló entre una plataforma con influencia de oleaje de tormentas a una plataforma en donde la decantación fue el proceso dominante. La falta de estructuras sedimentarias físicas, eliminadas por la intensa bioturbación, impide refinar las interpretaciones. La intercalación de niveles piroclásticos se relaciona a eventos de gran aporte de material desde el continente y su preservación en el medio se relaciona a una baja energía y escaso poder de retrabajo del ambiente. La equivalencia lateral de esta asociación de facies con la AF1 indica un gradiente de energía en el ambiente, en donde las localidades ubicadas hacia el sudoeste presentan dominancia de la AF2 (menor energía) mientras que las localidades ubicadas hacia el noreste contienen únicamente a la AF1, indicando una somerización del ambiente hacia este último sector.

Asociación de facies 3 (AF3)

Se constituye por la asociación de las facies Am y Ht. En general Am se dispone en la base y Ht por encima, en un arreglo granodecreciente, con pasajes graduales entre facies. El grado de bioturbación decrece notablemente desde Am hacia arriba, como así también el contenido fosilífero. Esta asociación aparece únicamente en la parte superior del Miembro Quién Sabe, aunque no se reconoce en todos los perfiles analizados. En líneas generales, esta es una asociación de escasa proporción en el total de la sucesión. El arreglo granodecreciente de esta asociación de facies culmina en una discontinuidad que marca un cambio importante de facies. Asociadas a esta discontinuidad se reconocen trazas fósiles asignadas a *Thalassinoides* isp. rellenas de areniscas procedentes del sector superior.

Interpretación: la facies Am, bioturbada y con abundante contenido de fósiles marinos indica claramente un ambiente marino somero normal. Por su parte, las facies Ht no muestran bioturbación abundante ni fósiles, con lo cual se sugieren condiciones estresantes para el desarrollo de la fauna bentónica marina. El pasaje de esta facies a la facies Ht se da en forma gradual, sin mediar discontinuidad, lo que indica que el ambiente marino fue perdiendo energía y desmejorando las condiciones para el sustento de la biota. Este decrecimiento en la energía se asocia a una somerización en un ambiente con influencia de mareas, en donde las

facies más someras son las de menor energía (Dalrymple et al., 1992). Asociada a esta somerización se registra una mayor influencia del medio terrestre y por ende condiciones estresantes para los organismos, ya sea por aporte de aguas dulces al sistema o por exposición subaerea. La ausencia de esta asociación de facies en varios perfiles del área de estudio se explica como producto de erosión de la parte superior del miembro Quién Sabe, proceso relacionado a la discontinuidad que lo separa del suprayacente Miembro Bandurrias.

Asociación de facies 4 (AF4)

Se constituye por la asociación de las facies Bt, Ap y Aa, con menores proporciones de Am y Br (Figura 3.23). La facies Bt se encuentra generalmente en la base de la asociación y forma una parte importante de esta asociación. Es frecuente un arreglo granodecreciente de las facies, como así también un decrecimiento en el contenido de material bioclástico hacia arriba. En algunos casos la facies Bt forma sets de estratificación entrecruzada de gran escala. La facies Ap suele portar cortinas de fango, aunque las mismas son escasas en esta asociación. Las paleocorrientes obtenidas a partir de los sets con estratificación entrecruzada son dominantes hacia el sudeste y sur. Contienen fósiles marinos diversos (principalmente bivalvos, gastrópodos y balánidos), con variables grados de trituración, alcanzando el máximo en las facies Bt. La bioturbación es moderada a excepción de las facies Am que se encuentran intensamente bioturbadas. En todos los perfiles en donde se reconoce esta asociación de facies la misma aparece apoyada sobre una discontinuidad de alcance regional que en esta Tesis se denomina *Discontinuidad Interna*, la cual se encuentra atravesada por tubos verticales asignados a *Thalassinoides* isp.. Por su parte el límite superior de esta asociación pasa gradualmente a otras asociaciones de facies, principalmente a la AF5. La AF4 se restringe a los primeros metros inferiores del Miembro Bandurrias, por lo que su proporción es relativamente baja respecto a las restantes asociaciones de facies de dicho miembro.

Interpretación: las facies que integran esta asociación, a excepción de Am, registran la influencia de corrientes de gran energía, capaces de crear grandes formas de lecho, ricas en fragmentos fosilíferos triturados. Estos depósitos bioclásticos (facies Bt) se forman luego de períodos de erosión y retrabajo de depósitos marinos previos, de los cuales las corrientes toman el material bioclástico. Cuando cesa la erosión, todo el material es depositado como grandes formas de lecho (Figura 3.20A). El paleoambiente de sedimentación en donde estos depósitos se preservaron se interpreta como un ambiente marino de plataforma somera, que evolucionó desde un sistema erosivo (discontinuidad y producción de bioclastitas) a un

sistema depositacional de alta energía (oleaje y mareas). En las localidades ubicadas hacia el noreste se registran depósitos asociados a caras de playa (*shoreface*) mientras que hacia el sudoeste estos gradan a grandes formas de lecho, formadas por corrientes de gran poder de transporte en aguas algo mas profundas, interpretadas como producto de la acción de mareas. Hacia arriba estas formas de lecho pierden el contenido bioclástico pasando a facies epiclásticas Ap y Aa, o Am si la bioturbación es intensa, lo que indica una leve profundización del ambiente. Todo esto indica que esta asociación de facies se depositó en un contexto transgresivo.

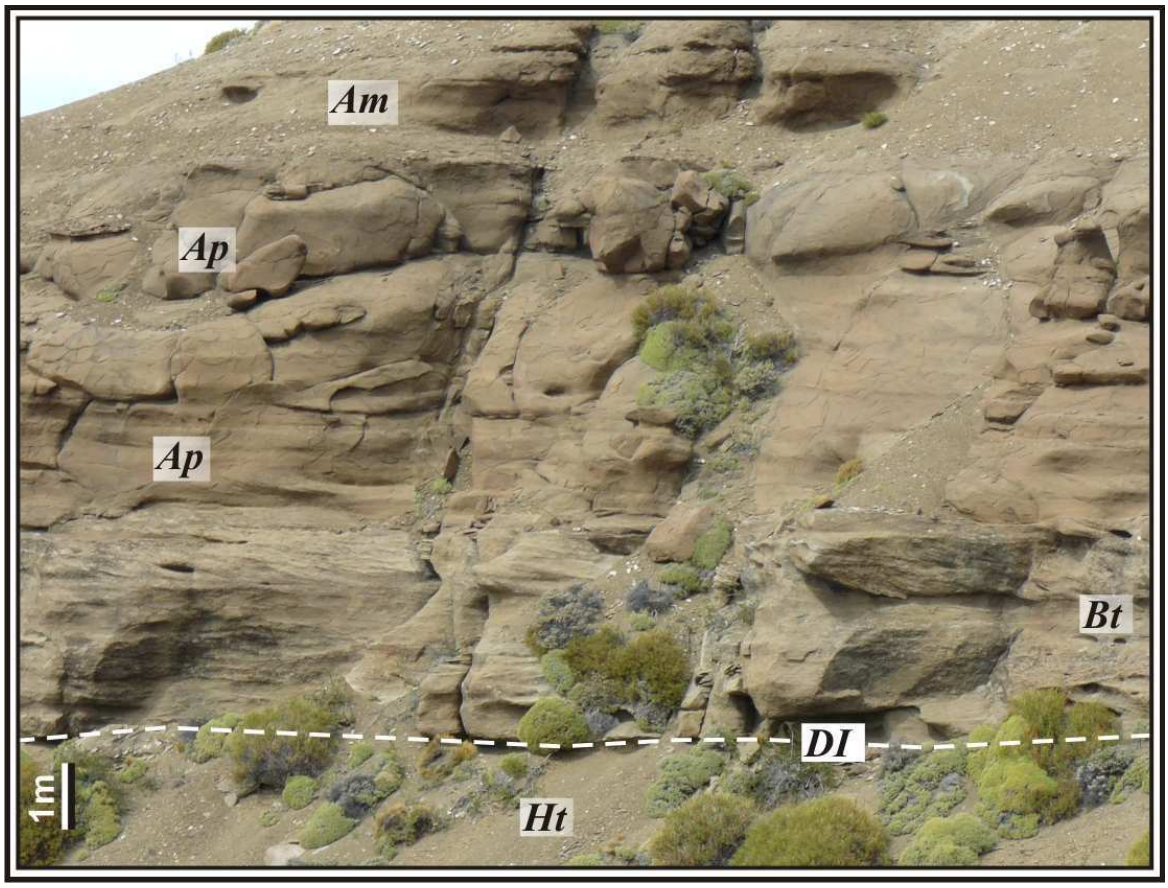


Figura 3.23. Asociación de Facies 4. Facies características de esta asociación yaciendo sobre la Discontinuidad Interna (DI) que divide ambos miembros. Las facies Ht pertenecen a la AF3 del Miembro Quién Sabe. El color mas claro observado en Bt se debe al gran contenido de material bioclástico. Nótese el arreglo granodecreciente de la AF4. Localidad Estancia Quién Sabe.

Asociación de facies 5 (AF5)

Se constituye por la asociación de las facies Ap, Aa, Am, Ao y Ht conformando secuencias granodecrecientes (Figura 3.24). Ap y Aa aparecen estrechamente asociadas,

generalmente en la base de la asociación, mientras que Ht aparece hacia la parte superior de la misma. Estas tres facies son dominantes en volumen respecto de las restantes Am, Ao, Bb y Be. Rico contenido de fósiles marinos (mayormente bivalvos y gastrópodos) que aparecen generalmente dispersos en las facies Ap, Aa y Am o formando niveles de facies Bb o Be. Las facies Bb están dominadas por *Crassostrea hatcheri*, llegando a formar bioestromas tabulares de hasta tres metros de espesor. La bioturbación es abundante en esta asociación, especialmente en las facies Am, aunque aparecen trazas fósiles en todas las restantes facies. En las facies Ht, tanto la bioturbación como la abundancia y diversidad de fósiles marinos decrecen notablemente respecto de las restantes facies. Es común la presencia de estratificación entrecruzada tipo hueso de arenque (bipolar) y cortinas de fango intercaladas en las caras de avalancha de los sets entrecruzados. En la base de esta asociación es común la presencia de superficies de erosión, de poco relieve y gran extensión lateral, con excavaciones asignables a *Thalassinoides* isp. sobre la cual se desarrollan estratos con estructuras sedimentarias tractivas. También se reconocen superficies erosivas dentro de la asociación de facies, las cuales marcan el comienzo de nuevos ciclos granodecreciente de menor envergadura. Esta asociación es exclusiva del Miembro Bandurrias y aparece en el mismo con una proporción del 20-30%, en relación a las restantes asociaciones de facies. Se concentra fundamentalmente hacia la parte inferior de este miembro y normalmente sobreyace a la AF4 y es cubierta por la AF6, aunque otras asociaciones de facies pueden aparecer tanto en la base como en el techo de AF5.

Interpretación: la presencia de abundantes y diversos fósiles marinos, intensa a moderada bioturbación y estructuras sedimentarias producidas por acción de mareas indican que esta asociación de facies se depositó en ambientes marinos de baja profundidad. La preservación de las estructuras sedimentarias tractivas y la relativamente menor intensidad de la bioturbación (en comparación con la AF1) se pueden explicar por una tasa de sedimentación más elevada que para el Miembro Quien Sabe, aunque no se descartan esporádicas condiciones estresantes para los organismos, producidas por ejemplo por eventos de aporte de aguas dulces a salobres desde el continente. Las discontinuidades observadas en la base de la asociación y el arreglo interno general granodecreciente, el cual culmina con facies finas Ht, sugieren que el relleno ocurrió en canales de marea (*sensu* Dalrymple et al., 1992). Estas discontinuidades basales, normalmente planas y con bioturbación por *Thalassinoides* isp., se interpretan como producto de la instauración de extensos canales de mareas o sistemas estuarinos dominados por mareas, producto de eventos transgresivos de

bajo rango. La extensión lateral de estos sistemas es mayor a lo que puede ser observado a escala de afloramientos (generalmente quebradas o pequeños valles), por lo que no pudieron observarse relieves de importancia estratigráfica. La presencia de importantes cuerpos bioestromales de *C. hatcheri* intercalados en esta asociación de facies, los cuales son claramente marinos (Parras y Casdío, 2005; 2006; capítulo IV de esta tesis), sugieren períodos de estabilidad del fondo marino, generados posiblemente por los mencionados eventos transgresivos de bajo rango (Pufahl y James, 2006). Por otro lado, las facies Ht registran la sedimentación en planicies de marea, en la parte superior de los sistemas estuarinos. En líneas generales, a pesar de la influencia de mareas y la proximidad al continente que se registra en esta asociación de facies, no se detecta una importante influencia de procesos continentales.

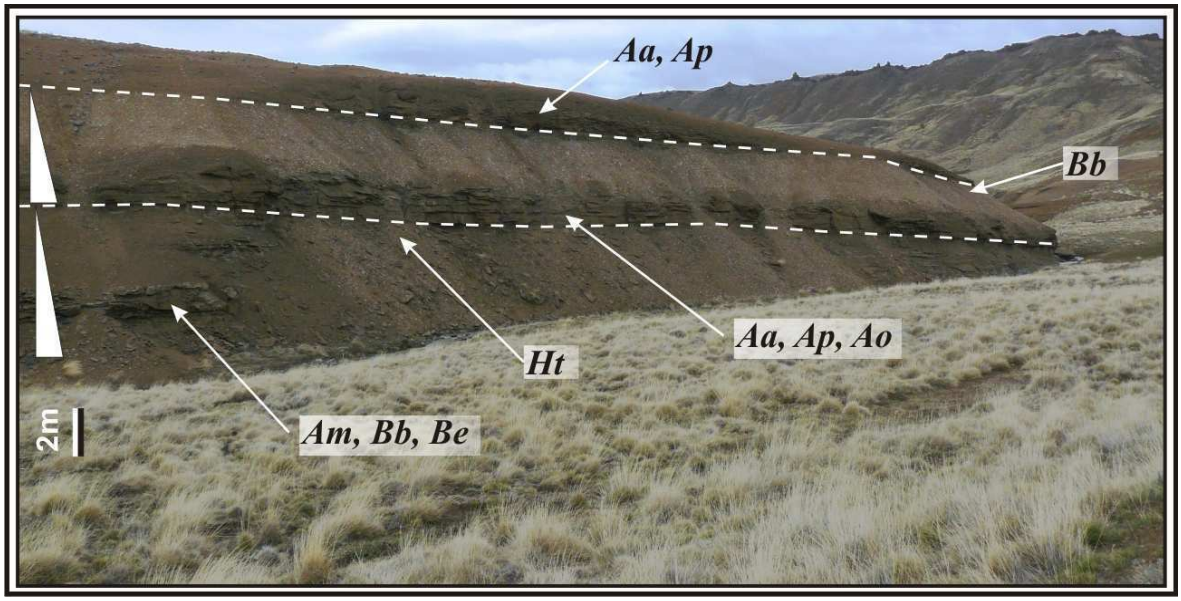


Figura 3.24. Asociación de Facies 5. Esta asociación forma sucesiones granodecrecientes con base neta y plana, sobre la cual dominan facies Aa o Ap y hacia arriba gradan a facies finas o niveles biogénicos. Facies del Miembro Bandurrias en la localidad Arroyo Bandurrias.

La gran variabilidad de facies observada en esta asociación refleja la complejidad del relleno de sistemas estuáricos por barras arenosas submareales, con influencia de mareas (Boyd et al., 2006; Dalrymple y Choi, 2007). En general dominan facies arenosas de canal por sobre facies finas de planicie, producto del bajo potencial de preservación de las planicies tanto por erosión lateral de los canales como por erosión durante las variaciones del nivel relativo del mar (Weimer et al., 1982).

Asociación de facies 6 (AF6)

Se constituye por una combinación de facies similar a la observada en la AF5, pero con algunos arreglos y proporciones diferentes entre las mismas (Figura 3.25). Las facies que participan en su composición son variadas, con predominio de Aa, Ap y Ht, con menores proporciones de Am, Ao y Bt, y escasa participación de Br, Cm y Bb. El arreglo vertical de facies es en general granodecreciente, en cuya base se observan superficies de erosión con *Thalassinoides* isp., algunas de ellas planas y lateralmente continuas y otras cóncavas hacia arriba y de extensión lateral acotada a la escala del afloramiento (decenas de metros). Estos patrones granodecrecientes se dan a escalas verticales de entre 5 y 20 metros y se encuentran apilados unos sobre otros formando sucesiones que alcanzan hasta 45 metros de potencia (p.e. en el perfil de Estancia Rincón Amigo). En general, los ciclos granodecrecientes de poco espesor (algunos metros) poseen geometrías lenticulares, mientras que los de mayor espesor presentan geometrías tabulares a escala de afloramiento. Por encima de la discontinuidad basal se reconocen las facies de mayor energía como Cm (formada por intraclastos pelíticos o bioclastos retrabajados), Aa y Ap. Estas facies Aa y Ap suelen formar espesas sucesiones, a veces monótonas (una sola facies, Figuras 3.12A, 3.13D) o con intercalaciones entre ellas, de hasta 15 metros de espesor. Normalmente el tamaño de grano de las facies y el espesor de los estratos disminuye hacia el tope, gradando a facies Am, Ao y finalmente a Ht, estas últimas con importantes espesores de hasta 10 metros. Dentro de estos ciclos granodecrecientes aparecen intercaladas las facies bioclásticas. Generalmente aparecen facies Br sobre la discontinuidad basal, facies Bt en los sectores de mayor energía y facies Bb hacia el tope, en facies de grano fino.

Una de las diferencias marcadas respecto de la AF5 es el menor contenido de fósiles marinos, dominando los niveles monoespecíficos de ostras (facies Bb), en particular de la ostra *Crassostrea orbignyi* (Ihering, 1897). Además de esta ostra, aparecen algunos pocos bivalvos o gastrópodos aislados y algunos niveles dominados por fragmentos de cirripedios (balánidos). Los niveles de *C. orbignyi* forman dos tipos de acumulaciones monoespecíficas: por un lado forman facies Bb, es decir acumulaciones biogénicas del tipo biohermales (*sensu* Pufahl y James, 2006) con organismos en posición de vida y cementados entre sí (Figura 3.19B) y por otro lado forman acumulaciones transportadas (facies Bt) compuestas por depósitos bioclásticos con estratificación entrecruzada (Figura 3.20C) que indican el retrabajo de los cuerpos biohermales anteriormente descriptos. Adicionalmente aparecen briznas

vegetales en las facies finas y fragmentos de troncos transportados en facies Aa o Ap. La bioturbación es pobre y se concentra principalmente en la facies Am y Ht.

Figura 3.25. Asociación de Facies 6. Sucesión monótona de areniscas en donde dominan facies Ap. Por encima de una discontinuidad se depositan una serie de cuerpos arenosos (barras) de arquitectura compleja. Nótese las abundantes superficies de reactivación. Las flechas blancas indican cortinas de fango de gran potencia (hasta 10 centímetros) y las flechas amarillas indican niveles de intraclastos pelíticos, producto del retrabajo de las anteriores. Corresponde al Miembro Bandurrias en la parte superior del perfil de La Sección Norte.

Es importante la presencia de abundantes cortinas de fango y niveles de intraclastos pelíticos (Figura 3.25) los cuales aparecen intercalados entre las láminas de los sets entrecruzados. También se reconocen algunos niveles con estratificación entrecruzada tipo hueso de arenque y muchas paleocorrientes medidas en cuerpos con estratificación entrecruzada dan direcciones opuestas. En esta asociación de facies se reconocieron varios niveles con estratificación heterolítica inclinada (*IHS*) intercalados.

Esta asociación de facies es exclusiva del Miembro Bandurrias, y aparece en gran proporción en el mismo (30-40%). Se intercala normalmente con la AF5 con la cual está

estrechamente relacionada. Hacia la parte superior del Miembro Bandurrias, la AF6 pasa a la AF7, discontinuidad erosiva mediante.

Interpretación: la escasez y baja diversidad de fósiles marinos y la aparición de restos fósiles de plantas terrestres indican un ambiente próximo a la línea de costa, con influencia del medio terrestre. Por otro lado, la abundancia de estructuras sedimentarias indicadoras de acción de mareas como las cortinas de fango y las paleocorrientes bipolares, sugiere que el sistema depositacional estuvo bajo la influencia de las corrientes generadas por mareas. Es decir que la AF6 consiste de un sistema mixto marino-continental. Las sucesiones granodecrecientes limitadas en su base por discontinuidades erosivas se interpretan como producto del relleno de canales de marea (Dalrymple et al., 1992). Las dimensiones de estos canales fueron variables, desde grandes canales con extensión lateral kilométrica (p.e. canal central de estuario) hasta pequeños canales de decenas de metros de extensión lateral y no más de 5 metros de profundidad, estrechamente asociados a planicies de mareas. En dichas planicies, en donde las condiciones ambientales fueron estresantes para los organismos marinos, se desarrollaron cuerpos biohermales monoespecíficos constituidos por *C. orbignyi*, especie capaz de tolerar cambios de salinidad (ver capítulo IV de esta Tesis). La abundancia de cortinas de fango, sumado a la pobreza en la diversidad de fósiles marinos, apunta a una importante influencia del aporte fluvial al sistema en forma de aguas salobres y elevada concentración de fango en suspensión, condiciones típicas de la transición marino – fluvial dentro de estuarios. Adicionalmente, en estos ambientes se da una importante migración lateral de los canales (Dalrymple y Choi, 2007; Van den Berg et al., 2007), lo cual está evidenciado por una mayor participación de estructuras del tipo IHS.

Asociación de facies 7 (AF7)

Se constituye por la asociación de facies Cm, Aa, Ap y P, en arreglos generales granodecrecientes. La facies Ht aparece en menor proporción y ocasionalmente se observan intercalaciones de facies T. Se la diferencia de la asociación de facies 6 por la ausencia de fósiles marinos, cortinas de fango y bioturbación. Los ciclos granodecrecientes comienzan con una base erosiva, en algunos casos con importante relieve indicando incisión en los depósitos previos. Sobre esta base yacen facies Cm, compuestas por intraclastos o material terrígeno, formando niveles delgados de forma lenticular. Por encima siguen en predominancia las facies Aa y algunos niveles con Ap. Estas facies arenosas son portadoras de fósiles terrestres, como restos de troncos o huesos de vertebrados. Hacia arriba estas facies

gradan a facies finas, que a diferencia de las asociaciones de facies anteriores, pierden la alternancia arena-pelita (Ht) y se hacen más homogéneas (facies P). En ellas se reconocen briznas vegetales y marcas de raíces, y su coloración es en general oscura. Intercaladas entre estas pelitas aparecen delgados niveles arenosos macizos. Una particularidad de esta asociación de facies lo constituyen las intercalaciones de facies T con geometrías lenticulares, las cuales serán analizadas en detalle más adelante en este capítulo (Sección "Niveles Piroclásticos"). La AF7 aparece por encima de la AF6, ambas asociaciones separadas por una discontinuidad. En algunos casos se ha encontrado a la AF7 intercalada entre depósitos asignados a la AF6. La AF7 de facies se encuentra en el tope de la sucesión analizada en este trabajo y se la considera como perteneciente al tope del Miembro Bandurrias de la Formación Estancia 25 de Mayo o a la parte inferior de la Formación Santa Cruz. El límite entre ambas unidades litoestratigráficas es arbitrario y se coloca en este trabajo donde aparece el último nivel con fósiles marinos (generalmente ostras).

Interpretación: la ausencia de fósiles marinos y de evidencias de acción de mareas sugiere un ambiente enteramente continental. El arreglo granodecreciente, sumado a las superficies de erosión cóncavas hacia arriba y los restos de fósiles terrestres indican depositación en canales fluviales, con sus planicies de inundación asociadas, dominadas por facies pelíticas.

3.1.3 Límites estratigráficos de la unidad

Base

La Formación Estancia 25 de Mayo se encuentra cubriendo a la Formación Río Leona, depositada durante el Oligoceno tardío (Barreda *et al*., 2009), y por debajo de la Formación Santa Cruz, cuya parte inferior ha sido depositada durante el Mioceno inferior (ver capítulo V).

La Formación Río Leona aparece mejor representada hacia el oeste del área de estudio (Figura 3.1), con buenas exposiciones en las localidades Arroyo Bandurrias y La Sección (Figuras 3.26, 3.27). Algunos afloramientos parciales pueden observarse en la región del Cerro Calafate y Cerro Dos Mellizos (Figura 3.1). Esta unidad fue descripta en detalle por Marenssi *et al*. (2005) y aquí sólo se analizará su parte superior, que se encuentra en contacto con la Formación Estancia 25 de Mayo (Figura 3.26). Desafortunadamente, el contacto entre ambas unidades se encuentra cubierto, y sólo se reconocen algunas facies finas de difícil

asignación. Las localidades La Sección Sur y Arroyo Bandurrias son las que muestran las mejores exposiciones de este intervalo de contacto (Figuras 3.26, 3.27).

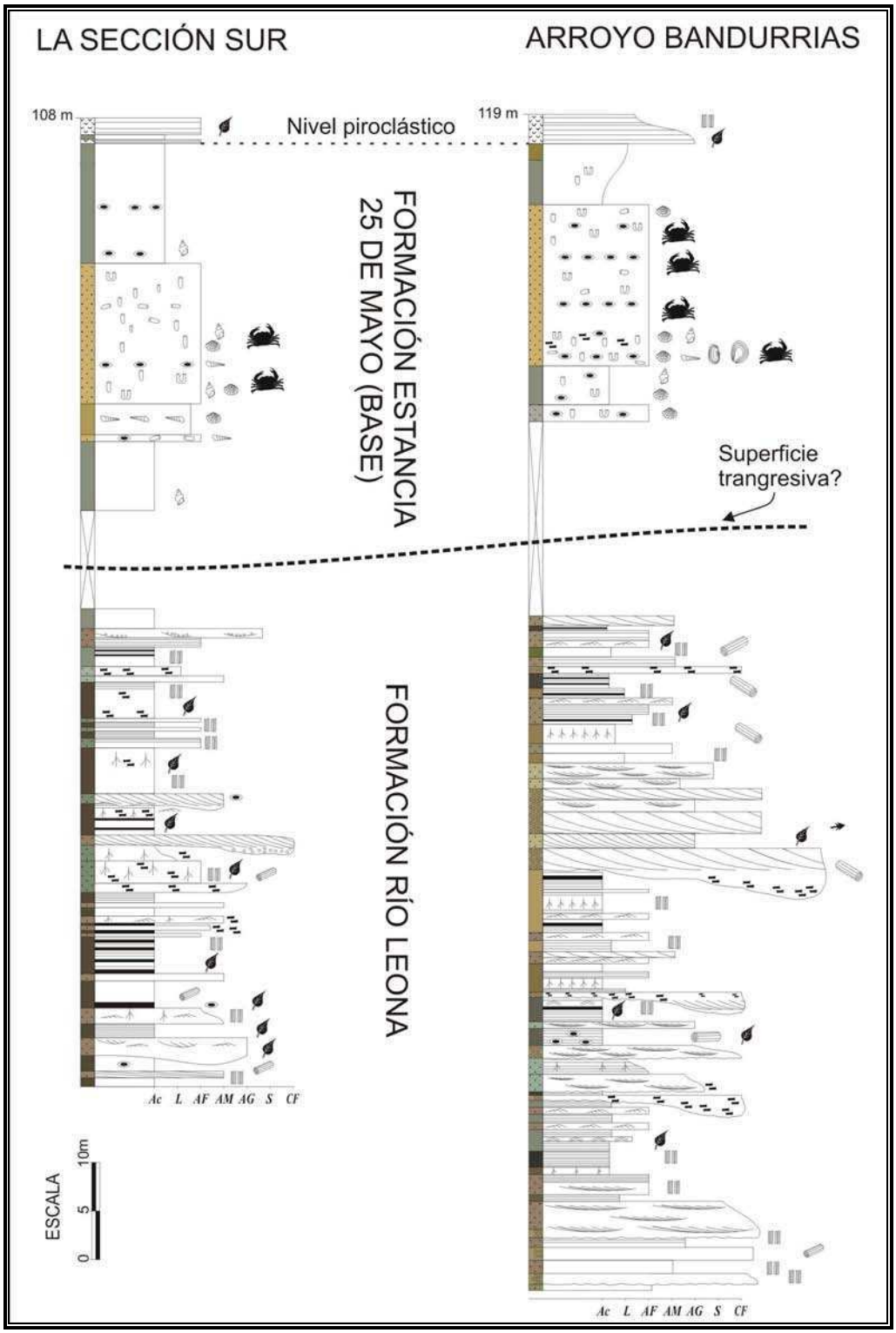


Figura 3.26. Secciones levantadas en las localidades Arroyo Bandurrias y La Sección Sur, distantes unos 6 kilómetros entre sí. El contacto entre las unidades litoestratigráficas se encuentra cubierto en ambos casos.

Los depósitos de la Formación Río Leona en esta región se componen de intercalaciones de areniscas y pelitas carbonosas con algunas intercalaciones compuestas por ortoconglomerados clasto sostén (Figura 3.26), depositados en ambientes fluviales bajo un clima húmedo (Marenssi *et al*., 2005; Barreda *et al*., 2009). La presencia de leños fósiles es característica de esta unidad (Pujana 2007, 2008). Por otro lado, las facies inferiores de la Formación Estancia 25 de Mayo se constituyen de pelitas y areniscas bioturbadas y fosilíferas de la AF2, depositadas en un ambiente marino de plataforma. Entre ambas unidades aparecen aproximadamente unos 10 metros de cobertura moderna que impide la observación directa del contacto entre estas unidades. En base a la información disponible, se estima la presencia de una superficie transgresiva separando ambas unidades. Esta hipótesis se basa en el cambio brusco observable en los ambientes de depositación por debajo y por encima del intervalo cubierto (Figura 3.26) y por la diferencia de composición palinológica observada por Barreda *et al*. (2009), quienes sugieren un hiato entre ambas unidades.

Techo

El techo de la Formación Estancia 25 de Mayo se reconoce como un pasaje transicional hacia la Formación Santa Cruz. Las facies superiores de la primera unidad se componen de areniscas, heterolitas y pelitas (AF6), con escasos fósiles marinos y escasa bioturbación, interpretados como producto de acumulación en canales y planicies de marea. Por su parte, las facies inferiores de la Formación Santa Cruz se componen de paquetes granodecrecientes de conglomerados finos, areniscas entrecruzadas y pelitas (AF7), interpretados como depósitos fluviales de canal y planicie de inundación. Entre ambas facies no se reconocen discontinuidades de importancia regional. De esta manera se observa que el pasaje entre ambas unidades se da en forma transicional, producto de una progradación de los sistemas continentales sobre los ambientes marinos someros. El límite exacto entre ambas unidades es difícil de señalar en base a un cambio de litofacies, por ello se determina arbitrariamente en la última aparición de fósiles marinos en la columna, en este caso correspondiente a la última aparición de la ostra *Crassostrea orbignyi*. Similares criterios de división fueron adoptados por otros autores para la región de la costa atlántica para separar las formaciones Monte León (inferior) y Santa Cruz (superior) (Parras y Griffin, 2009).

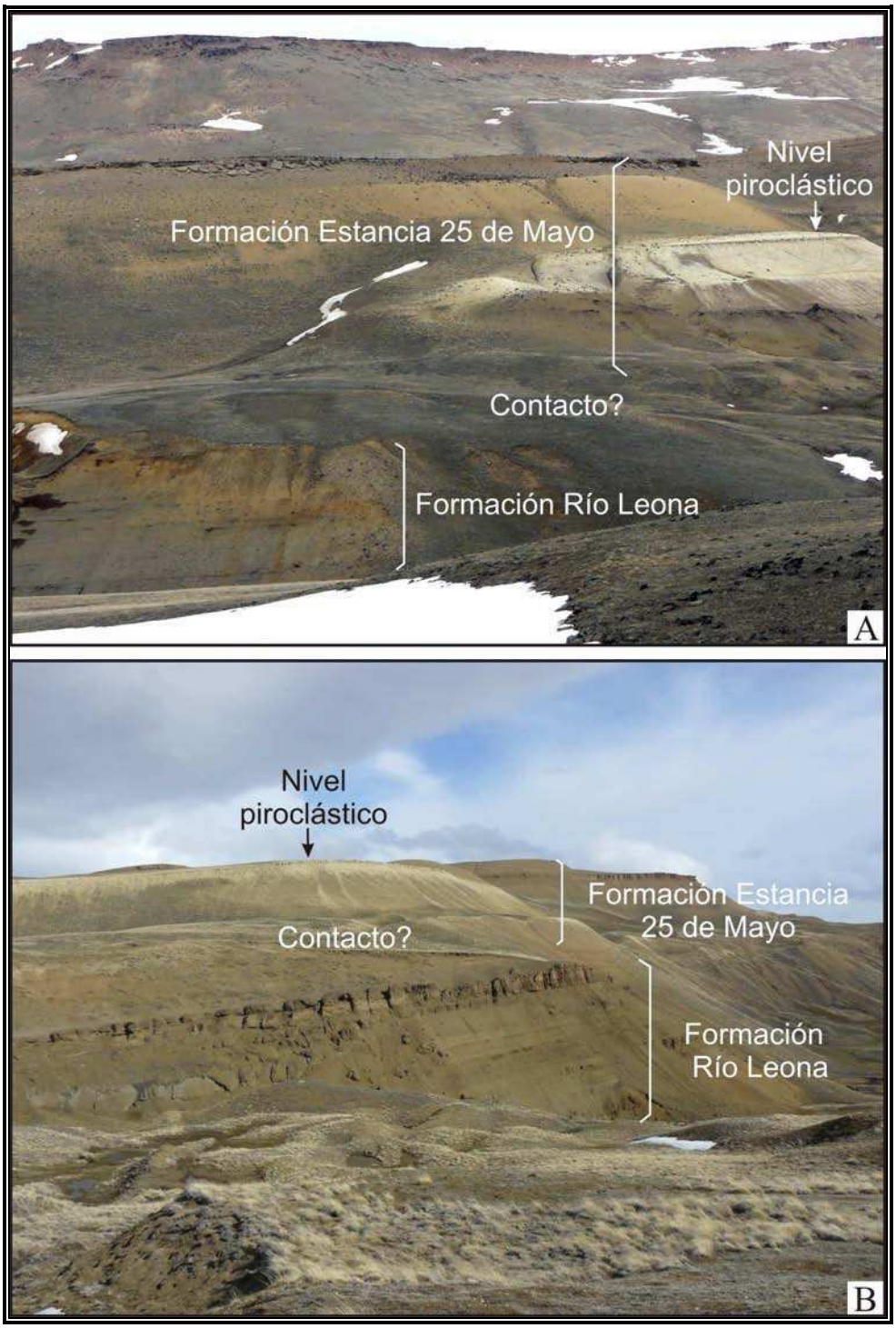


Figura 3.27. Vista del contacto entre las Formaciones Río Leona (inferior) y Estancia 25 de Mayo (superior). En ambos casos se encuentra cubierto. Se indica el nivel piroclástico, el cual se usó de nivel de correlación en la figura anterior. A) La Sección Sur; B) Arroyo Bandurrias.

Casadío *et al*. (2000a) colocaron una discordancia erosiva en el límite entre las formaciones aquí estudiadas en base a la observación de superficies de incisión en la localidad

del Arroyo Bandurrias. En este trabajo, se ha observado que tanto en esta localidad, como en el resto de las localidades del sur santacruceño donde este límite aflora, tales incisiones corresponden a bases de canales fluviales, de extensión lateral limitada, lo cual no las define como una discordancia, sino como una superficie de reactivación autocíclica propia de los ambientes continentales. Más aún, la intercalación de niveles marinos con niveles continentales hacen a este límite transicional, sin observarse cambios bruscos en las facies sedimentarias que permitan inferir una discordancia. Por otro lado, los resultados de edades obtenidos en este trabajo (capítulo V), indican edades muy similares entre ambas unidades, congruentes con un pasaje transicional entre ellas.

En otras localidades santacruceñas, este límite se ha colocado como transicional, como por ejemplo en la región de Monte León (Feruglio, 1944, 1949-50; Di Paola y Marchese, 1973; Parras y Griffin, 2009) y Lago Posadas (Bande 2007). En la región del Lago Cardiel se ha sugerido una discordancia angular entre ambas unidades (Ramos, 1982).

Discontinuidad Interna (DI)

Esta denominación informal se emplea para designar a la discontinuidad que separa a ambos miembros de la Formación Estancia 25 de Mayo. Como se describió anteriormente, los miembros de esta unidad presentan asociaciones de facies distintivas. Por un lado el Miembro Quien Sabe (inferior) se encuentra constituido fundamentalmente por las AF1 y AF2, con menor proporción de la AF3. Por su parte el Miembro Bandurrias (superior) se encuentra constituido dominantemente por las AF5 y AF6, con menor proporción de AF2, AF4 y AF7. Este contraste litofacial entre miembros indica un cambio en el estilo de sedimentación y preservación de los depósitos, el cual ocurre drásticamente y no en forma gradual. Este cambio se registra a través de la DI que, además de la discontinuidad registrada en el contacto basal con la Formación Río Leona, es la única superficie que puede ser correlacionada a lo largo de al menos 30 kilómetros y observada en varias localidades (Figuras 3.2, 3.4, 3.6, 3.7, 3.8, 3.22 y 3.23). A escala de afloramiento no presenta un relieve importante sino que es planar, aunque con irregularidades menores y bioturbación por *Thalassinoides* isp. de gran tamaño. Sin embargo a escala regional se observa un suave relieve (Figura 3.2). Existen además otras superficies erosivas dentro de la Formación Estancia 25 de Mayo (y Formación Santa Cruz), pero ninguna de ellas pudo ser correlacionada a lo largo de varias localidades.

Inmediatamente por encima de la DI se registran las facies Bt de la AF4, asociación de facies que aparece únicamente en esta posición estratigráfica. Esto indica que las condiciones

paleoambientales reinantes al momento de la depositación de AF4 se dieron una sola vez en toda la sucesión. Por debajo de la discontinuidad DI se registran las asociaciones de facies AF1, AF2 o AF3, lo que indica cierto grado de erosión previo a la depositación de la AF4. En el perfil de la Estancia Quién Sabe (anexo I-G) tal vez se encuentre la mejor representación de este cambio brusco de facies, en donde la AF3, depositada en planicies (inter?) mareales es cubierta, discontinuidad mediante, por la AF4, depositada en ambientes netamente marinos de plataforma. Este cambio de facies indica una profundización de los ambientes sedimentarios marinos, precedido por un período de erosión y retrabajo de material anteriormente depositado (facies Bt), marcando una transgresión.

Por otro lado, si se analizan las características generales de las asociaciones de facies en cada miembro de la Formación Estancia 25 de Mayo, es evidente que a partir de la DI se registra un cambio en el "estilo" de sedimentación. Por debajo de la DI (Miembro Quién Sabe) prácticamente no se registran estructuras sedimentarias tractivas, mientras que por encima de ella (Miembro Bandurrias) éstas son dominantes, especialmente las generadas por corrientes de mareas. La causa de este cambio se analizará más adelante en este capítulo.

3.1.4 Paleocorrientes

El análisis de paleocorrientes se basó en las mediciones de direcciones de inclinación de las caras frontales de areniscas con estratificación entrecruzada. Estas facies sólo se presentan en el Miembro Bandurrias, por ello este análisis se restringe a esta porción de la columna sedimentaria.

Se dividió a la sucesión del Miembro Bandurrias en 4 secciones de acuerdo a los patrones de paleocorrientes observados y las características sedimentológicas distintivas (Figura 3.28). A su vez, los datos de paleocorrientes fueron colocados en mapas individuales para cada sección (Figura 3.29), en donde se pueden observar variaciones para cada una de ellas.

La Sección 1 corresponde a las facies inferiores de este miembro y mayormente coincide con la AF4. Las paleocorrientes apuntan mayormente hacia el sudeste (Figura 3.29). Éstas fueron medidas principalmente en los cuerpos entrecruzados de gran escala de las facies Bt. Adicionalmente, se registran paleocorrientes hacia el norte y sur, evidenciando la existencia de corrientes con reversiones generadas por acción de mareas. Las grandes formas de lecho generadas luego de la discontinuidad DI probablemente son la respuesta a intensas corrientes producidas por circulación de mareas en un ambiente marino semicerrado y de baja

profundidad. La dominancia de las corrientes en una dirección (sudeste) para toda el área y la ausencia de cortinas de fango sugieren un sistema de circulación anfidrómica, en donde las corrientes no fueron estrictamente reversas sino que presentaban un patrón elipsoidal, sin períodos de agua estancada (Sztanó y de Boer, 1995).

Por el contrario la Sección 2 presenta un patrón de paleocorrientes mucho más regular, con direcciones norte-sur y dominancia hacia el norte (Figura 3.29). En este caso las facies involucradas corresponden a las AF5 y AF6, ambas interpretadas como producto del relleno de canales de mareas y sus planicies asociadas. Las paleocorrientes medidas provienen de facies arenosas con estratificación entrecruzada que representan el relleno de dichos canales. Esto es coherente con las paleocorrientes, en donde las corrientes de mareas presentaban formas en planta rectas con un patrón de entrada y salida de los canales (*flood – ebb*) (Dalrymple y Choi, 2007).

La Sección 3 muestra un patrón de paleocorrientes más irregular que las anteriores, aunque se reconoce una predominancia de direcciones noreste – sudoeste (Figura 3.29). Las paleocorrientes medidas proceden de sets entrecruzados, los cuales se interpretan como relleno de canales de mareas. Es muy común la presencia de reversiones de corrientes y cortinas de fango, indicando acción de mareas. La mayor dispersión de las direcciones respecto del nivel anterior apunta a un aumento en la sinuosidad de dichos canales.

Finalmente la Sección 4 representa los últimos metros de la Formación Estancia 25 de Mayo y la porción inferior de la Formación Santa Cruz. En este caso los datos son escasos, pero se evidencia un cambio de las direcciones que ahora se dirigen en promedio hacia el este, consistente con la progradación de sistemas fluviales procedentes del las áreas cordilleranas ubicadas al oeste.

De esta manera, las paleocorrientes en asociación con las asociaciones de facies, marcan la evolución de los sistemas sedimentarios, desde ambientes netamente marinos hacia ambientes netamente fluviales, con un paquete transicional intermedio. Adicionalmente, se infiere un patrón de circulación de corrientes de mareas controladas por las formas de la cuenca, desde ambientes marinos abiertos a ambientes canalizados que muestran una sucesión de patrones de paleocorrientes rectos y sinuosos, similar a lo propuesto por Dalrymple *et al*. (1992).

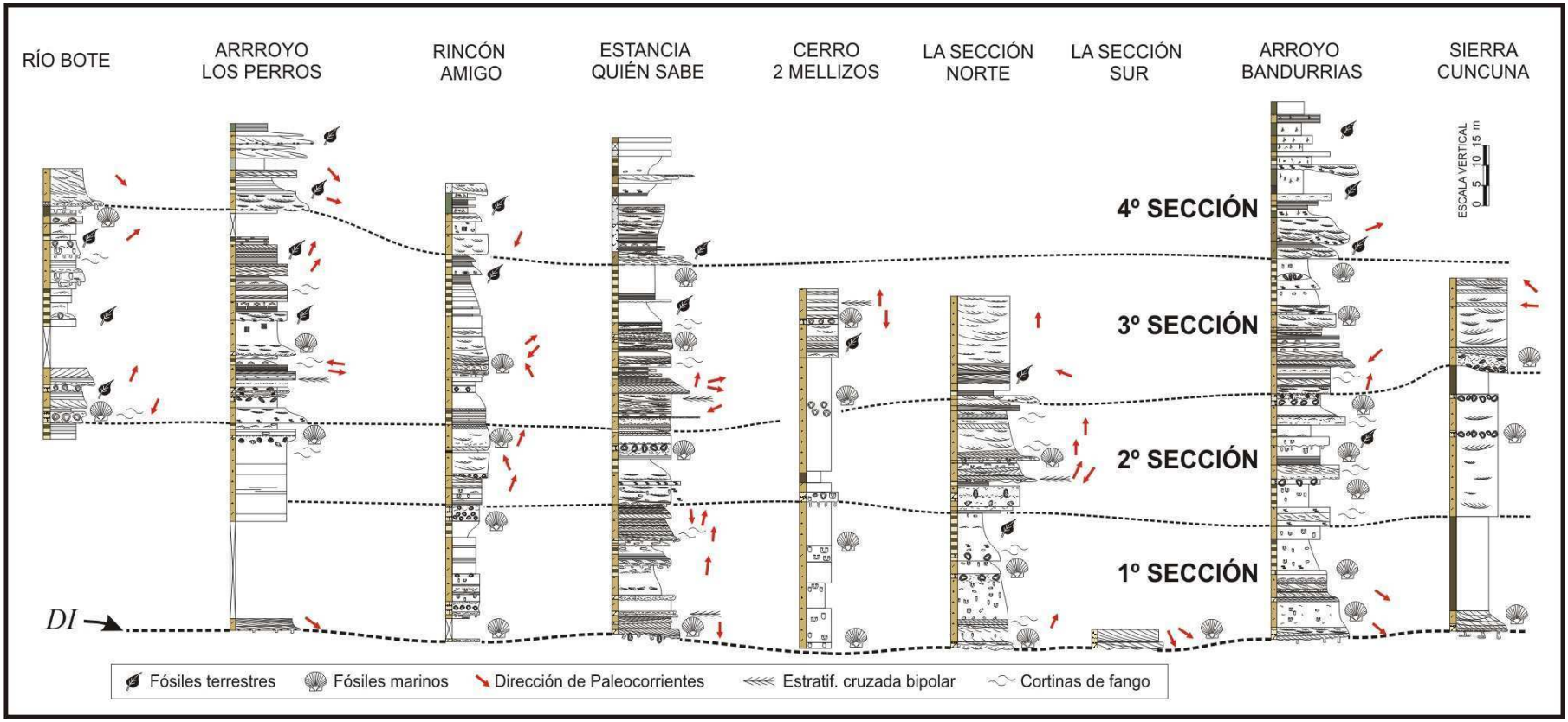


Figura 3.28. Correlación de perfiles para la porción del Miembro Bandurrias. El contenido fosilífero se simplificó en fósiles marinos y fósiles continentales. Se dividió el paquete en 4 secciones en base a litofacies y direcciones de paleocorrientes.

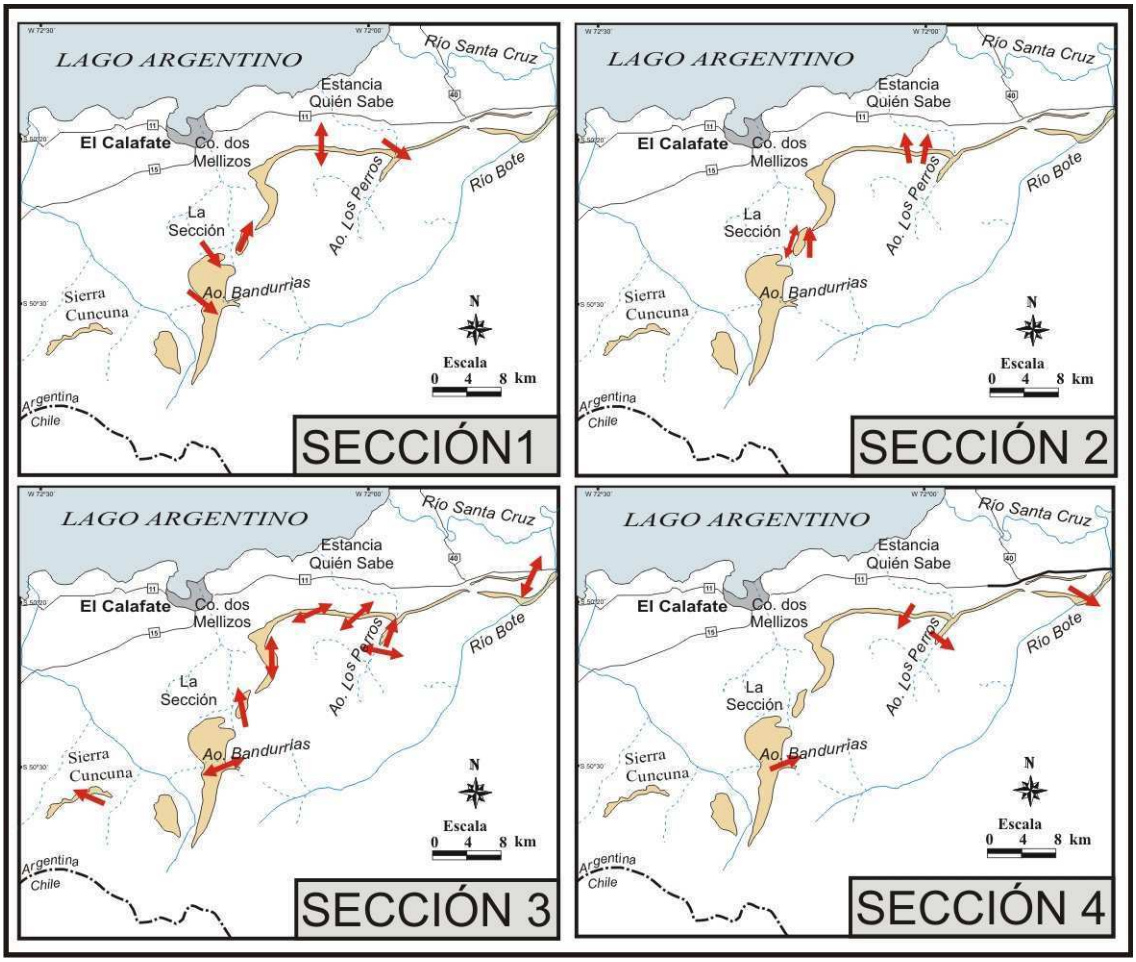


Figura 3.29. Mapas de paleocorrientes para cada sección estratigráfica del Miembro Bandurrias.

3.1.5 Niveles piroclásticos

El registro estratigráfico cenozoico de la Patagonia se caracteriza por contener una gran cantidad de sedimentos de origen piroclástico. Particularmente, el Patagoniano o Patagoniense presenta numerosos niveles piroclásticos intercalados y proporciones variables de mezcla entre sedimentos epiclásticos y volcaniclásticos (Riggi 1978, Di Paola y Marchese 1973, Crawford *et al*., 2008). A pesar de su abundancia, el conocimiento de estos niveles es incompleto y poco se sabe respecto a su origen y modos de depositación y preservación.

En la región del Lago Argentino, se reconocieron dos niveles piroclásticos distintivos, uno inferior y otro superior, intercalados en la Formación Estancia 25 de Mayo y clasificados como facies T anteriormente en esta tesis. En ellos se llevaron a cabo estudios detallados de su sedimentología, petrología y geoquímica, para revelar las condiciones de sedimentación y la naturaleza de la fuente del material. Estos niveles se reconocieron en siete de las localidades estudiadas en la región que de noreste a sudoeste son: Arroyo Los Perros, Estancia

Quién Sabe, Arroyo 25 de Mayo, La Sección norte, La Sección sur, Arroyo Bandurrias y Sierra Cuncuna (Figura 3.1). En todas estas localidades alguno de los dos niveles fue reconocido (Figura 3.30).

Geometría y Facies de los niveles piroclásticos

Los niveles piroclásticos considerados en este apartado presentan geometrías contrastantes aunque sus facies sedimentarias son bastante similares. El *Nivel Piroclástico Inferior* (NPI) puede observarse sin interrupciones desde la Sierra Cuncuna hasta el Arroyo 25 de Mayo (Figura 3.30). En cambio el *Nivel Piroclástico Superior* (NPS) aparece en forma discontinua y sus mejores exposiciones se encuentran en Estancia Quién Sabe y Arroyo Los Perros, aunque es visible en algunas localidades intermedias (Figura 3.30).

El NPI se encuentra ubicado próximo a la base del Miembro Quién Sabe de la Formación Estancia 25 de Mayo mientras que el NPS yace intercalado en la zona de transición entre el Miembro Bandurrias de la unidad anterior y la Formación Santa Cruz, de edad miocena inferior-media (Figura 3.30).

Nivel Piroclástico Inferior (NPI)

Este nivel se reconoció en 5 localidades, desde el Cerro dos Mellizos hasta la Sierra Cuncuna (Figura 3.30). Presenta forma tabular sin interrupciones laterales, y es visualmente continuo por unos 30 kilómetros en sentido noreste-sudoeste, con variaciones de espesor menores. Hacia el extremo noreste desaparece, sin embargo en su extremo sudoeste se encuentra cubierto, por lo que no puede establecerse su continuación más al sudoeste de la Sierra Cuncuna. Desde el punto de vista estratigráfico se encuentra localizado unos 30 metros por encima del contacto entre las Formaciones Río Leona (inferior) y Estancia 25 de Mayo (superior). Está intercalado en sedimentos marinos de grano fino (Figura 3.31A, B). Su base es plana y neta en todas las localidades (Figura 3.31C), y su techo se define como un pasaje gradual hacia los sedimentos que lo suprayacen. Los espesores medidos varían entre 0,3 metros en el extremo sudoeste (Sierra Cuncuna) hasta casi 4 metros en la parte noreste (Arroyo 25 de Mayo) donde rápidamente se acuña hasta casi desaparecer en las localidades Quién Sabe y Arroyo Los Perros en donde sólo se reconocen sedimentos de composición mixta (tufitas) sin formar niveles concretos.

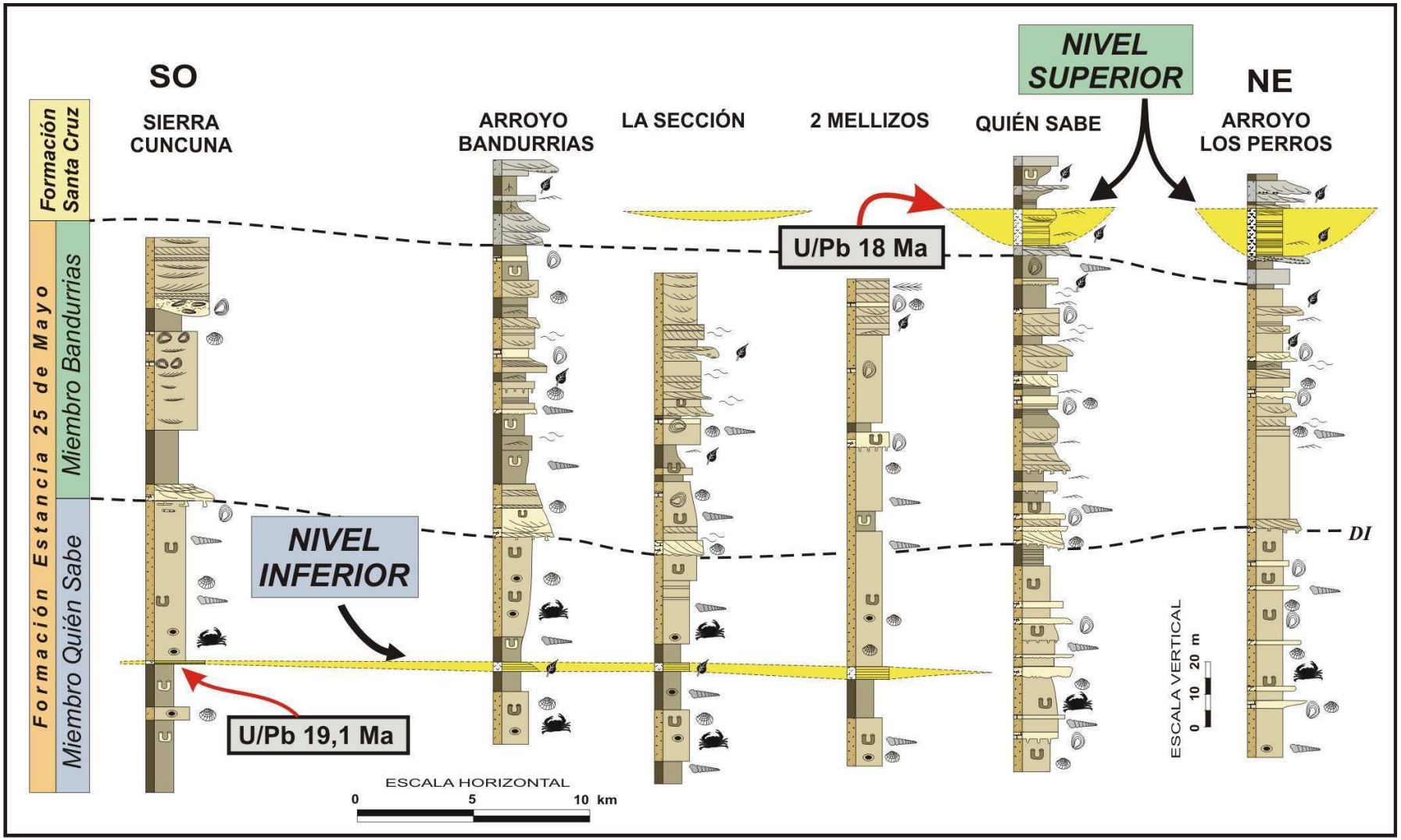


Figura 3.30. Correlación de perfiles en donde se destaca la aparición de los niveles piroclásticos inferior (NPI) y superior (NPS). Nótese la diferencia en la geometría y continuidad lateral de cada nivel. Las edades colocadas corresponden a las obtenidas en este trabajo (ver capítulo V).

El nivel en general muestra un arreglo grano decreciente, con tobas gruesas en los primeros centímetros desde la base (Figura 3.31D), pasando rápidamente a tobas finas a muy finas, incluso limosas, hacia arriba (Figura 3.32A). Adicionalmente existe gradación lateral del tamaño de grano, que se manifiesta sobre todo en los centímetros inferiores. Las facies inferiores más gruesas aparecen en el extremo sudoeste del nivel mientras que las más finas aparecen hacia el noreste (Figura 3.32A).

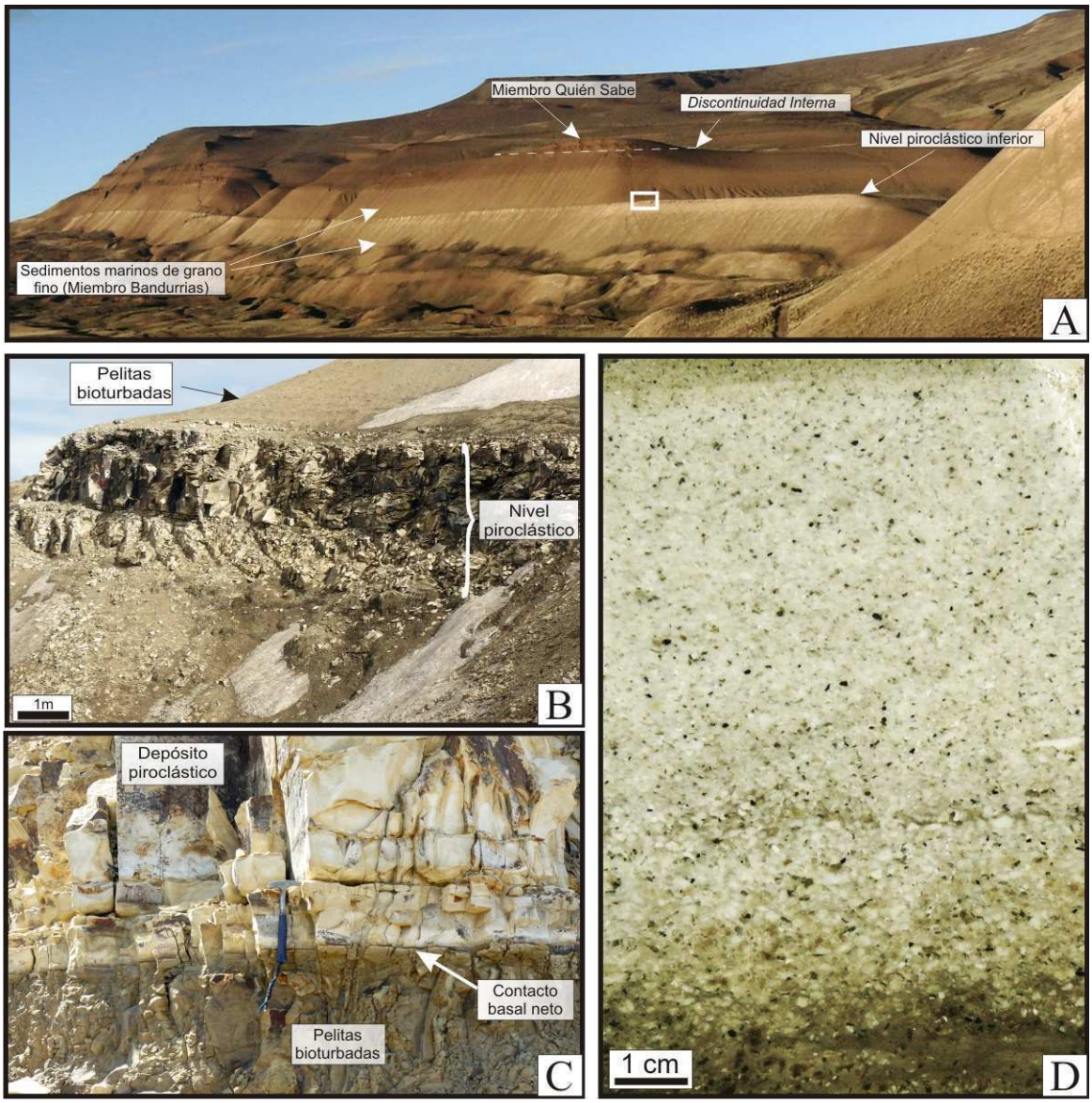


Figura 3.31 Nivel Piroclástico Inferior. A) Vista general del Miembro Quién Sabe en la localidad Arroyo Bandurrias. Se destaca el nivel piroclástico blanquecino intercalado en fangolitas marinas, con una notable continuidad lateral y forma tabular. El espesor del nivel es de 3 metros. B) Detalle del Nivel Piroclástico Inferior indicado en (A). Barra vertical 1 m. C) Vista de la base del nivel. Contacto neto y plano con las limolitas bioturbadas

inferiores. Se distingue laminación difusa dentro del cuerpo. D) Facies gruesas inferiores en Sierra Cuncuna.

La laminación paralela es la única estructura sedimentaria observada dentro de este nivel, siendo más profusa en la base, mientras que hacia el tope se hace más difusa hasta desaparecer, dominando en esta parte las tobas finas masivas (Figura 3.32A). Sólo en una localidad se observaron rasgos ondulados cerca de la base, probablemente asignables a laminación ondulítica. No se encontraron restos ni trazas de organismos marinos, sin embargo es abundante la presencia de fragmentos vegetales carbonizados de hasta 1 centímetro de diámetro. Estos fragmentos vegetales aparecen concentrados en láminas concretas en asociación con fragmentos pumíceos de gran tamaño, que aparecen sobre todo en la base del nivel, aunque también se observaron en partes superiores (Figura 3.32A).

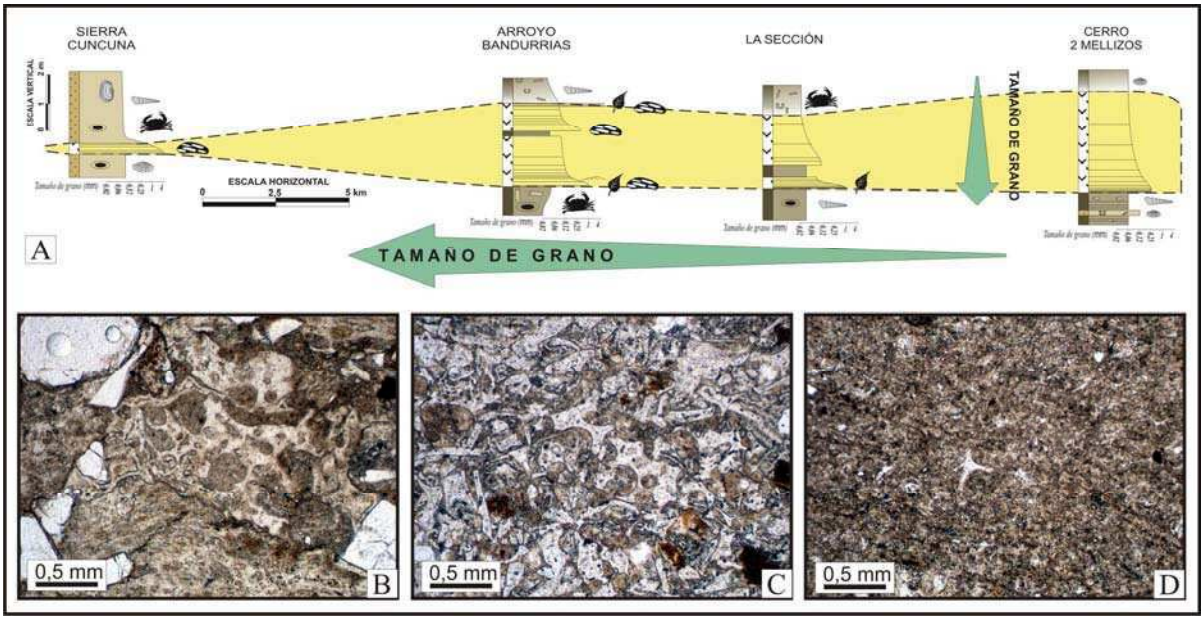


Figura 3.32. A) Perfiles detallados del NPI indicando facies y contenido fosilífero. B, C y D corresponden a microfotografías de las facies inferiores del nivel, en donde se observa una disminución del tamaño de grano desde el sudoeste (B) hacia el noreste (D). En B se reconocen abundantes pómez y cristaloclastos.

Una característica remarcable de este nivel, visible en dos localidades, es una intercalación pelítica, que llega a alcanzar los 30 centímetros de espesor (Figura 3.32A). Aparece en Arroyo Bandurrias y en La Sección Sur, y presenta techo y base planos y netos.

Las tobas que le siguen por encima muestran su base de mayor granulometría, y una tendencia grano decreciente hacia arriba.

Las facies sedimentarias que aparecen por debajo y por encima del NPI consisten de fangolitas y areniscas finas verdosas y fosilíferas, interpretadas como depósitos de un ambiente marino de baja energía en base a la presencia de bivalvos, gastrópodos y crustáceos, como así también a la intensa bioturbación observada.

Tres tipos de fragmentos clásticos fueron reconocidos en este nivel: vitroclastos (trizas + pumíceos), cristaloclastos y litoclastos. En todas las muestras analizadas los fragmentos vítreos exceden el 70% de la roca y normalmente alcanzan un 90%, de manera corresponden a tobas vítreas (Figura 3.33). Las trizas vítreas dominan entre el total de los componentes, y su proporción varía de forma inversa con el tamaño de grano del depósito, alcanzando un 95% de trizas en las tobas finas (limosas) (Figura 3.32B, C y D). Sus formas dominantes son en "Y" y cuspadas, y muchas preservan pequeñas burbujas internas. Las trizas mayores suelen ser blocosas mientras que las más finas son aciculares. Los fragmentos pumíceos son abundantes en algunos niveles y dominan en los depósitos más gruesos de la localidad Sierra Cuncuna en donde las trizas están ausentes (Figura 3.32B). El tamaño de grano de las trizas es variable, desde 0,06 (limo a arena muy fina, 4Ø) hasta 0,7 (arena media, 0,5Ø) milímetros (Figura 3.32B, C y D).

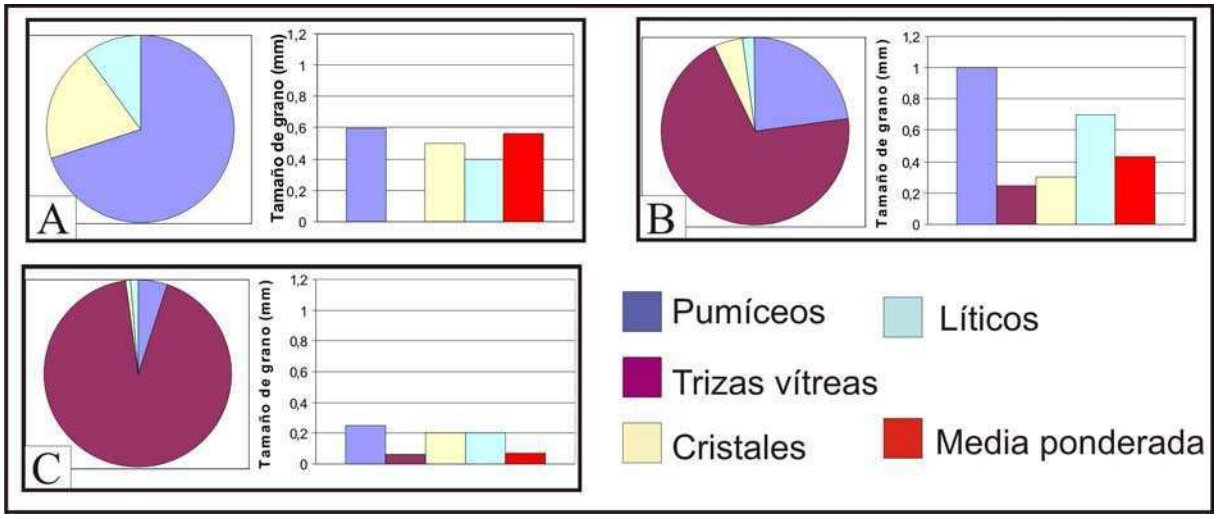


Figura 3.33. Rasgos petrográficos del NPI. Los gráficos de tortas indican proporción de tipos clásticos. Los histogramas indican granulometría de cada tipo clástico. La media ponderada es el tamaño de grano medio del depósito. A: Sierra Cuncuna; B: Arroyo Bandurrias; C: La Sección. Los datos graficados proceden de las mismas muestras colocadas en las fotos de la figura 3.32 B, C y D, respectivamente.

Los cristales gruesos se reconocen por sus formas euhedrales y subhedrales, mientras que los más finos muestran formas muy angulares evidenciando intensa fragmentación. La mayor proporción de fragmentos cristalinos se observó en Sierra Cuncuna (Figura 3.32B) alcanzando el 20% del depósito, aunque normalmente aparecen en proporciones menores del 10%. Los minerales más comunes que los constituyen son plagioclasa y cuarzo, ambos con formas subhedrales y engolfamientos. Los rebordes vítreos son frecuentes, indicando origen volcánico. También se observaron en menor proporción feldespato potásico, biotita, hornblenda, magnetita y escaso piroxeno y circón. Como en el caso de los fragmentos pumíceos, su abundancia decrece con el tamaño de grano (Figura 3.33).

Los fragmentos líticos son escasos (Figura 3.33) y consisten principalmente de rocas volcánicas ácidas con texturas felsíticas y esferulitas, con menores proporciones de fragmentos pelíticos y metamórficos de bajo grado. Además de los constituyentes clásticos se observan productos diagenéticos en forma de cemento rellenando espacios intergranulares y el interior de las vesículas. Este material consiste de una masa amarronada de grano muy fino compuesta por zeolitas o arcillas. En Arroyo Bandurrias se reconocen fragmentos pumíceos con reemplazos por parches de calcita en la base del nivel. La porosidad es nula en todo el nivel.

En la localidad Estancia Quién Sabe, al noreste del área, este nivel piroclástico se pierde y en su lugar aparecen facies correspondientes a una sucesión monótona de areniscas finas tufíticas, masivas y bioturbadas, puntuada por algunas superficies de erosión de la asociación de facies AF1.

Nivel Piroclástico Superior (NPS)

Este nivel aparece en las facies de transición entre las Formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz, principalmente hacia el extremo noreste del área considerada, y pudo ser analizado en detalle en las localidades Estancia Quién Sabe y Arroyo Los Perros (Figura 3.30). Es posible observarlo en diferentes sectores a modo de manchas blanquecinas en el afloramiento, debido al alto contraste de color respecto de las rocas circundantes.

Lateralmente es discontinuo, aflorando como pequeñas lentes (Figura 3.30). El espesor máximo es de 15 metros en Arroyo Los Perros, observándose lentes más delgadas en otras localidades. La extensión lateral de dichas lentes no supera los 100 metros, por lo que su relación ancho/espesor es baja (6-7 aproximadamente) de acuerdo a la clasificación de

Gibling (2006). Sus bases son netas con formas cóncavas hacia arriba y sus topes son planos, dando así formas acanaladas para los cuerpos.

Cada cuerpo lenticular se compone principalmente de tobas tamaño arena, con menor proporción de tobas finas o chonitas. En la base se observa una delgada capa de tobas gruesas que grada rápidamente hacia facies más finas. Exceptuando estos primeros centímetros la tendencia general de los cuerpos de grano creciente, culminando con areniscas tufíticas gruesas hacia el tope (Figura 3.34).

En los primeros metros desde la base las tobas están finamente laminadas, con alternancias de láminas de tobas limosas y arenosas en donde se pueden observar delgadas lentes pelíticas de colores blanquecinos, semejantes a *flasers*. En la mitad inferior de los cuerpos, es común la presencia de láminas con concentración de fragmentos carbonosos y pómez de gran tamaño que pueden alcanzar los 3 centímetros de diámetro (Figura 3.36B, C).

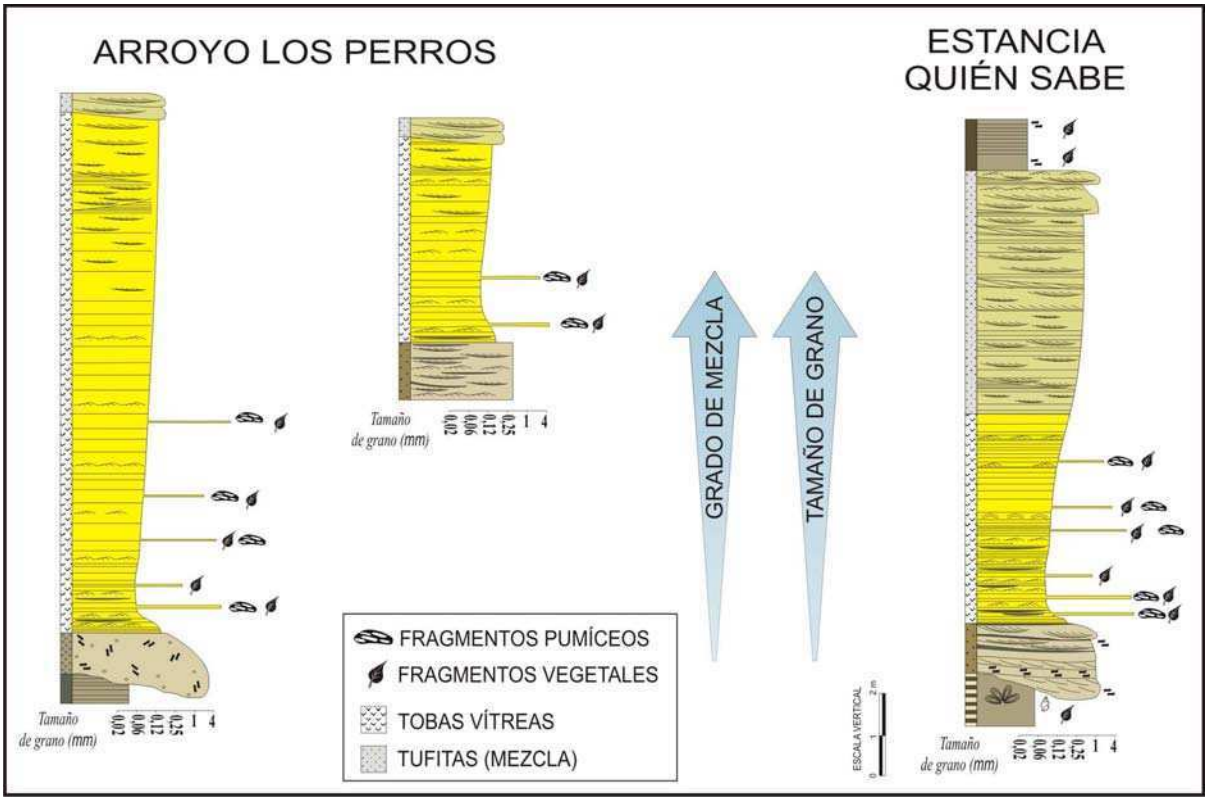


Figura 3.34. Perfiles sedimentológicos detallados de algunas de las lentes que forman el NPS. La extensión lateral máxima de estos cuerpos es de 100 metros.

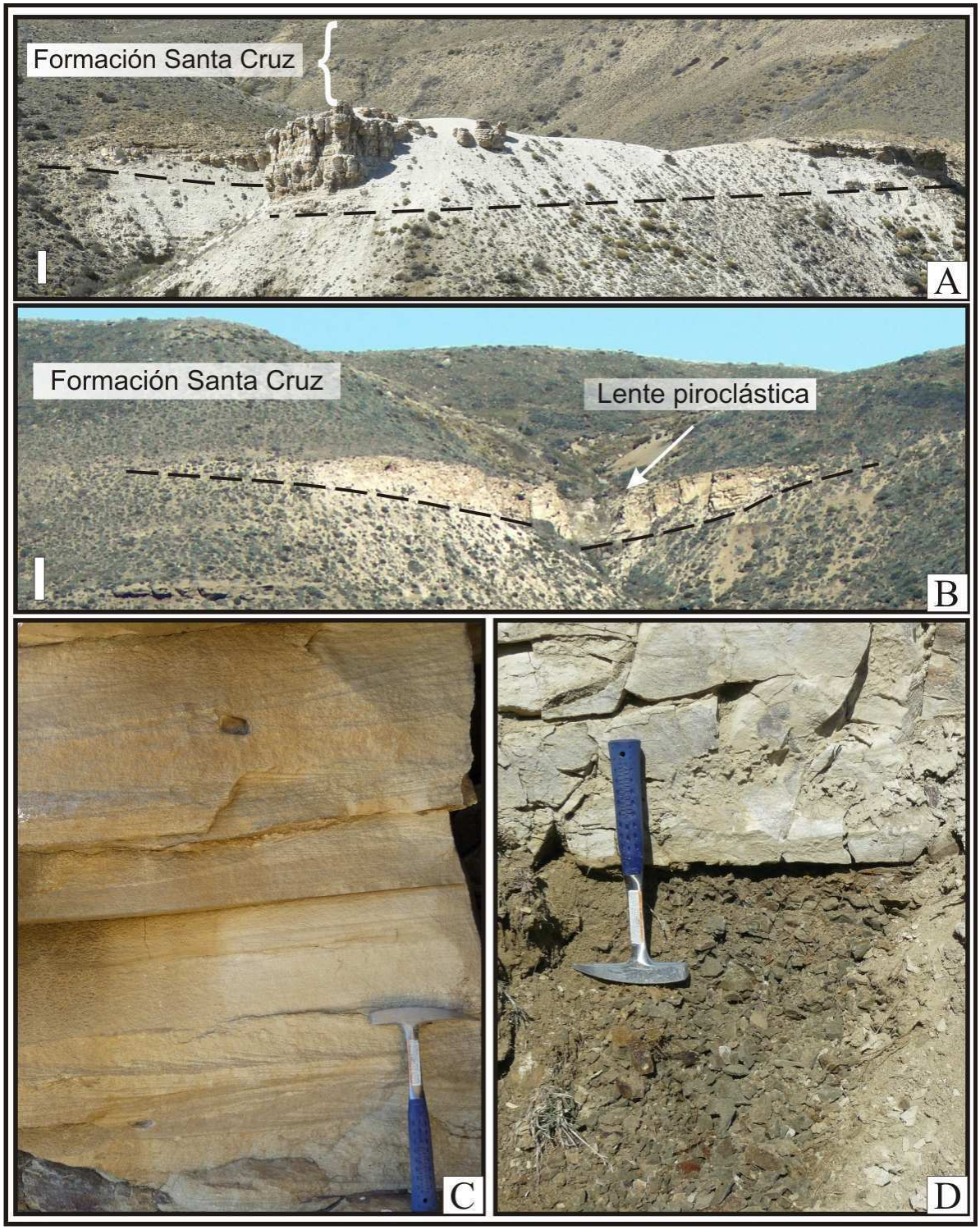
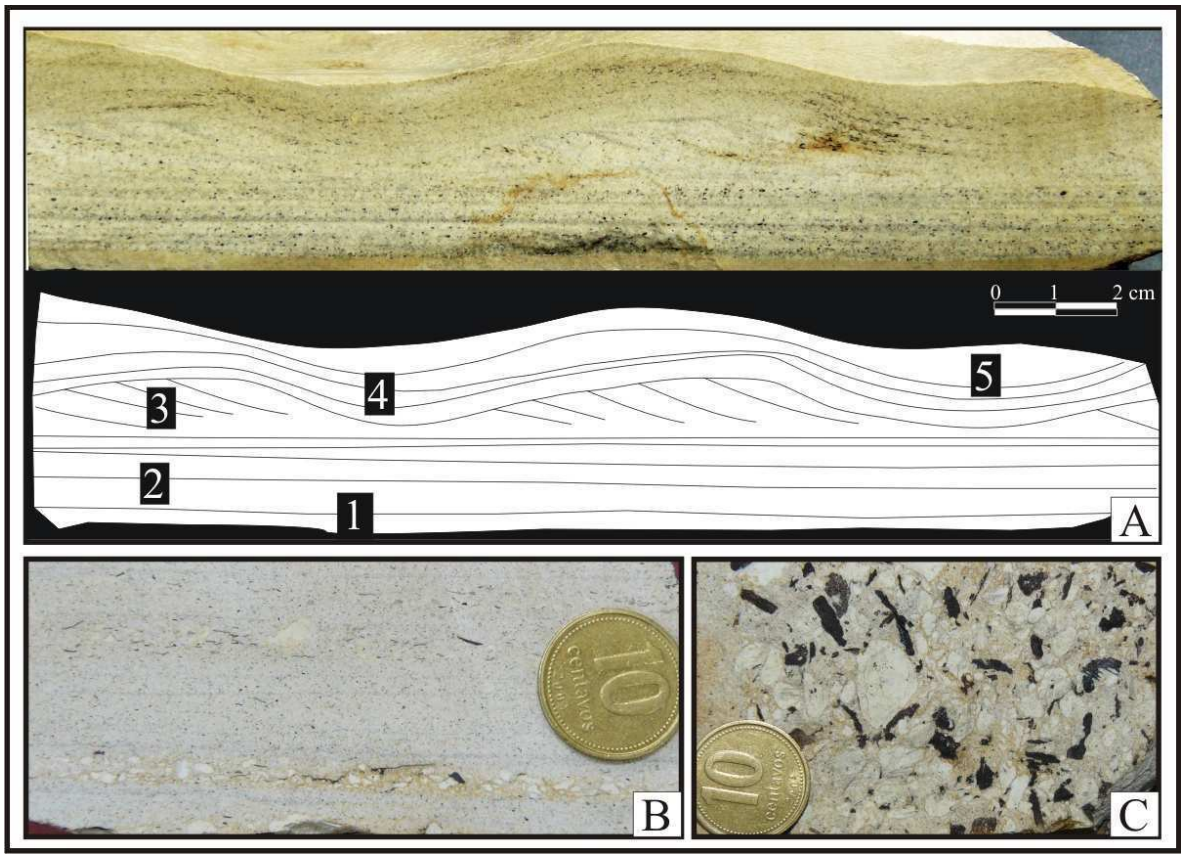


Figura 3.35. Vistas del Nivel Piroclástico Superior (NPS): A) Cuerpo lenticular en Arroyo Los Perros. Barra vertical 4 m. B) Cuerpo lenticular intercalado en la transición entre las Formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz. En la parte central, el cuerpo mide 11 metros de espesor. Localidad Estancia Quién Sabe. Barra vertical 10 m. C) Estructuras sedimentarias tractivas de escalas decimétricas (estratificación entrecruzada de alto y bajo ángulo y laminación paralela de alto régimen de flujo) que aparecen en la

parte superior de estos cuerpos. D) Contacto basal neto del cuerpo lenticular que apoya sobre fangolitas. Por encima son tobas de grano medio.

Otras estructuras sedimentarias comunes observadas en estos cuerpos son la laminación ondulítica y la estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Figuras 3.34; 3.35C; 3.36A). En la base domina la laminación paralela, junto con óndulas de corriente (Figura 3.36A). En la mitad superior de los cuerpos, la estratificación cruzada de bajo ángulo es dominante, formando sets no mayores que 20 centímetros de potencia. Finalmente, en los últimos metros aparecen estructuras de corte y relleno y el espesor de los sets entrecruzados aumenta junto con el tamaño de grano del depósito (Figura 3.35C).



3.36. A) Muestra de mano pulida y su esquema simplificado, mostrando estructuras sedimentarias tractivas de escala centimétrica. En la base se observa una fangolita (1) seguida de tobas con laminación paralela (2), ondulas de corriente (3), laminación ondulítica ascendente (4), culminando con una lámina que copia la forma de la óndula por decantación. Localidad Arroyo Los Perros. B) laminación paralela, donde se destaca una lámina de grano grueso con clastos pumíceos y carbonosos. C) vista en planta de la misma lámina que en (B), en donde se destacan los clastos grandes de pómez y restos vegetales. B y C en localidad Estancia Quién Sabe.

Las características petrográficas de estos cuerpos son bastante similares a las del NPI. Está compuesto por tobas vítreas que gradualmente se mezclan con sedimentos epiclásticos hacia el tope del cuerpo. El tamaño de grano en general es mayor respecto del NPI, por lo cual los fragmentos pumíceos son abundantes. La parte superior de los cuerpos se compone de una mezcla de material vítreo y litoclastos, principalmente de origen volcánico.

Un análisis del estado de preservación de la materia orgánica procedente de los fragmentos carbonosos hallados en el NPS (Figura 3.36C), indicó que el material carbonoso representa materia orgánica de facies carbón con abundante vitrinita bien preservada, con una reflectancia de 0,4% (equivalente a temperaturas menores a 100ºC), lo cual indica que esta materia orgánica no sufrió un episodio térmico severo. Similares resultados se obtuvieron sobre el análisis de la materia orgánica de un nivel pelítico adyacente al nivel superior, indicando un estado de preservación similar a la de los niveles carbonosos (Villar, com. pers.).

Geoquímica

Análisis químicos de roca total en muestras de tobas finas con nula o escasa evidencia de mezcla con material epiclástico, procedentes de ambos niveles, muestran que el contenido de sílice varía entre 74% y 62%. Sólo una muestra (AB-V) arrojó valores menores aunque esto es producto del reemplazo del material original por carbonato de calcio diagenético, lo cual disminuyó el contenido total de sílice. Se puede observar que las muestras del nivel inferior son ligeramente más ácidas que las del nivel superior. Esto puede deberse a un cambio en la composición del magma o a una mayor proporción de mezcla con epiclásticos en el nivel superior.

MUESTRA		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Suma
Nivel superior	Toba4	63,22	0,16	13,89	1,32	0,03	1,96	2,72	2,20	0,91	0,03	-	7,27	5,52	99,23
	Toba 5	62,97	0,25	14,44	1,88	0,01	1,48	3,31	2,84	0,99	0,03	-	5,88	5,26	99,35
	ALPX	64,32	0,20	12,96	1,63	0,02	1,67	3,34	2,60	1,20	0,03	-	5,84	5,18	99,00
Nivel inferior	LS 17	71,84	0,17	10,76	0,32	0,02	1,75	3,21	1,73	0,64	0,02	-	4,77	3,84	99,06
	Cuncuna	74,12	0,31	8,27	0,83	0,03	1,83	4,21	2,06	0,67	0,03	-	4,21	3,55	100,12
	ABV	56,31	0,16	12,89	1,20	0,02	2,23	8,01	1,72	0,89	0,02	6,66	5,74	4,96	100,82

3.37. Tabla de valores de composición química de roca total de tres muestras de cada nivel. Los valores en verde muestran el efecto del carbonato diagenético sobre la composición total en la muestra ABV.

En un diagrama tipo TAS todas las muestras corresponden a dacitas, aunque claramente se diferencian los campos para cada nivel, en donde el nivel inferior se encuentra cercano al

campo de las riolitas, mientras que las muestras del nivel superior se encuentran cercanas al campo de las andesitas (Figura 3.38).

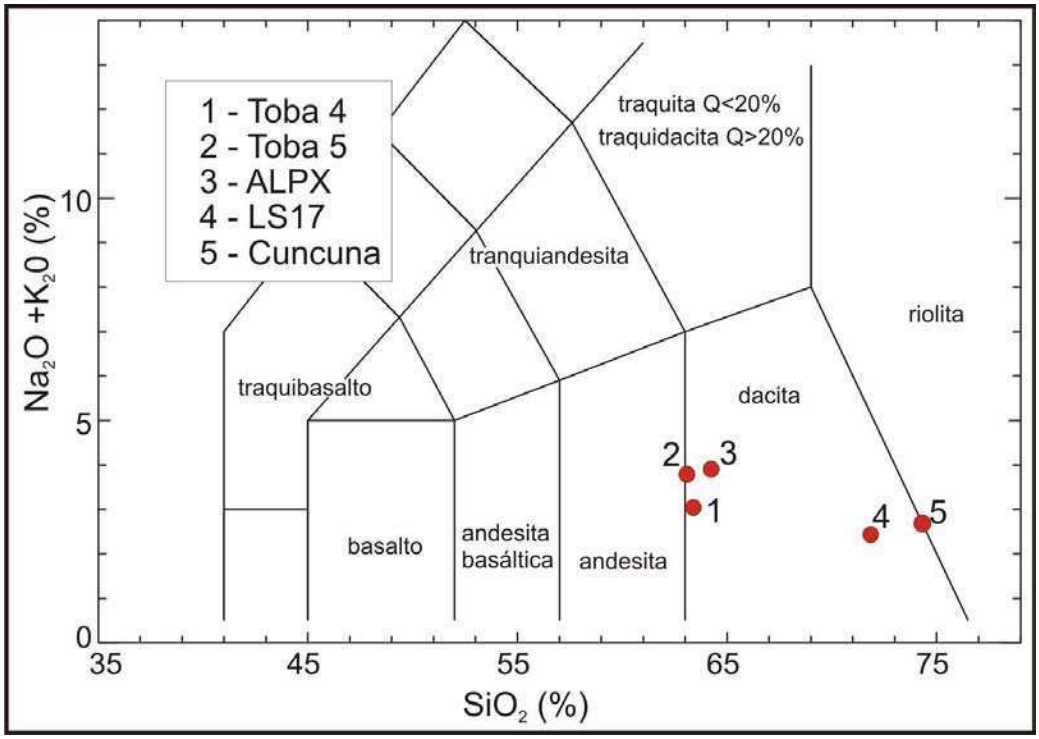


Figura 3.38. Diagrama TAS en donde se graficaron las muestras analizadas, a excepción de ABV. Todas las muestras son dacitas, aunque las del nivel inferior (4 y 5) son más ácidas que las del nivel superior (1, 2 y3).

Sedimentación y preservación de los niveles piroclásticos

Las características petrográficas y geoquímicas y la afinidad temporal (ver capítulo V de esta Tesis) entre ambos niveles piroclásticos sugiere que han tenido una fuente similar, sino la misma. Sin embargo, el contrastante modo de preservación revela la influencia del ambiente de sedimentación sobre la naturaleza final del depósito.

Nivel Piroclástico Inferior

La naturaleza tabular y continuidad lateral de este nivel reflejan la homogeneidad de la paleosuperficie de sedimentación y de las condiciones de sedimentación al momento de la erupción volcánica. El fondo marino debió ser plano, sin ondulaciones prominentes, sobre el cual las cenizas volcánicas se depositaron “manteando” la paleosuperficie.

Los sedimentos encajantes muestran una fauna rica y diversa que incluye varios géneros de bivalvos, crustáceos, gasterópodos, balánidos y equinodermos. Éstos yacen dentro de

limolitas masivas, muy bioturbadas, a veces pobremente laminadas (asociación de facies AF2), sugiriendo un ambiente marino de baja energía, bien oxigenado y de salinidad normal. Esto, sumado al tamaño de grano del sedimento indica un ambiente marino poco profundo de plataforma, probablemente protegido de la acción de grandes corrientes como mareas u oleaje. Estas condiciones pueden ser alcanzadas durante un evento transgresivo o de mar alto cuando el mar poco profundo avanza sobre el área irregular del continente, formando líneas de costa irregulares y bahías protegidas, lo que permite una preservación completa del depósito. Hacia el extremo noreste del nivel la presencia de capas de tormenta y facies algo más gruesas apuntan a un área de mayor energía, sometida a la acción de corrientes marinas y oleaje, por encima del nivel de base de olas de tormenta, indicando un área de profundidades similares a la anterior pero sin la protección de una bahía (costa abierta) o una somerización de la cuenca hacia este sector. El extremo sudoccidental del nivel se encuentra cubierto. En este marco las partículas piroclásticas suministradas por el volcanismo explosivo pudieron alcanzar el fondo oceánico y ser preservadas en él sin removilización, excepto en el extremo noreste del área.

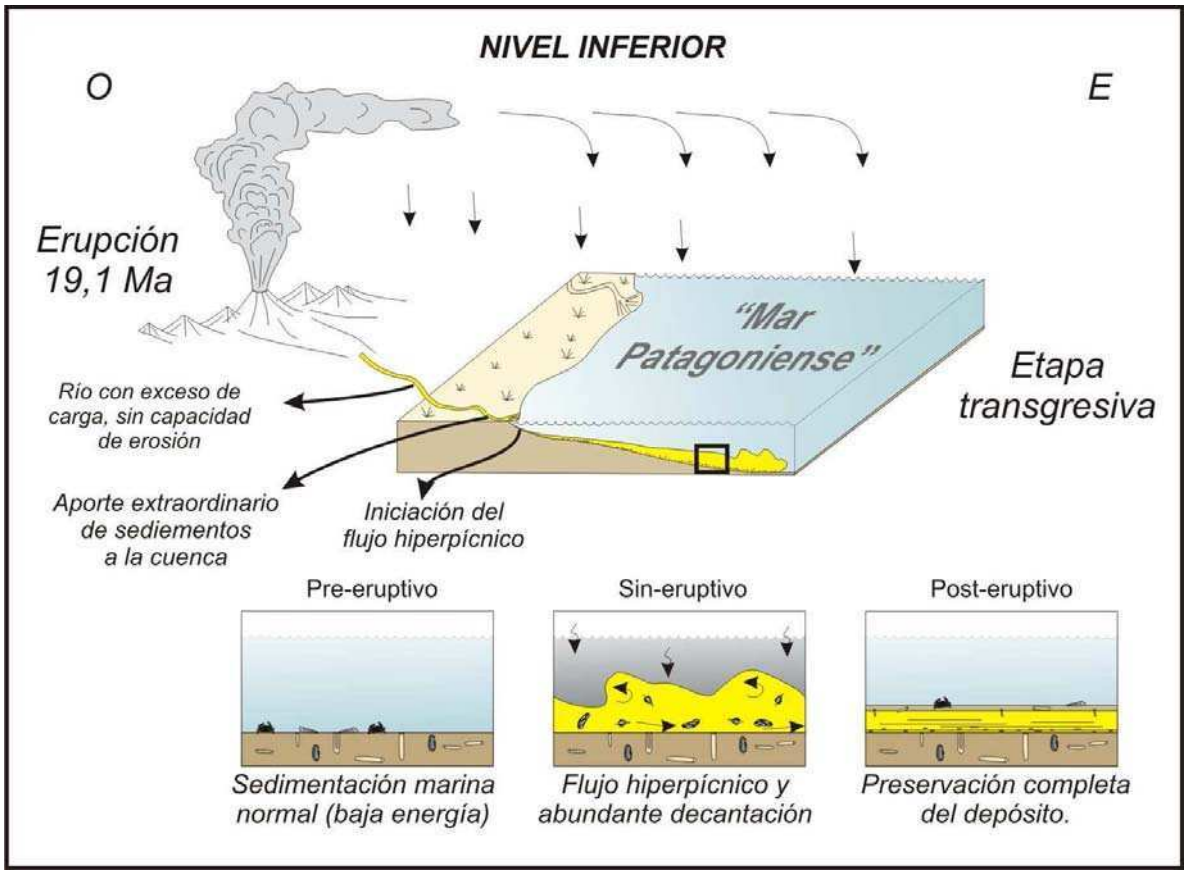


Figura 3.39. Esquema de sedimentación del Nivel Piroclástico Inferior.

La distribución granulométrica dentro del cuerpo piroclástico muestra una dominancia de partículas finas a excepción de las láminas basales. Este patrón es coherente con depósitos originados por lluvia de cenizas (Wiesner *et al*., 2004). Sin embargo, el gran espesor del cuerpo piroclástico (hasta 4 metros) sugiere algún proceso de removilización y concentración del material en esta área. Probablemente, una mezcla de ambos mecanismos haya ocurrido.

En áreas dentro de los 30 kilómetros del centro de emisión en volcanes modernos, los depósitos de caída de cenizas difícilmente superen algunos decímetros de espesor (Bonadonna *et al*., 1998) y típicamente se caracterizan por tamaños de grano gruesos promediando -2Ø a -3Ø (Lirer y Vinci, 1991). En nuestro caso el depósito varia en espesor desde 0,3 a 3 metros y su tamaño de grano se encuentra en su mayor parte en el rango de 2 Ø a 3Ø (0,15 – 0,25 mm). Como este nivel es un depósito submarino, existe la posibilidad de que las corrientes marinas hayan concentrado el material en un sitio particular. Si esto fuera cierto, seria esperable tener variaciones del tamaño de grano marcando una estratificación y éste no es el caso. Además, debería presentar alguna estructura sedimentaria de bajo régimen como laminación paralela u óndulas. Por el contrario, el depósito es dominantemente masivo, en partes difusamente laminado, y su tamaño de grano es notablemente homogéneo.

Las láminas basales en Sierra Cuncuna y Arroyo Bandurrias muestran cenizas enriquecidas en cristales. Éstas probablemente sean producto de caída de ceniza directamente al fondo del lecho marino, cuyas diferencias gravitacionales enriquecieron el depósito en cristales. Sobre ellas sigue una sucesión espesa de tobas finas masivas o pobremente laminadas.

Una alternativa posible para generar depósitos piroclásticos finos, homogéneos y tabulares en el fondo marino es a través de flujos submarinos densos originados en la línea de costa. Éstos son comunes en las desembocaduras de ríos portadores de grandes volúmenes de sedimentos en suspensión, de manera que pueden sobrepasar la densidad del agua marina y hundirse, fluyendo sobre el fondo marino por grandes distancias (Mulder y Syvitski, 1995, Mulder *et al*., 2003). La carga en suspensión que un río debe tener para superar la densidad del agua marina oscila entre 35 y 45 kg/m3 (Mulder y Syvitski, 1995) y, por ejemplo, la erupción del Monte Pinatubo en 1991 incrementó la carga en suspensión de los ríos circundantes hasta unos 290 kg/m3 (Hayes *et al*., 2002) con lo cual fácilmente podrían generarse flujos submarinos.

Adicionalmente, se ha sugerido que la capacidad de la boca de un río para generar flujos submarinos se incrementa cuando la cuenca de drenaje es pequeña (Mulder y Syvitski, 1995),

y éste parece ser nuestro caso, considerando un estadio transgresivo que alcanzó el pié de la Cordillera de los Andes. De acuerdo a Mulder *et al*. (2003) los depósitos de flujos hiperpícnicos comprenden tamaños de grano menores que arenas medianas. En nuestro caso, la mayor parte del depósito consiste de tobas arenosas finas o limosas.

La presencia de fragmentos vegetales gruesos apoya la idea de que el material es directamente aportado desde el continente (Mulder y Alexander, 2001; Plink-Björklund y Steel, 2004). Estos eventos volcánicos afectan la cubierta vegetal circundante, produciendo grandes cantidades de detritos vegetales. Al mismo tiempo que los ríos descargan sedimentos al mar, la lluvia de cenizas aporta material directamente desde la atmósfera a la cuenca incrementando la turbidez del agua marina. En tal situación sería esperable encontrar una combinación de flujos hiperpícnicos bajo una lluvia gravitacional de sedimentos. Experimentos en laboratorio sugieren que bajo una elevada lluvia de sedimentos en suspensión, los flujos hiperpícnicos en condiciones de alto régimen de flujo pueden resultar en depósitos masivos y laminación difusa (Arnott y Hand, 1989; Kneller y Branney, 1995).

El gran espesor y gran área que ocupa este nivel apuntan a la existencia de una fuente de flujos subácueos de larga duración (no instantánea). Esto es común en ambientes influenciados por volcanismo explosivo en donde grandes cantidades de material son suministrados a los sistemas sedimentarios y removilizados por los ríos hacia el mar. Estos procesos pueden durar desde horas hasta días o semanas (Mulder *et al*., 2003; Plink-Björklund y Steel, 2004).

Normalmente, las capas de ceniza en ambientes marinos muestran una profusa bioturbación y en muchos casos se encuentran completamente mezclados con los sedimentos circundantes (Wetzel 2009). En nuestro caso el nivel prácticamente carece de bioturbación o cualquier fósil marino. Solamente pequeñas estructuras biogénicas se reconocieron en el tope del nivel en Arroyo Bandurrias. Esto sugiere condiciones estresantes para los organismos durante la depositación de la ceniza volcánica, como así también una alta tasa de sedimentación en comparación con la tasa que debieron tener los sedimentos previos y posteriores a la erupción.

La gradación lateral de tamaño de grano dentro del depósito está indicando que la fuente piroclástica se encontraba en el sector sudoeste, es decir en algún punto de la Cordillera de los Andes que se desarrolla inmediatamente al oeste del área de estudio. En ésta se encuentran algunos cuerpos plutónicos de edades similares a las obtenidas para nuestros depósitos, que

pudieron ser la fuente del material (Michael 1984, 1991; Nullo *et al*., 1978; Hervé *et al*, 2007).

Nivel Piroclástico Superior

Como se ha mencionado más arriba, este nivel se compone de varios cuerpos menores de forma lenticular. Sus bases cóncavas hacia arriba y sus topes planos son consecuencia del relleno de canales. Los sedimentos circundantes son más gruesos que los del NPI, incluyendo areniscas gruesas y conglomerados epiclásticos. La abundancia de detritos vegetales y la escasez o ausencia de fósiles marinos indican un ambiente continental, próximo a la línea de costa donde la influencia marina sólo pudo manifestarse a través de la acción de mareas en los canales fluviales.

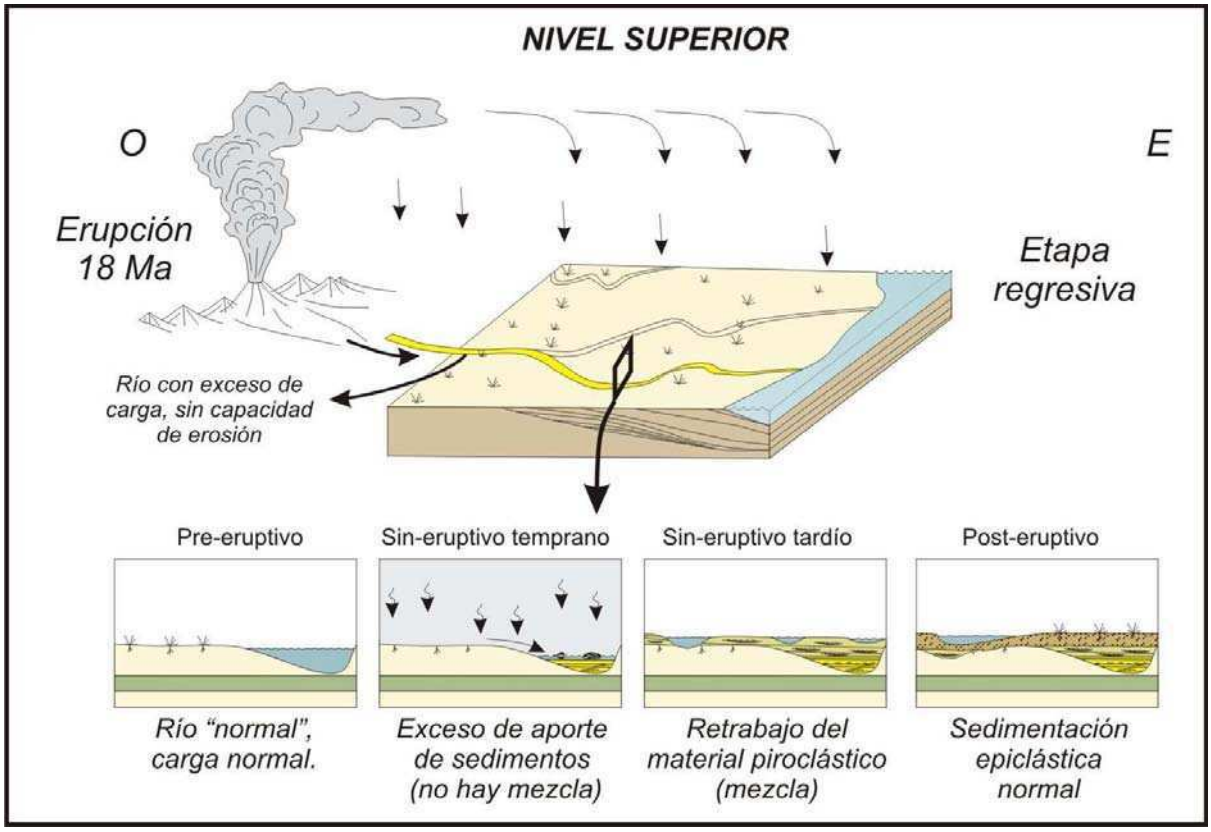


Figura 3.40. Esquema de sedimentación del Nivel Piroclástico Superior.

Dentro de los cuerpos canalizados las tobas finas son dominantes y pueden observarse varias tendencias de base a techo (Figura 3.34). En primer lugar las facies más finas (tobas limosas a arenosas finas) aparecen en la porción inferior, gradando hacia arriba a tobas y tufitas arenosas medianas a gruesas. Por otro lado las estructuras sedimentarias incrementan su escala hacia arriba, desde laminación paralela y óndulas, a estratificación cruzada

decimétrica y estructuras de corte y relleno hacia el tope. Finalmente la composición de las partículas grada desde tobas puras en la base hacia una mezcla con epiclásticos hacia el tope. En la parte inferior de los cuerpos pueden observarse algunas características adicionales como la presencia de láminas de grano grueso compuestas de fragmentos vegetales y pumíceos (Figura 3.36B, C), como así también la presencia de cortinas de fango lenticulares (*flasers*) que indican períodos de estancamiento. Estas estructuras aparecen frecuentemente asociadas a óndulas de corriente y laminación paralela de alto régimen de flujo, indicando flujos ácueos de corta duración desacelerantes, que se inician en alto régimen de flujo y culminan con estancamiento. Todas estas tendencias están reflejando una secuencia de relleno de un canal fluvial, dentro del cual el flujo ácueo debió ser poco profundo y con intermitencias. La ausencia de superficies erosivas dentro de la primera mitad del cuerpo indica que el sistema llevaba una gran cantidad de sedimentos en suspensión. Al comienzo, el repentino aporte de sedimentos introducidos al sistema hizo que los cursos de agua colapsen y produzcan avulsión (Smtih 1991). Esto produce un relleno súbito o en muchos casos el abandono de los canales, modificando la configuración de la red de drenaje, la cual sumada a la gran cantidad de material disponible, hace que los cursos fluviales se tornen muy someros y pierdan su habilidad para erodar el sustrato.

Éste escenario parece ser el más probable para explicar el relleno de la primer mitad de los canales (Figura 3.40). Aproximadamente en la mitad de los cuerpos, las estructuras sedimentarias reflejan una profundización de los cursos y aumento en la capacidad de erosión. Esto se relaciona con un reajuste producido por un descenso en la cantidad de material en transporte en los canales.

Finalmente, a medida que los canales colmatan el espacio disponible, la avulsión y abandono de canal permite la preservación del relleno original. La ausencia de depósitos piroclásticos tabulares asociados a estos canales sugiere que una vez cesado el súbito aporte de material por la erupción, el sistema recuperó su capacidad de transporte y eliminó la parte piroclástica superior de los canales y los depósitos piroclásticos de planicies de inundación, preservando solamente los depósitos piroclásticos de la base de canales en el registro sedimentario (Figura 3.40).

3.1.6 Integración paleoambiental

En base al análisis de facies, las paleocorrientes y el estudio de los niveles piroclásticos, se hará una interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación Estancia 25 de Mayo.

La distribución de las asociaciones de facies en los perfiles de la región del Lago Argentino permite diferenciar dos porciones contrastantes en la Formación Estancia 25 de Mayo, que se registran en varios de los perfiles analizados: por un lado un sector inferior dominado por las asociaciones de facies 1, 2 y 3. Por otro lado, aparece una porción superior dominada por las asociaciones de facies 4, 5, 6 y 7. Cuitiño y Scasso (2010) denominaron formalmente a estas secciones como Miembro Quién Sabe al tramo inferior y Miembro Bandurrias al tramo superior. El Miembro Quién Sabe tiene su mejor expresión en la estancia homónima, y comprende aproximadamente los primeros 80 metros de la sucesión. Este miembro puede reconocerse en todos los perfiles estudiados a excepción del perfil del Río Bote. El Miembro Bandurrias presenta buenas exposiciones en las localidades Arroyo Bandurrias y Estancia Quién Sabe, y aparece representado en todas las localidades estudiadas (Figura 3.2).

Entre ambos miembros se reconoce una discontinuidad importante (*Discontinuidad Interna, DI*) que puede seguirse lateralmente por varios kilómetros y que se reconoce en varios perfiles de la región (Sección 3.1.3; Figura 3.2). Esta discontinuidad está marcando un cambio en el estilo de sedimentación y preservación de los depósitos: por debajo de ella dominan facies marinas con muy pocas estructuras sedimentarias mecánicas, muchos fósiles e intensa bioturbación; por encima de ella dominan facies marinas y transicionales que preservan las estructuras sedimentarias mecánicas y muestran una variabilidad mucho mayor que las facies inferiores.

Paleoambientes del Miembro Quién Sabe

La base de la Formación Estancia 25 de Mayo (base del Miembro Quién Sabe) no pudo ser observada directamente debido a la cobertura vegetal en este tramo de la sucesión. En las localidades analizadas sólo la separan unos 10 metros de las facies continentales de la Formación Río Leona, en los cuales se estima la presencia de la superficie de inundación marina (Figuras 3.26 y 3.27). Marenssi et al. (2005) y Barreda et al. (2009) ubican este contacto en un banco de areniscas con óndulas de oleaje al que interpretan como la inundación marina producida por una transgresión. Por encima de esta superficie se

encuentran facies marinas de la asociación de facies AF2. Esta transición es visible en los perfiles del sector sudoeste de la región. Es posible reconocer una variación lateral en las asociaciones de facies presentes en la parte inferior de la unidad. Hacia el sudoeste domina la asociación de facies AF2 mientras que hacia el noreste domina la AF1. Esto marca un cambio en las condiciones de acumulación, con ambientes algo más energéticos hacia el noreste. En las localidades Estancia Quién Sabe, Arroyo Los Perros y Rincón Amigo la participación pelítica se ve reducida y la presencia de niveles de coquinas (facies B) se encuentra incrementada, indicando mayor energía y mayor frecuencia de períodos de retrabajo de los sedimentos (Kidwell, 1991). Este patrón lateral de facies apunta a un gradiente de energía a lo largo del rumbo de los afloramientos analizados, es decir NE-SO, el cual pudo haberse producido por la somerización de la cuenca hacia el noreste, y la consecuente profundización hacia el sudoeste, o alternativamente por un menor efecto del oleaje y corrientes marinas hacia el SO debido a la protección producida por una línea de costa irregular (por ejemplo el desarrollo de bahías). Este gradiente de energía probablemente ha tenido importancia en la preservación del nivel piroclástico inferior, el cual se ha preservado en los sectores dominados por sedimentación pelítica, mientras que en los sectores equivalentes lateralmente, dominados por facies arenosas y bioclásticas, este nivel desaparece, sugiriendo retrabajo y mezcla del material piroclástico original, perdiendo su identidad como nivel. En este miembro, no se han obtenido datos de paleocorrientes ya que no se registran estructuras sedimentarias útiles para tal fin.

De este modo, se infiere una paleo línea de costa ubicada hacia el este o noreste del área de estudio, además de la inferida en el sector occidental debido a la presencia de la Cordillera de los Andes. Este esquema marca una cuenca marina abierta hacia el sur y elongada en sentido aproximadamente norte sur. Este esquema concuerda con la geometría de la Cuenca Austral (Figura 2.12) la cual se elonga en sentido norte sur en esta porción del territorio patagónico. Adicionalmente, se infiere una asimetría en la forma de la cuenca, con un margen abrupto hacia el oeste, producido por subsidencia producto del levantamiento andino, mientras que su margen oriental probablemente haya tenido un relieve suave y poco profundo, en el cual las discontinuidades son factibles de formarse. Este esquema concuerda en general con la geometría de las cuencas de antepaís (*foreland*).

Las facies superiores del miembro Quien Sabe pasan abruptamente a la AF4 mediante la discontinuidad (DI) que las separa del miembro superior (ver sección 3.1.3). Las últimas facies que se reconocen pertenecen a la AF3, en donde aparecen facies Ht, poca bioturbación

y pocos fósiles, especialmente en el sector noreste. Estas facies finas, de escasa bioturbación representarían una somerización del ambiente y la depositación en un sistema de planicie costera dominada por mareas (*tidal flat*).

Paleoambientes del Miembro Bandurrias

Inmediatamente por encima de la discontinuidad DI comienzan los depósitos asignados a este miembro. En líneas generales, las asociaciones de facies de este miembro muestran un patrón interno de apilamiento vertical granodecreciente, cada una de ellas limitadas en su base por discontinuidades.

Las facies inferiores de este miembro corresponden a la AF4, la cual sólo aparece en este nivel estratigráfico, yaciendo sobre la discontinuidad DI (Figura 3.2). Estas facies representan sedimentación en ambientes marinos, sometidos a la acción de corrientes de gran intensidad. La presencia de una gran proporción de fragmentos de conchillas y la bioturbación de la base por *Thalassinoides* isp., indica un período de erosión previo a la depositación de estas facies. Este período de erosión es la causa de la discontinuidad DI que separa ambos miembros. Los patrones de paleocorrientes en la AF4 (ver sección 3.1.4, particularmente la "Sección 1" del análisis de paleocorrientes) sugieren depositación en un ambiente marino somero en el cual circulaban corrientes de mareas de gran poder de transporte de carga de lecho. Estas corrientes presentan un patrón de transporte de sedimentos dominante en una dirección, aunque existen reversiones menores, y no hay evidencias de estancamiento. Este tipo de patrón puede darse en sistemas de circulación anfidrómica, los cuales son típicos de cuerpos marinos someros semicerrados (Sztanó y de Boer, 1995), como por ejemplo las bahías (*embayment* sensu Ke et al., 1996 y Yoshida et al., 2004). En partes, estas corrientes desarrollan grandes formas de lecho sobre el fondo marino, las cuales lateralmente engranan con barras complejas, las que pueden ser asociadas a depósitos de cara de playa (*shoreface*).

Hacia arriba en la sucesión, por encima de la AF4, comienzan a aparecer las intercalaciones de las asociaciones de facies 5 y 6. Ambas representan sedimentación en ambientes muy dinámicos, en donde se suceden constantemente cambios de energía y probablemente de salinidad. Esto se ve reflejado en el patrón complejo de apilamiento de las facies, las numerosas discontinuidades menores y las variaciones en la diversidad y abundancia de fósiles. Tales cambios son propios de los ambientes de transición entre el mar y el continente (Dalrymple y Choi, 2007). La AF5 corresponde a sedimentación en canales y planicies de mareas con escasa influencia continental. Esto se ve reflejado en una elevada

diversidad de fósiles preservados, principalmente en el interior de los canales. El relleno inicial de los canales consiste principalmente de facies Aa y Ap, en arreglos complejos de variadas escalas, formando barras submareales (Dalrympe y Rhodes, 1995). En ocasiones estos canales, especialmente los de menor envergadura, contienen facies heterolíticas inclinadas, marcando la migración lateral de los mismos (Thomas *et al*., 1987; Choi *et al*., 2004), aunque estas estructuras son escasas en la AF5. Estos canales de marea habrían sido de grandes dimensiones a juzgar por sus dimensiones laterales. Más aún, el depósito arenoso que se registra en la base de los mismos probablemente es el resultado del amalgamamiento de numerosos sistemas de barras arenosas y canales que se registran en estuarios y grandes canales de marea actuales (Dalrymple y Rhodes, 1995), que en el registro estratigráfico forman un nivel lateralmente continuo limitado en su base por una superficie erosiva. Por este motivo, no es posible observar su forma lenticular a escala de afloramiento. Hacia arriba estos cuerpos arenosos gradan a facies de menor energía como Ht, Ao o Ap de escala pequeña. Esto marca la somerización del ambiente por relleno y progradación de las planicies de marea sobre los canales.

La AF6 presenta arreglo general granodecreciente y es también el producto del relleno de canales. Esta asociación domina sobre todo en la parte más alta de la Formación Estancia 25 de Mayo y suele encontrarse intercalada con la AF5. En este caso la influencia marina no es tan evidente, y en su lugar la influencia fluvial es más marcada, generando sistemas mixtos. Una de las evidencias de ello es la abundancia de cortinas de fango y una mayor participación pelítica en general, que en ocasiones sólo se evidencia como niveles de intraclastos pelíticos. Esto es común en las zonas de convergencia del aporte de sedimentos continental y marino en los canales de marea (Van der Berg et al., 2007; Dalrymple y Choi, 2007). Adicionalmente, son comunes las estratificaciones heterolíticas inclinadas, indicando mayor migración lateral de los canales y menor energía de los mismos, rasgo que también es frecuente en la transición fluvial-mareal en estuarios (Choi et al., 2004). A su vez, el contenido fosilífero es pobre, dominando niveles monoespecíficos de ostras (*Crassostrea orbignyi*), y se registra un aumento en el contenido de briznas vegetales, lo que indica estrés ambiental producido por aporte de agua dulce al sistema (ver Capítulo IV).

La sucesión dominada por las AF5 y AF6 presenta un patrón de paleocorrientes distintivo, en donde se registra una sección inferior con direcciones uniformes al norte y al sur, y un patrón mucho más variable hacia arriba. Las reversiones son comunes en ambos casos, indicando acción de mareas. Este patrón de paleocorrientes es coherente con la

interpretación paleoambiental de las asociaciones de facies, en donde se pasa de un ambiente estuarino dominado por procesos marinos con canales arenosos amplios y de baja sinuosidad (AF5), a un ambiente fluvio-estuarino (AF6) con canales de menores dimensiones, alta sinuosidad y mayor participación pelítica. Este esquema es similar a los modelos propuestos por Dalrymple *et al*. (1992) y Allen y Posamentier (1993).

Finalmente, la última asociación observada es la AF7, en la cual no se reconocen fósiles marinos, bioturbación, ni cortinas de fango, marcando la pérdida de la influencia marina en la sedimentación. Se adjudica esta asociación a la Formación Santa Cruz.

Lateralmente no se reconocen grandes cambios en las facies del Miembro Bandurrias. Tampoco es sencillo realizar correlaciones de cuerpos sedimentarios debido a la gran variabilidad intrínseca de estos depósitos y a la gran cantidad de discontinuidades que los cortan.

De esta manera, los depósitos de este miembro indican la progradación de los sistemas sedimentarios, desde ambientes netamente marino en la base, hacia ambientes mixtos hacia arriba, culminando finalmente con depósitos netamente continentales. A diferencia del miembro inferior, en todas estas facies se preservan estructuras sedimentarias tractivas. La causa de esto es producto de un bajo grado de bioturbación, causado por estrés ambiental y tasas de sedimentación elevadas.

A pesar de que los ambientes sedimentarios marinos inferidos para cada miembro de la unidad no son contrastantes en lo que a su profundidad se refiere, los procesos sedimentarios que aparentemente actuaron en cada uno de ellos sí lo fueron. La causa de las diferencias en el estilo de sedimentación entre ambos miembros se podría explicar en primera instancia por variaciones menores en la profundidad de los ambientes marinos registrados, aunque en ambos casos existe un pasaje de ambientes netamente marinos a transicionales con lo cual las profundidades debieron ser, al menos en parte, similares. Considerando profundidades equivalentes para ambos miembros, la diferencia entre ellos radica en las condiciones hidrodinámicas reinantes durante la sedimentación. Por un lado en el Miembro Quien Sabe dominaron las condiciones de baja tasa de sedimentación en un ambiente marino influenciado por oleaje y decantación, sin evidencias de acción de mareas (a excepción de parte de la AF3), mientras que en el Miembro Bandurrias las corrientes de marea fueron el principal agente de transporte y depositación de los sedimentos. Esta diferencia en los procesos sedimentarios pudo haber sido controlada por la geometría de la cuenca, especialmente la morfología de la línea de costa y el relieve del fondo. De esta manera, durante la depositación del Miembro

Bandurrias la cuenca marina debió tener una geometría tal que permitió la amplificación de las mareas por estrechamiento o resonancia, produciendo el predominio de este proceso sobre cualquier otro, mientras que en el Miembro Quién Sabe no hubo amplificación de mareas y el fondo marino estuvo protegido por bahías que redujeron la actividad del oleaje.

3.1.7 Ciclos de sedimentación

Desde un punto de vista cicloestratigráfico, la sucesión estudiada puede dividirse en ciclos de sedimentación de variada jerarquía, los cuales dependen de la escala de observación analizada. Se utilizarán los términos "alto rango" y "bajo rango" para definir ciclos de sedimentación, de acuerdo a la propuesta de Catuneanu *et al*. (2009). Un ciclo de alto rango implica baja frecuencia y en general grandes espesores sedimentarios, mientras que un ciclo de bajo rango implica alta frecuencia y espesores reducidos. Un ciclo de alto rango, contiene varios ciclos de rangos menores.

De esta manera el ciclo de rango mayor que se reconoce en la sucesión lo componen el paquete formado por las formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz. Ambas unidades marcan la progradación regional de los sistemas continentales sobre los sistemas marinos de la transgresión "Patagoniana", y comprende una sucesión de aproximadamente 400-500 metros de potencia (Robbiano et al., 1996), del cual el "Patagoniano" forma los 150-200 metros inferiores. La base de este ciclo de rango mayor se ubica en el contacto entre las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo, la cual comprende un hiato de varios millones de años (Barreda *et al*., 2009; este trabajo). Este ciclo de mayor rango es el producto de la interrelación entre un ascenso eustático generando en este caso la transgresión "Patagoniana", y los movimientos tectónicos que dieron comienzo al ascenso de la Cordillera de los Andes al oeste.

Dentro de este ciclo de rango mayor pueden reconocerse ciclos de menor rango, tanto en la porción marina como en la continental. En este trabajo se hace hincapié en la parte marina de la sucesión, la cual representa un ascenso relativo del nivel del mar (*Transgresión Patagoniana*). En ella se reconocen dos ciclos separados por una discontinuidad de alcance regional (DI). Estos ciclos corresponden a los miembros Quién Sabe y Bandurrias de la Formación Estancia 25 de Mayo, los cuales representan por sí mismos la progradación de los sistemas sedimentarios, con espesores de decenas de metros. En el Miembro Quién Sabe (40-50 metros de espesor) esta progradación se registra por el pasaje de la AF1 y AF2 (netamente marinas) hacia la AF3 (transición marino-terrestre). Por su parte, la progradación de los

sistemas sedimentarios registrada en el Miembro Bandurrias (60-70 metros de espesor) se constituye idealmente por la sucesión de la AF4 (marino de plataforma) en la parte inferior, pasando hacia la AF5 (estuarino-marino), luego a la AF6 (estuarino-fluvial) y culminando con la AF7 (fluvial). La discontinuidad DI representa el pasaje desde un ambiente transicional por debajo (AF3) a otro marino de plataforma por encima (AF4) separados por un período de retrabajo de sedimentos en el fondo de la cuenca antes de su depositación. Este retrabajo fue producto de la erosión producida durante la transgresión.

Internamente, cada miembro presenta discontinuidades y patrones de facies que sugieren la presencia de ciclos de rango aún menor. Estos ciclos están pobremente marcados en el Miembro Quién Sabe y sólo es posible reconocer en él discontinuidades y superficies de condensación como por ejemplo los niveles bioclásticos residuales. En el Miembro Bandurrias sin embargo, estos ciclos de menor rango se identifican como apilamientos de facies de arreglos granodecrecientes, limitados en su base por discontinuidades de baja jerarquía, muchas veces atravesadas por *Thalassinoides* isp., que indican erosión previa a la depositación de los sedimentos subsiguientes. Cada ciclo granodecreciente de rango menor (asociaciones de facies) representa el relleno de un estuario o canal de marea. En las secciones más completas se alcanzan a reconocer unos 10 ciclos granodecrecientes que en promedio tienen unos 10-15 metros de espesor.

3.2 REGIÓN DE SAN JULIÁN

Como fuera indicado en el capítulo II, en esta región se estudiaron dos subregiones: la zona costera en los alrededores del pueblo de San Julián y la zona del Gran Bajo de San Julián (Figura 2.4).

En la primera localidad se levantaron los perfiles "Punta Cuevas" y "Playa La Mina" (Anexo I-M), separados entre sí unos 7 kilómetros en dirección norte-sur (Figura 2.4). En esta localidad afloran las formaciones San Julián, inferior, y Monte León, superior. El análisis sedimentológico en esta localidad se enfocó en la Formación San Julián la cual presenta excelentes exposiciones en los acantilados costeros, y desde el nivel del mar se puede medir un espesor de unos 20 metros aproximadamente. En la base de estos acantilados aparece una discontinuidad conspicua, la cual forma parte del límite entre los miembros Gran Bajo, inferior, y Meseta Chica, superior (Bertels 1977), de esta unidad.

Las facies del Miembro Gran Bajo sólo afloran durante bajamar, por ende el espesor que aquí puede analizarse es muy reducido y sólo se encuentran las facies superiores de este miembro. En el perfil de Punta Cuevas estas facies corresponden a alternancias de pelitas y areniscas oscuras en arreglos heterolíticos del tipo lenticular y onduloso, con escasa bioturbación (*Planolites* isp.) y abundantes detritos vegetales. Se reconocen niveles con estratificación heterolítica inclinada (IHS) de bajo ángulo y capas con estratificación en montículo delgadas (*microhummock*y) intercaladas en las heterolitas (Figura 3.41A). Este mismo nivel aparece representado por un banco de carbón en el perfil de Punta Quilla (Figura 3.41D). Todos estos atributos sedimentológicos permiten interpretar a estas facies como depositadas en un ambiente transicional entre el mar y el continente, con influencia mixta de mareas y oleaje, bioturbación empobrecida, sin fósiles marinos y abundantes restos carbonosos. Dentro de los ambientes de transición, un estuario/laguna costera dominada por oleaje parece ser el marco más propicio para la depositación de estos sedimentos.

Cortando a las facies del Miembro Gran Bajo aparece una discontinuidad de extensión lateral importante, que se reconoce en ambos perfiles estudiados. En Punta Cuevas presenta un contorno irregular, con bordes angulosos (Figura 3.41B), lo que indica que los sedimentos subyacientes se encontraban endurecidos al momento de la erosión y depositación del nuevo material. Adicionalmente, se reconocieron trazas fósiles asignables a la icnofacies de *Glossifungites* sobre esta discontinuidad (Figura3.41C), las cuales se caracterizan por desarrollarse sobre sustratos firmes. Por encima de la discontinuidad se encuentra un nivel macizo, compuesto por bioclastos, intraclastos y epiclastos, formando un depósito residual

conglomerádico (Figura 3.41B). Se destacan en este banco una serie de intraclastos de gran tamaño (hasta 30 cm) y forma tabular, muy cementados. Éstos marcan una paleosuperficie endurecida que ha sido parcialmente retrabajada e incorporada al depósito inferior que cubre la discontinuidad. El retrabajo de este nivel fue producido por corrientes marinas, probablemente un intenso oleaje a medida que progresaba la transgresión que cubre estos depósitos. Todas estas características indican que esta discontinuidad representa un período de tiempo significativo. Adicionalmente, Barreda (1997) reconoce cambios palinológicos a través de esta discontinuidad.

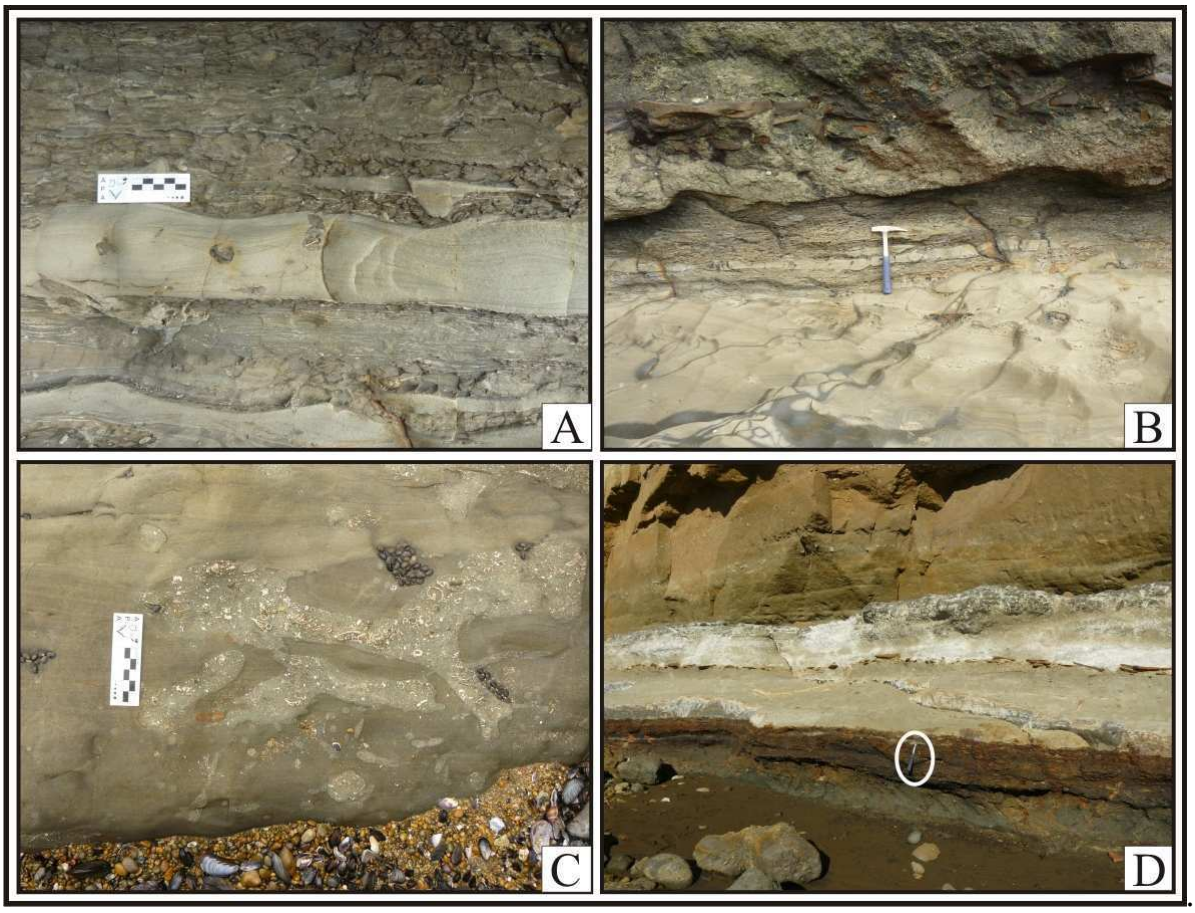


Figura 3.41. A) Niveles heterolíticos con una intercalación arenosa con estratificación *hummocky*. B) Contacto entre ambos miembros, nótese la irregularidad de la superficie. C) *Thalassinoides* isp. cortando las facies del Miembro Gran Bajo, con relleno de material bioclástico procedente del Miembro Meseta Chica. D) Contacto ente ambos miembros en Playa La Mina en donde se destaca un banco de carbón. Aquí el contacto es más difuso y denota menos condensación.

Las facies del Miembro Meseta Chica se componen de una alternancia de areniscas muy bioturbadas y bancos bioclásticos de gran potencia (Figura 3.42B). El contenido fosilífero es muy abundante, dominando los niveles compuestos por la ostra *Crassostrea hatcheri*. Además de esta, aparecen gastrópodos, briozoos, equinodermos, balánidos, braquiópodos, pectínidos y otros bivalvos. La bioturbación en muy abundante en todo el miembro, por lo cual no se han preservado estructuras sedimentarias tractivas.

Estas características permiten interpretar a este miembro como depositado en un ambiente marino de poca profundidad, con salinidad normal y un bajo aporte de sedimentos que permitió la acumulación de abundantes niveles fosilíferos, algunos de los cuales representan largos períodos de condensación. Parras y Casadío (2005), basados en el análisis tafonómico de estas concentraciones de fósiles, especialmente en las ostras, interpretan a esta sucesión como una progradación de un ambiente de plataforma, en donde la condensación aumenta hacia el tope de la sucesión. Todos los depósitos de este miembro son de origen netamente marino.

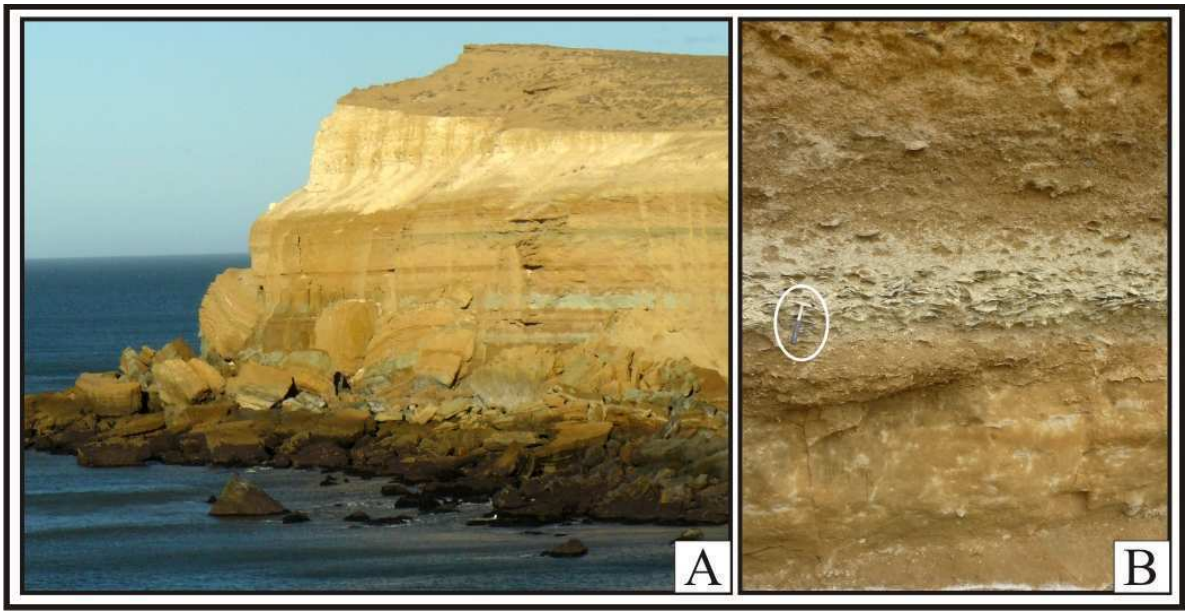


Figura 3.42. A) Vista del acantilado costero en Playa La Mina en donde se puede observar el Miembro Meseta Chica de colores verdosos a castaños cubierto por las facies finas blanquecinas de la Formación Monte León. B) Detalle de las facies del Miembro Meseta Chica en Punta Cuevas. En el centro un nivel bioclástico dominado por *Crassostrea hatcheri*. En la base areniscas macizas muy bioturbadas.

El tope de la Formación San Julián lo constituye un nivel bioclástico con elevada trituración, sobre el cual se apoyan concordantemente unas limolitas blanquecinas que son asignadas a la Formación Monte León (Figura 2.19; 3.42A). En esta región, esta última unidad se compone de una sucesión monótona de arcillitas, limolitas y areniscas finas blanquecinas, con muy pocas estructuras sedimentarias tractivas. En los primeros metros por encima del contacto, aparecen concreciones fosfáticas, dentro de las cuales es posible reconocer la intensa bioturbación que estas facies presentan, la cual es imposible de observar en afloramientos naturales, a excepción de las bases de acantilados labrados por el oleaje (e.g. Figura 3.46A; 3.47B). Esta unidad fue depositada en ambientes marinos de plataforma, alejados de la costa y sosteniendo una abundante y diversa fauna bentónica que destruyó las estructuras sedimentarias tractivas. La profundidad a la cual esto ocurrió es considerablemente mayor respecto del miembro superior de la Formación San Julián, lo cual define al límite entre ambas unidades como una superficie transgresiva. Esta superficie no presenta evidencias de erosión.

En la región del Gran Bajo de San Julián se realizaron tres perfiles sedimentológicos, denominados Meseta Chica, Bajo y Meseta Este (Anexo I-L; Figura 2.4), separados unos 2 kilómetros entre sí. En ellos se reconocieron ambos miembros de la Formación San Julián.

El Miembro Gran Bajo se analizó principalmente en el perfil “Bajo”, el cual se encuentra en la parta más deprimida del bajo de San Julián, por encima de los depósitos volcaniclásticos de edad jurásica (Panza e Irigoyen, 1994). Aquí los afloramientos son de mala calidad debido a la gran proporción de material pelítico y a la ausencia de niveles de coquinas que permitan la formación de barrancas, como sucede con el miembro superior. Las facies registradas se componen principalmente de areniscas y pelitas oscuras. Aparecen niveles fosilíferos, compuesto principalmente por ostras. También aparecen niveles pelíticos portadores de detritos vegetales. El ambiente de sedimentación para esta parte se estima como marino somero y transicional, sin descartar la participación de depósitos de origen continental.

Por encima de las facies anteriores, aparecen los niveles de coquinas y areniscas bioturbadas del Miembro Meseta Chica, las cuales fueron observadas en los perfiles levantados en las mesetas que afloran dentro del bajo (Figura 3.43A, B). La relación estratigráfica respecto al miembro inferior es incierta ya que no hay afloramientos continuos que permitan hacer observaciones directas, y se estima como similar a la observada en la región costera.

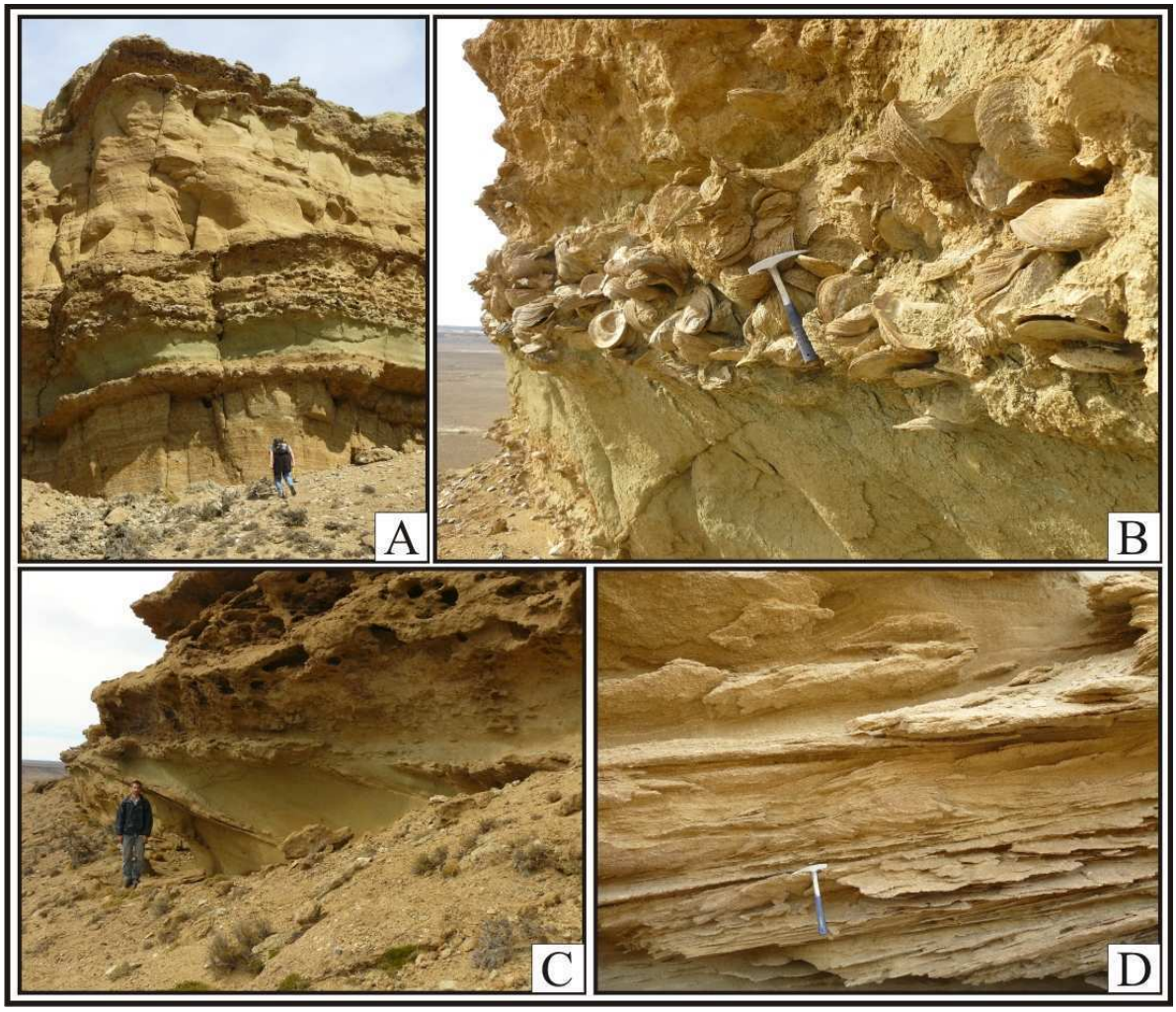


Figura 3.43. A) Vista general del afloramiento de la Meseta Chica, con las facies arenosas y bioclásticas típicas del miembro homónimo. B) Nivel biogénico dominado por *Crassostrea hatcheri* en posición de vida. C) Estructuras entrecruzadas de gran escala de las facies arenosas de la parte superior de la meseta. La superficie sobresaliente inclina hacia el sur. D) Detalle de las estructuras menores ubicadas dentro del cuerpo arenoso observado en C.

Las facies que componen el Miembro Meseta Chica son una mezcla de areniscas bioturbadas, areniscas con estratificación entrecruzada y niveles bioclásticos. El contenido fosilífero es muy abundante y su grado de abrasión es menor a lo observado en la zona costera, reconociéndose principalmente niveles de *Crassostrea hatcheri* en posición de vida (Figura 3.43B), además de numerosas especies de bivalvos, gasterópodos, equinodermos del tipo *Iheringiella* sp. (Martínez com. pers.), briozoos, balánidos y braquiópodos. A diferencia de la zona costera, aquí la participación de niveles de coquinoides es menor, dando lugar a facies de areniscas entrecruzadas con escasa bioturbación. Tanto en el perfil “Meseta Chica”

como en “Meseta Este”, en la parte superior se reconocieron estas areniscas medianas bien seleccionadas con estructuras entrecruzadas de gran escala (Figura 3.43C). Estas estructuras presentan planos de estratificación inclinados a bajo ángulo (10-15°) y de gran extensión lateral, sobre los cuales se disponen un conjunto de estructuras de menor escala y mayor ángulo (Figura 3.43D). Hacia la parte superior de los bancos arenosos el contenido de material bioclástico se hace más importante, pasando desde areniscas sin fósil alguno en la base hasta coquinas con más del 50% de material biogénico triturado. Las direcciones de inclinación de los planos de mayor jerarquía dan direcciones al sur, mientras que las paleocorrientes medidas en las estructuras entrecruzadas de escalas menores indican direcciones variables, incluso reversibles, sugiriendo la participación de corrientes de mareas. El origen de estas formas de gran escala estaría relacionado a corrientes marinas que retrabajaban arenas en ambiente de poca profundidad, formando en el lecho grandes barras arenosas, conocidas como dorsales de arena (*sand ridges*). A medida que se rellenaba el espacio de acomodación disponible, el grado de retrabajo se hacía más importante debido a la somerización resultante.

De la misma manera que en la zona costera de San Julián, en esta localidad aparecen las facies blanquecinas de grano fino de la Formación Monte León, sin evidencias de erosión entre ambas unidades, por lo cual su contacto se asigna a una paraconcordancia.

3.3 REGIÓN DEL LAGO CARDIEL

En esta región se levantaron perfiles en tres localidades cercanas a la margen oriental del Lago Cardiel, que de norte a sur son el Cerro Puntudo, Ruta 40 y Ruta 73 (Anexo I-K; Figura 2.7). Los afloramientos de esta área son saltuarios, por lo que la correlación entre ellos es dificultosa. Desafortunadamente, la información de base existente de esta región es considerablemente menor que en el resto de las localidades santacruceñas.

La sección más completa fue la observada sobre la ruta provincial 73 (Anexo I-K). Aquí afloran en la base las pelitas carbonosas de la Formación Río Leona, las cuales intercalan con areniscas macizas y facies heterolíticas. En esta parte inferior sólo aparecen fósiles continentales (restos vegetales). Luego de un intervalo cubierto de unos 30 metros aproximadamente, aparecen niveles con concentraciones de la ostra *Crassostrea hatcheri* de gran espesor, que sin lugar a dudas se pueden asignar a los depósitos del “Patagoniano”. De esta manera, el contacto entre ambas unidades aparece cubierto. Estos niveles ostreros se asignan a un ambiente marino somero, en base a la presencia de numerosas evidencias de

bioperforación en las valvas de *C. hatcheri*, similares a las descriptas por Parras y Casadío (2006) para la región de San Julián.

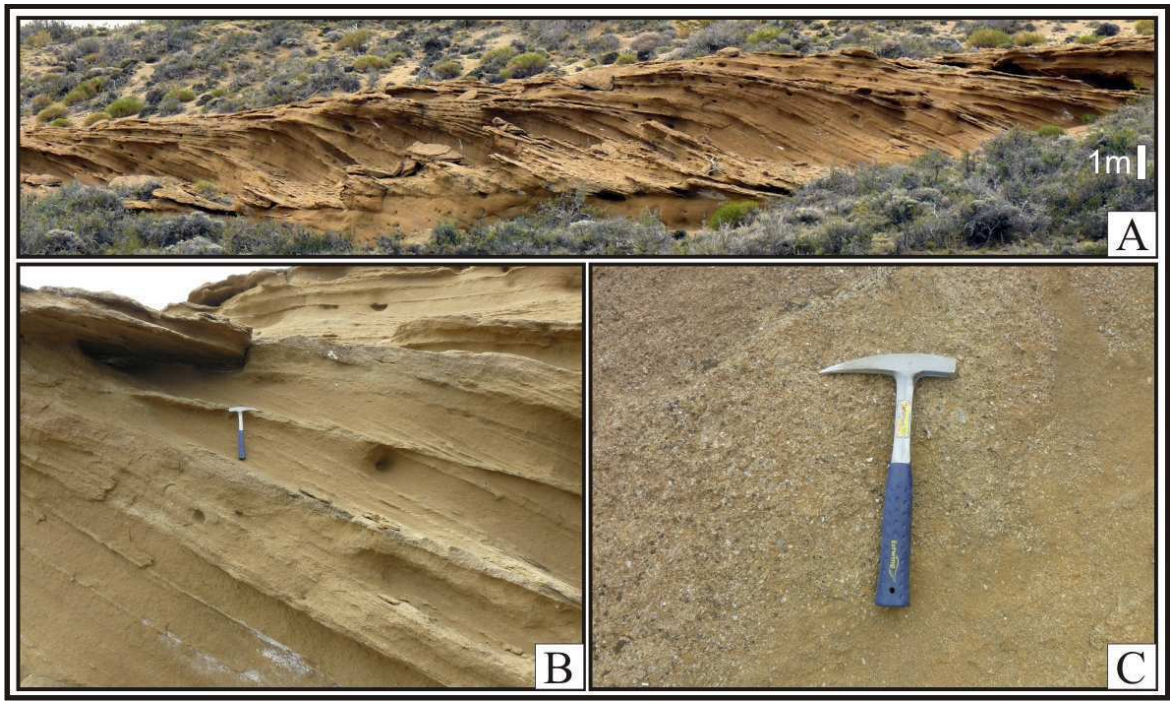


Figura 3.44. A) Cuerpo de areniscas gruesas entrecruzadas sigmoidales de gran escala. B) Detalle de las estructuras observadas en A. Se reconocen planos principales de menor inclinación que los planos secundarios. C) Detalle de la composición bioclástica de las areniscas que forman el cuerpo.

En la parte superior del afloramiento, aparece un gran cuerpo de areniscas gruesas bioclásticas con estratificación entrecruzada sigmoidal de gran escala (Figura 3.44A). La estructura de este cuerpo consiste de superficies de mayor jerarquía que inclinan hacia el sudeste con ángulos máximos de 20° aproximadamente, las cuales se destacan por una granulometría mayor que el resto del cuerpo (Figura 3.44B). Estas superficies presentan formas sigmoidales, ya que se hacen asintóticas hacia la base y el techo. Entre estas superficies aparecen planos inclinados con mayores ángulos (hasta 32°), probablemente representantes del ángulo de reposo del sedimento. Tanto los planos de mayor y menor jerarquía presentan direcciones de inclinación al sudeste. El origen de estos cuerpos es difícil de estimar debido a que aparecen aislados, de modo que no se reconocen las facies limitantes que permitan asignar un ambiente de sedimentación determinado. Se estima un origen marino en base a la presencia de gran cantidad de material bioclástico y algunos niveles con bioturbación. Las paleocorrientes indican que el cuerpo es producto de acreción a favor de la

corriente. Puede interpretarse a estos cuerpos como formas de lecho, para lo cual se deben estimar profundidades importantes, y corrientes unidireccionales de gran energía. En un ambiente marino, tales corrientes pueden generarse por mareas, aunque su unidireccionalidad atenta contra esta interpretación. Alternativamente, puede interpretarse al depósito como producto de la progradación de un delta. En este caso, la presencia de material biogénico en abundancia no concuerda con esta génesis. Una tercera alternativa es la interpretación del cuerpo como una espiga, la cual prograda lateralmente adicionando material a medida que ésta cierra una bahía o laguna costera. Rasgos similares a los observados aquí fueron descriptos por Nielsen *et al*. (1988) en ambientes actuales. La ratificación de esta interpretación, tanto como de las anteriores, necesita de la integración con las facies inferiores y superiores al cuerpo, con el fin de dilucidar el contexto paleoambiental en el que este cuerpo fue depositado. Dichas facies adyacentes se encuentran cubiertas por detritos modernos.

Unos 20 kilómetros hacia el norte aparecen las facies superiores de esta misma sucesión en el perfil "Ruta 40" (AnexoI-K; Figura 2.7). Aquí aflora un paquete compuesto principalmente por areniscas con estratificación entrecruzada de megaescala, con escasos niveles bioclásticos intercalados (Figura 3.45A). El total del afloramiento comprende unos 20 metros. Los sets de areniscas entrecruzadas alcanzan los 5 metros de potencia y se apilan unos sobre otros. Desde la base hacia el techo se reconoce un aumento en el tamaño de grano y en la participación bioclástica en estos cuerpos. Las paleocorrientes medidas aquí indican direcciones hacia el sud-sudeste y sudeste, similares a las observadas en el perfil "Ruta 73". El cuerpo de areniscas entrecruzadas de la base es el más potente y el que presenta una granulometría más fina. Los planos entrecruzados presentan alto ángulo (cercano a 30°) con un arreglo simple, tabular planar (Figura 3.45C). Estas láminas entrecruzadas muestran patrones de alternancia de capas finas y gruesas e intercalaciones de niveles delgados de grano fino, con concentración de detritos vegetales, que a veces aparecen apareados (Figura 3.45C). Todas estas evidencias sugieren la participación de corrientes de mareas durante la depositación de este cuerpo. Adicionalmente, se reconocen niveles de deformación sinsedimentaria, posiblemente como producto de deslizamientos de las láminas por gravedad, debido al alto ángulo desarrollado por las caras de avalancha de estas formas.

Por encima de este cuerpo yacen areniscas con estratificación entrecruzada muy similares al anterior y finalmente aparece un cuerpo entrecruzado de grano grueso y abundantes detritos bioclásticos (Figura 3.45B). Este cuerpo alcanza unos 4 metros de potencia y su estructura interna se compone de capas entrecruzadas de alto ángulo, de

espesores considerablemente mayores a las anteriores, de forma tabular asintóticas hacia la base. Claramente este cuerpo representa condiciones de sedimentación más energéticas respecto a los cuerpos subyacentes, como así también un elevado grado de retrabajo de sedimentos. Estas características permiten correlacionarlo con el cuerpo principal observado en la parte superior del perfil "Ruta 73".

Figura 3.45. Ruta 40. A) Gran cuerpo de areniscas finas entrecruzadas. El set es simple y no se diferencias planos de diferente jerarquía. B) Parte superior de A, en donde las facies son más gruesas y con mayor participación bioclástica. C) Detalle de la base de A, en donde se ven alternancias de espesor de las láminas y algunas estructuras de deformación sinsedimentaria.

En el extremo norte del área aparecen afloramientos delgados del “Patagoniano” en el perfil “Cerro Puntudo”, inmediatamente al noreste del cerro homónimo (Figura 2.7). Aquí la sucesión, de solamente unos 15 metros de espesor, se encuentra dominada por niveles bioclásticos, con abundantes restos fósiles de moluscos bien preservados, entre los que se destacan los niveles de *Crassostrea hatcheri* y braquiópodos. Se intercalan areniscas gruesas con estratificación entrecruzada de escalas decimétricas, en las cuales la participación bioclástica es muy importante. Las paleocorrientes medidas en estas areniscas indican direcciones al este y noreste.

3.4 REGIÓN DE PUNTA QUILLA Y MONTE LEÓN

En esta región se analizaron secciones en las localidades de Punta Quilla y el Parque Nacional Monte León (Figura 2.5), en las cuales se realizaron observaciones de la Formación Monte León y la base de la Formación Santa Cruz.

En Punta Quilla, en la desembocadura del río Santa Cruz (Figura 2.5), aflora una monótona sucesión de limolitas y areniscas finas macizas, bioturbadas, con intercalaciones de niveles fosilíferos de gran diversidad (Parras y Griffin, 2009). En esta localidad de realizó un perfil (Anexo I-N) que comprende unos 120 metros de sedimentos, los cuales pueden dividirse en dos partes principales: una parte inferior compuesta por areniscas finas y limolitas macizas, muy bioturbadas, las cuales comprenden casi todo el espesor del perfil; y una parte superior, compuesta por finas intercalaciones de areniscas y pelitas, con bioturbación pobre. Esta división se considera equivalente a la división en miembros que se ha propuesto para esta unidad (Bertels 1980). Por otro lado, la porción inferior comprende las asociaciones de facies 1 y 2 de Parras y Griffin (2009) mientras que la superior comprende la asociación de facies 3 de los autores mencionados. Finalmente, cubriendo a la sucesión se encuentran los “Rodados Patagónicos”.

En la parte inferior, es posible reconocer una abundante bioturbación en donde el oleaje ha pulido el afloramiento (Figura 3.46A). Esta bioturbación abundante ha borrado todas las estructuras tractivas que pudieran haberse formado en estos sedimentos. En general, toda la columna sedimentaria se encuentra intensamente bioturbada aunque las trazas fósiles individuales son difíciles de reconocer, salvo las estructuras de mayor envergadura (e.g. Figura 3.46D). En los últimos 20 metros la bioturbación es más delicada y menos abundante, permitiendo la preservación de la laminación (Figura 3.46C).

El contenido fosilífero de esta unidad es muy rico, destacándose por su diversidad los bivalvos y gasterópodos (Parras y Griffin, 2009). En general las acumulaciones de fósiles son delgadas y de baja concentración, sin llegar a formar niveles de coquinas. Es común la presencia de bolsones de *Turritella patagónica* (Figura 3.46A), muchas de ellas en el interior de grandes concreciones. También se observan nidadas de *Crassostrea hatcheri*. En base a este contenido de moluscos y la intensa bioturbación, los primeros 90 metros de la columna se asignan a ambientes de depositación netamente marinos. En la parte superior de la columna, dentro de las facies laminadas, comienzan a aparecer láminas con concentración de detritos vegetales y la bioturbación se encuentra empobrecida, indicando una continentalización de los ambientes sedimentarios hacia arriba.

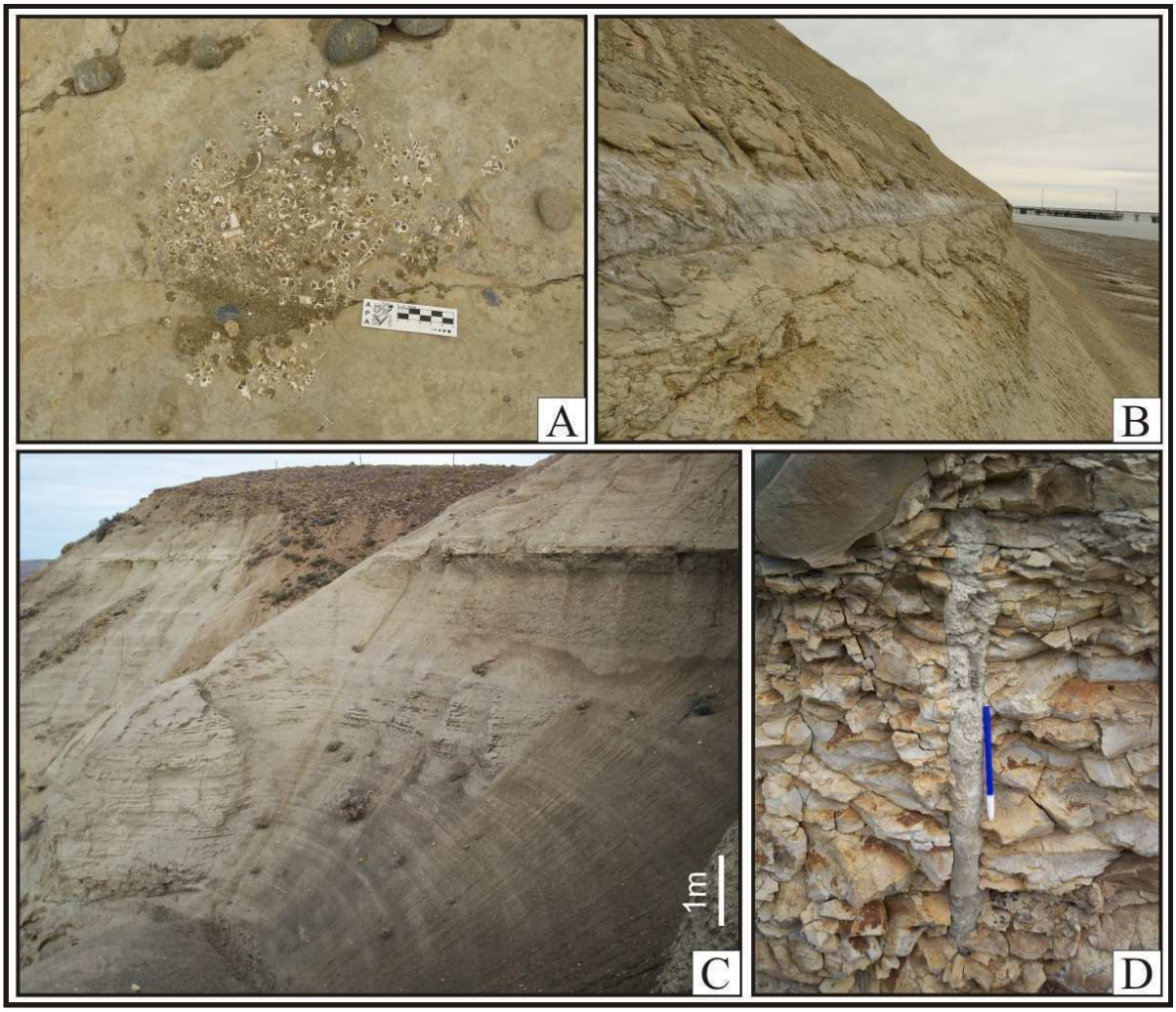


Figura 3.46. Punta Quilla. A) Niveles inferiores con "bolsones" de turritélidos. Nótese la elevada bioturbación de los sedimentos circundantes. B) Nivel de tobas con gran continuidad lateral, de unos 40 centímetros de espesor. C) Parte superior del perfil en donde aparecen facies finamente laminadas, asignadas al Miembro Monte Observación.

D) Gran excavación biogénica asignada a *Ophiomorpha* isp. A, B y D en las facies del Miembro Punta Entrada.

El contenido de material piroclástico en esta unidad es muy abundante, llegando a formar niveles de tobas vítreas de hasta 40 cm de espesor y gran continuidad lateral (Figura 3.46B). Uno de estos niveles fue muestreado para la datación radimétrica (ver Capítulo V). Esta característica ha sido observada por autores anteriores como por ejemplo Riggi (1978) y Crawford *et al*. (2008) quienes atribuyen a este aporte piroclástico como el factor determinante en la excelente calidad de la preservación de niveles con decápodos.

Todas estas características sedimentológicas y paleontológicas permiten asignar la mayor parte del perfil analizado como depositado en un ambiente marino de plataforma. El tamaño de grano fino y la ausencia de niveles con retrabajo importante de fósiles permiten inferir un ambiente de baja energía, por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo, y posiblemente afectado por tormentas esporádicas. No se registran niveles de condensación importante. En base a un análisis sedimentológico y al contenido paleontológico de esta localidad, Parras y Griffin (2009) asignan a esta unidad un ambiente marino de baja profundidad, con niveles de retrabajo en canales de marea. De acuerdo a lo observado en esta tesis, los niveles de retrabajo probablemente correspondan a niveles de tormentas antes que a canales de marea, ya que no se encontraron evidencias de estos, como serían las superficies de erosión, estructuras sedimentarias indicadoras de mareas, cuerpos canaliformes, etc. Para los últimos metros de la sucesión, los autores mencionados indican ambientes sub a intermareales, interpretación que se comparte en este trabajo.

En los acantilados costeros del Parque Nacional Monte León, al sudoeste de la localidad anterior, aflora la parte superior de la formación homónima, especialmente su Miembro Monte Observación (Bertels 1980). En esta localidad se ha levantado un perfil en el sector denominado “Restinga Norte” (Anexo I-O; Figura 2.5). Aquí afloran las facies superiores del Miembro Monte Entrada (Bertels 1980) al nivel del mar, y enseguida le siguen las facies del miembro suprayacente (Figura 2.21; 3.47A).

El Miembro Punta Entrada (inferior) se compone aquí de areniscas y limolitas intensamente bioturbadas, sin estructuras sedimentarias tractivas preservadas (Figura 3.47B). Dicha bioturbación sólo es visible en los niveles pulidos por el oleaje. El contenidos fosilífero es abundante, destacándose los niveles portadores de decápodos (Crawford *et al*., 2008) de excelente preservación. A excepción de los niveles portadores de cangrejos, las características

sedimentológicas y paleontológicas de estas facies son muy similares a las descriptas en el perfil de "Punta Quilla", lo cual permite hacer un correlación entre ambos.

Por su parte, el Miembro Monte Observación tiene un importante desarrollo y aflora desde el nivel del mar hasta aproximadamente la cota 70 (msnm) (Figura 2.21). Las facies inferiores de este miembro consisten de una alternancia repetitiva de areniscas y pelitas, cuyo único fósil registrado corresponde a *Turritella* sp. de dimensiones reducidas (menos de 1 cm de largo) y escasa a nula bioturbación. Esta alternancia aparece presentando cierta ritmicidad. Las láminas arenosas muestran evidencias de laminación ondulítica de oleaje, y en algunos casos del tipo monticular (*hummocky*), y aparecen intercaladas aproximadamente cada 30 centímetros entre limolitas laminadas. Desde la base hacia arriba, esta sucesión presenta un decrecimiento en el espesor de las capas arenosas.

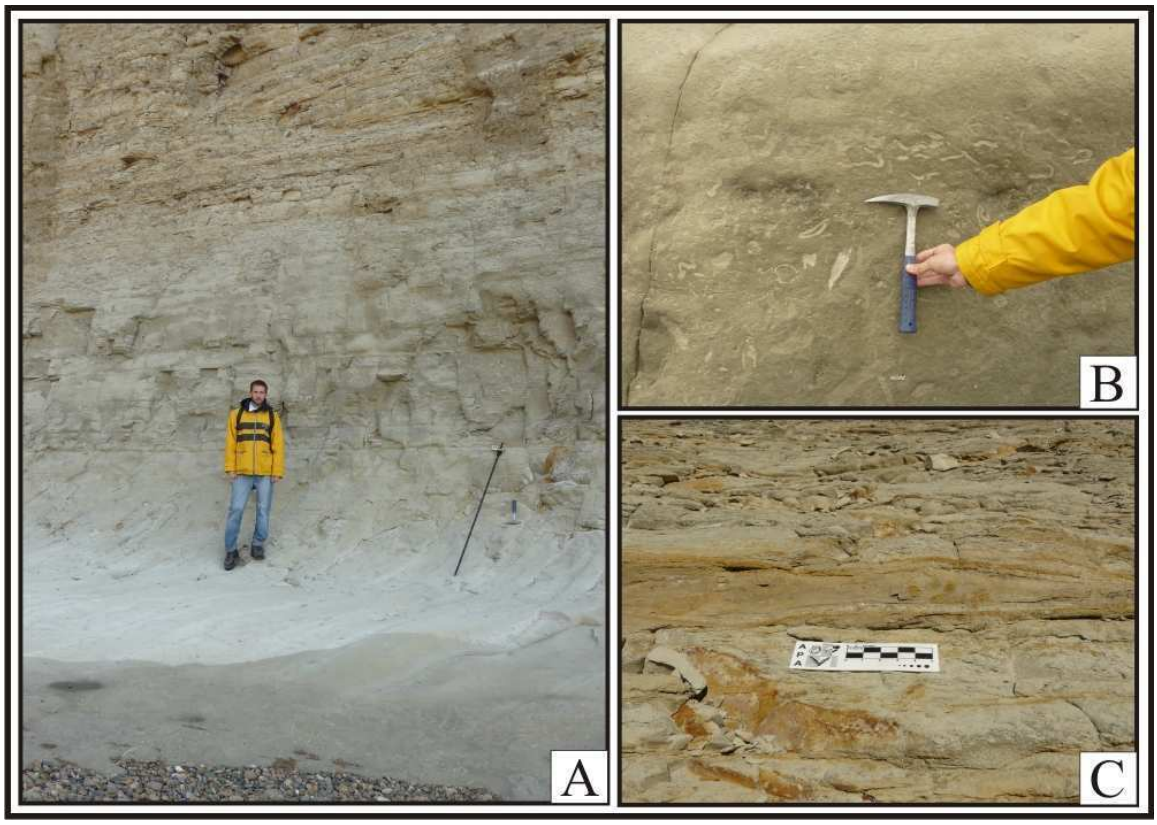


Figura 3.47. A) Vista del contacto entre los miembros Punta Entrada (base) y Monte Observación (techo). Este se coloca donde comienzan a aparecer facies laminadas a la altura del báculo. Nótese el cambio brusco de un estilo hacia el otro. B) Detalle de las facies inferiores vistas en A, parte del Miembro Punta Entrada. Nótese la intensa y variada bioturbación. C) Detalle de las facies superiores de A, parte del Miembro Monte Observación. Se destaca un nivel arenoso con laminación ondulítica de oleaje, que en

ocasiones aparece como montículos (*hummocky*). En estas facies la bioturbación es muy pobre.

El límite entre ambos miembros (Figura 3.47A) se coloca aquí arbitrariamente donde comienzan las facies laminadas por sobre las facies bioturbadas. Este cambio litológico representa un cambio importante en los paleoambientes de sedimentación, ya que implica la casi total desaparición de las estructuras sedimentarias biogénicas, en paralelo con el empobrecimiento de las comunidades fósiles preservadas (estrés ambiental). Similares características pueden observarse en la parte superior del perfil "Punta Quilla" aunque con menor calidad de afloramiento. Este cambio litológico no se da en forma transicional, sino que se pasa de un estilo sedimentario a otro bruscamente, sin niveles de transición (Figura 3.47A), marcado por un plano horizontal, sin evidencias de erosión.

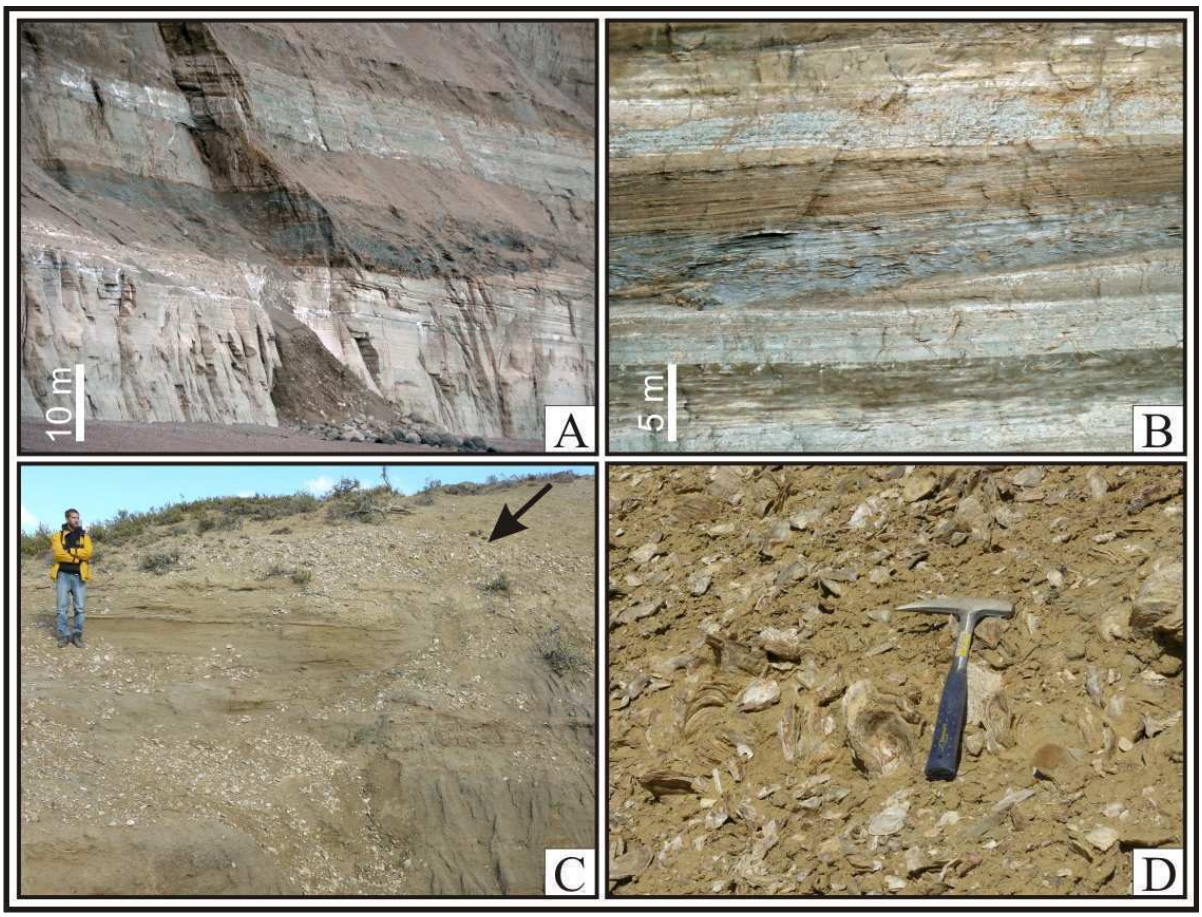


Figura 3.48. Detalles de las facies del Miembro Monte Observación. Una vista general de este miembro puede verse en la figura 2.21. A) Paleocanal arenoso de gran escala labrado sobre facies laminadas, el cual se intercala con facies heterolíticas. B) Paleocanal relleno con areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (azuladas), cubiertas por

facies de estratificación heterolítica inclinada (IHS). C) Nivel biogénico con *Crassostrea orbignyi* en posición de vida (flecha) intercalado entre areniscas. D) Detalle de C en donde se ven las ostras en posición de vida con la comisura vertical.

Luego de los primeros 15 metros desde la base del Miembro Monte Observación, aparece un intervalo cubierto de unos 35 metros, sobre el cual yacen facies heterolíticas, areniscas y niveles bioclásticos, en afloramientos de calidad moderada (Figura 3.48C). Uno de los niveles registrado se compone principalmente por *Crassostrea orbignyi* en posición de vida (Figura 3.48C, D). Similares niveles han sido descriptos por Parras *et al*. (2008a) e interpretados como ambientes de aguas salobres. En el acantilado adyacente al perfil de la "Restinga Norte" es posible observar las facies que aparecen como un intervalo cubierto. En dicho acantilado se observan numerosos cuerpos arenosos de formas canaliformes (base cóncava hacia arriba y techo plano), intercalados entre niveles pelíticos y heterolíticos (Figura 3.48A, B). Dentro de los cuerpos canaliformes se reconoce estratificación entrecruzada en artesas, marcando una dirección de paleocorrientes perpendicular al acantilado, es decir hacia el Este. Similares paleocorrientes fueron medidas en afloramientos lateralmente equivalentes. Las facies finas intercaladas muestran arreglos macizos, con bioturbación, laminados y heterolíticos, en ocasiones horizontales o inclinados (IHS). En ocasiones es posible observar una asociación entre las facies heterolíticas inclinadas y las areniscas de canales, indicando que las primeras son el resultado de la migración lateral de los canales.

De acuerdo a las características sedimentológicas y paleobiológicas descriptas para el Miembro Monte Observación, es evidente que las condiciones marinas, como las registradas para el miembro inferior, ya no existían al momento de depositación de este miembro. En su lugar, se interpretan ambientes de salinidad reducida que impidieron la colonización del sustrato por organismos excavadores. Las facies arenosas canalizadas pueden interpretarse como producto de ambientes estuáricos, deltaicos e incluso fluviales. Entre estas se han encontrado niveles de fósiles marinos, lo cual indica la cercanía con la línea de costa, registrando las oscilaciones menores del nivel relativo del mar. El cambio brusco detectado en el límite entre ambos miembros plantea un interrogante respecto a cuál fue la causa del mismo. Desde el punto de vista sedimentológico, no parece haber un cambio importante en la energía del medio, ya que las facies bioturbadas inferiores presentan la misma granulometría que las facies laminadas superiores. La diferencia entre ambas es el grado de bioturbación y el contenido fosilífero, tal cual se describió anteriormente. De esta manera, el cambio registrado es un cambio paleoecológico, provocado por la introducción al sistema de algún elemento

estresante para el desarrollo de los organismos. Este elemento puede ser el aporte de aguas salobres al sistema, disminución en el grado de oxigenación de las aguas, o un aumento brusco en las tasas de sedimentación. Probablemente, una mezcla entre éstos haya sido la causa. El ambiente sedimentario que mejor encaja con estas variables es el deltaico, en donde el arribo de un prodelta al sistema aumenta las tasas de sedimentación y aporta aguas salobres, creando así un ambiente inestable en cuanto a las condiciones fisicoquímicas para la vida. Adicionalmente, el arreglo progradante del Miembro Monte Observación, concuerda con este esquema paleoambiental.

3.5 REGIÓN DEL RÍO SANTA CRUZ

En esta región se analizaron tres localidades, una de ellas, la más occidental en los afloramientos del Cañadón El Mosquito (Anexo I-Q), otra de ellas en una perforación geotécnica realizada en el valle del río Santa Cruz a la altura de la Estancia Cóndor Cliff (Anexo I-P) y la tercera localidad corresponde a otra perforación geotécnica en el valle del río Santa Cruz a la altura de la Estancia La Barrancosa (Figura 2.8). En las dos primeras localidades se reconocieron facies típicas del “Patagoniano”, mientras que en La Barrancosa sólo se reconocieron facies de la Formación Santa Cruz, por lo cual esta localidad no se analizará en detalle en este trabajo.

En el Cañadón El Mosquito, ubicado sobre la margen norte del río santa Cruz (Figura 2.8), aparece una sucesión parcialmente expuesta del “Patagoniano” sobre el margen de la RP17. Al nivel del camino se reconoce un banco de ostras dominado por *Crassostrea hatcheri*, con abundantes incrustaciones de balánidos. Luego de unos 60-70 metros cubiertos aparecen las facies típicas del Miembro Bandurrias de la Formación Estancia 25 de Mayo, con areniscas con estratificación entrecruzada, areniscas con óndulas, facies heterolíticas horizontales e inclinadas y los típicos niveles con *Crassostrea orbignyi* (Figura 3.49C). Aparecen esporádicamente restos de equinodermos, gasterópodos, pectínidos y otros bivalvos (Figura 3.49D). Adicionalmente se reconocen estructuras tipo hueso de arenque y facies heterolíticas, muchas veces erodadas por cuerpos arenosos fosilíferos (Figura 3.49A). Todas estas características apuntan a un ambiente marino somero a transicional con influencia de corrientes mareales, con desarrollo de formas canalizadas que presentan evidencias de migración lateral. Unos cientos de metros al norte y en un nivel topográfico por encima de este paquete descripto, aparecen facies típicas de la Formación Santa Cruz. Aunque en esta localidad el afloramiento es parcial, las facies observadas son muy similares a las descriptas

en la región del río Bote, a unos 30 kilómetros al oeste-sudoeste, lo cual permite ampliar la distribución areal de la Formación Estancia 25 de Mayo hasta esta localidad.

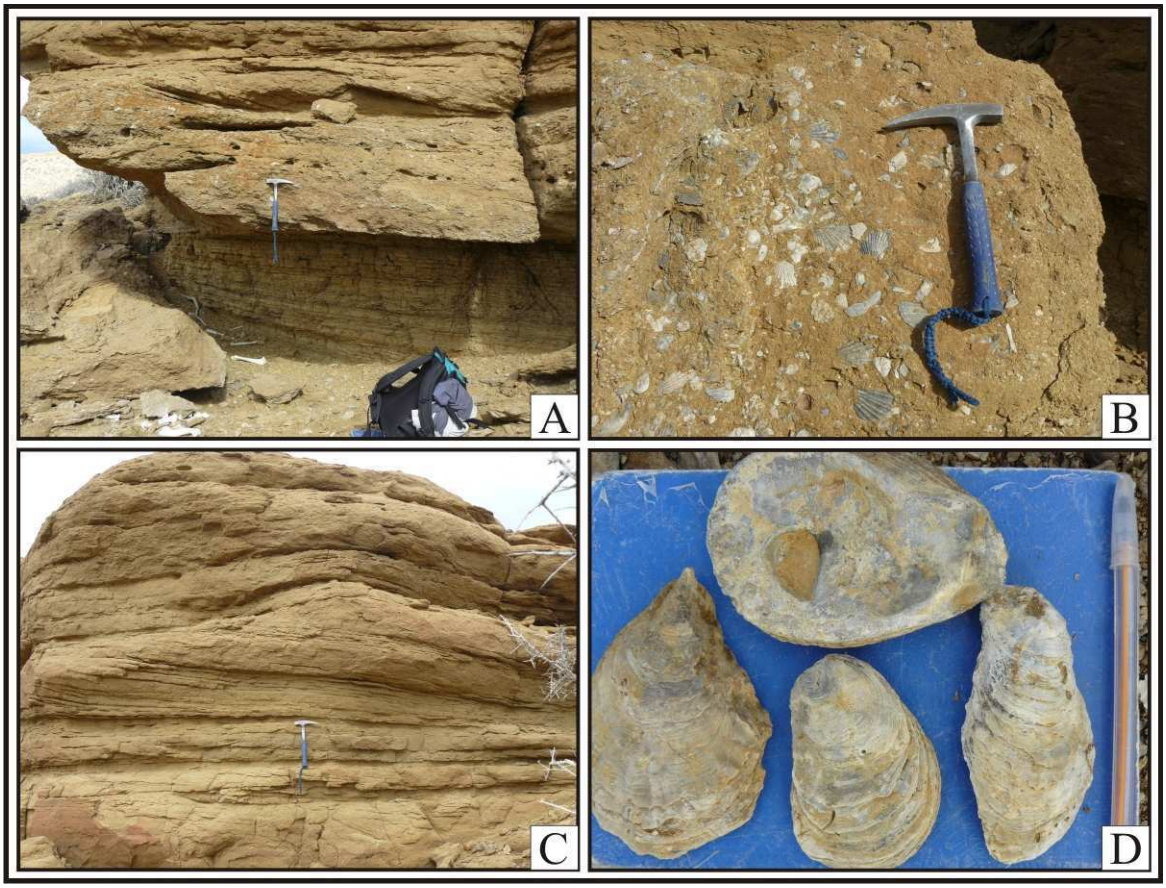


Figura 3.49. A) Cuerpos arenosos de base neta con concentración de fósiles retrabajados. B) Vista en planta de la base de uno de los cuerpos arenosos vistos en A en donde se observan valvas de pectínidos, ostreidos y braquiópodos, con variables grados de trituración. C) Paquete conformado por intercalaciones de areniscas con estratificación entrecruzada, laminación ondulítica y estratificación heterolítica horizontal e inclinada. D) Valvas de ostras presentes en la base del perfil. Todas las imágenes corresponden al Miembro Bandurrias en el Cañadón El Mosquito.

En el fondo del valle del río Santa Cruz, a la altura de la estrechura cercana a la Estancia Cóndor Cliff (Figura 2.8), se realizó una perforación geotécnica con extracción de testigos de roca los cuales fueron perfilados en este trabajo (Anexo I-P). En esta región el "Patagoniano" no aflora ya que se encuentra hundido por debajo de los depósitos de la Formación santa Cruz y basaltos del Cenozoico superior. Se analizaron unos 40 metros de testigos de roca en donde los primeros 20 metros inferiores consisten de varios niveles fosilíferos, lo cual sumado a su posición topográfica, permite asignar a este intervalo al "Patagoniano" y su transición a la

Formación Santa Cruz. Las facies observadas en la base incluyen areniscas macizas, con laminación ondulítica (Figura 3.50C) y estratificación entrecruzada, y niveles heterolíticos. Se identificaron algunas cortinas de fango (Figura 3.50B). Se intercalan niveles fosilíferos delgados (Figura 3.50A) compuestos mayoritariamente por fragmentos de ostras, con variables proporciones de otros bivalvos indeterminados y gastrópodos, especialmente *Turritella* sp. En general, la bioturbación en toda la columna es pobre, reconociéndose principalmente trazas de *Planolites* isp. que aparecen en forma aislada (Figura 3.50B). Hacia la mitad superior de la columna desaparecen los fósiles marinos y comienzan a aparecer detritos vegetales y evidencias de pedogénesis, lo cual permite asignar este intervalo a la parte inferior de la Formación Santa Cruz o a la porción transicional entre ambas unidades ya que en ella, es común la presencia de niveles de ostras lenticulares, las cuales pueden no haber sido atravesadas por la perforación.

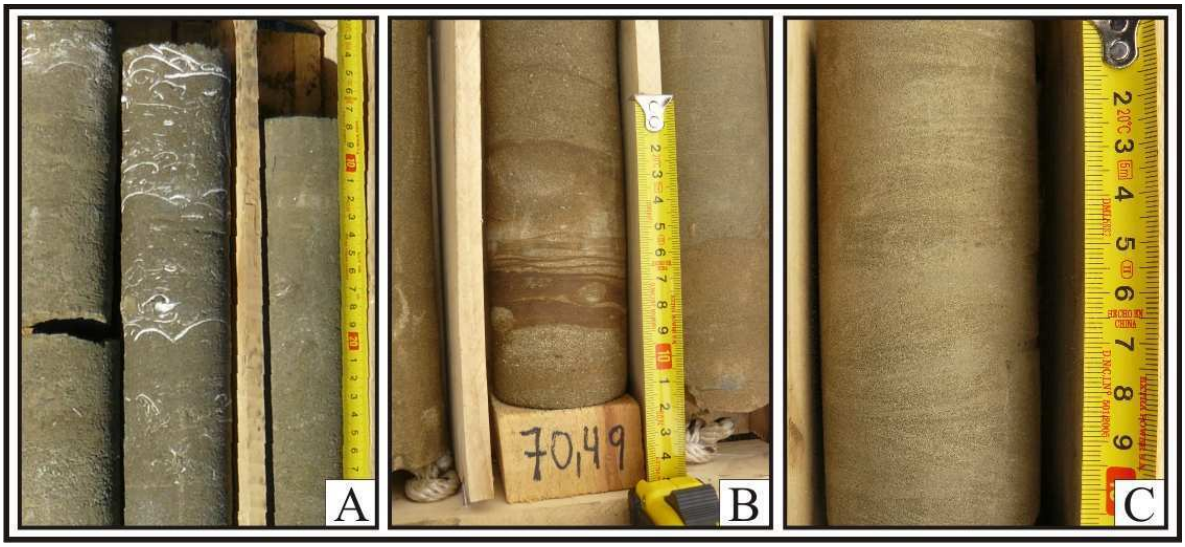


Figura 3.50. A) Detalles de niveles bioclásticos. Se observan bivalvos orientados en posición convexa hacia arriba. B) Niveles pelíticos delgados (cortinas de fango) intercalados en areniscas. Se observan trazas de *Planolites* isp. C) Areniscas finas con laminación ondulítica.

En la localidad La Barrancosa, ubicada unos 50 kilómetros al este de la anterior sobre el valle del río Santa Cruz, el “Patagonaino” no se encuentra aflorando ya que está hundido por debajo de los depósitos de la Formación Santa Cruz. En esta localidad se analizó otra perforación geotécnica realizada sobre el fondo del valle, la cual sólo atravesó facies de la Formación Santa Cruz sin llegar cortar facies típicas del “Patagoniano”.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS ISOTÓPICO

4 - ANÁLISIS ISOTÓPICO

4.1 Isótopos estables de carbono y oxígeno

4.1.1 Marco conceptual

Los isótopos estables se fraccionan durante los cambios de estado y reacciones químicas. Este fraccionamiento está controlado por las diferencias de masa entre los isótopos del mismo elemento y la temperatura ambiental. Debido a esta propiedad resultan de gran utilidad ya que la composición isotópica de un material determinado es un indicador de los procesos a los cuales los pares isotópicos fueron sometidos durante la formación de dicho material. Es por ello que existe una vasta gama de aplicaciones, de las cuales unas pocas serán aprovechadas en este estudio para reconocer procesos geoquímicos que ocurrieron durante la génesis de materiales originados en los paleoambientes que se pretende estudiar.

Relaciones matemáticas

La composición isotópica de cualquier elemento que sufra fraccionamiento se expresa como una relación R de la abundancia del isótopo pesado versus el isótopo liviano. Por ejemplo para el oxígeno esta relación sería:

$$R = {}^{18}O/{}^{16}O$$

Esta relación se expresa respecto de un estándar para reducir errores y simplificar comparaciones, por ello se usa la notación δ. Para el caso del oxígeno, esta notación se expresa de la siguiente manera:

$$\delta^{18}O = (Rm - Rst/Rst) \times 10^3 ‰$$

donde Rm es la relación isotópica (R) de la muestra y Rst es la relación isotópica del estándar con el cual se compara. De esta manera el $\delta^{18}O$ representa la diferencia entre los R de la muestra respecto del estándar. El valor del δ puede ser positivo, cero o negativo. Un valor positivo indica que el R de la muestra es mayor que el R del estándar, lo cual indica que la muestra está enriquecida en el isótopo pesado respecto del estándar. Si el δ es cero, la muestra tiene la misma composición isotópica que el estándar.

Para el agua se utiliza el estándar SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), mientras que para los carbonatos se usa el PDB, un belemnites de la Formación Pee Dee de EEUU (ver detalles más adelante). En este estudio, todos los valores del δ de isótopos de oxígeno y carbono serán referidos al estándar PDB.

Isótopos de Oxígeno

El oxígeno tiene 3 isótopos estables: ^{16}O, ^{17}O y ^{18}O, cuya abundancia relativa en la naturaleza es de 99,762%, 0,038% y 0,2%, respectivamente. El ^{18}O es 12,5% más pesado que su par ^{16}O (Faure y Mensing, 2005).

Fraccionamiento del oxígeno en la naturaleza

El oxígeno es parte de la molécula del agua, y la proporción de isótopos (O e H) que esta tenga le otorgará diferentes masas a las moléculas, lo cual tendrá influencia en los cambios de estado. Es así que las moléculas de agua más livianas tienen preferencia a pasar al estado gaseoso en la evaporación respecto de las pesadas. Inversamente, las moléculas pesadas tienen preferencia en la condensación del vapor. Es por ello que el vapor en la atmósfera está empobrecido en isótopos pesados respecto del agua oceánica, y la lluvia que del vapor se genera está enriquecida en isótopos pesados respecto al vapor que la originó (Bowen y Wilkinson, 2002; Faure y Mensing, 2005).

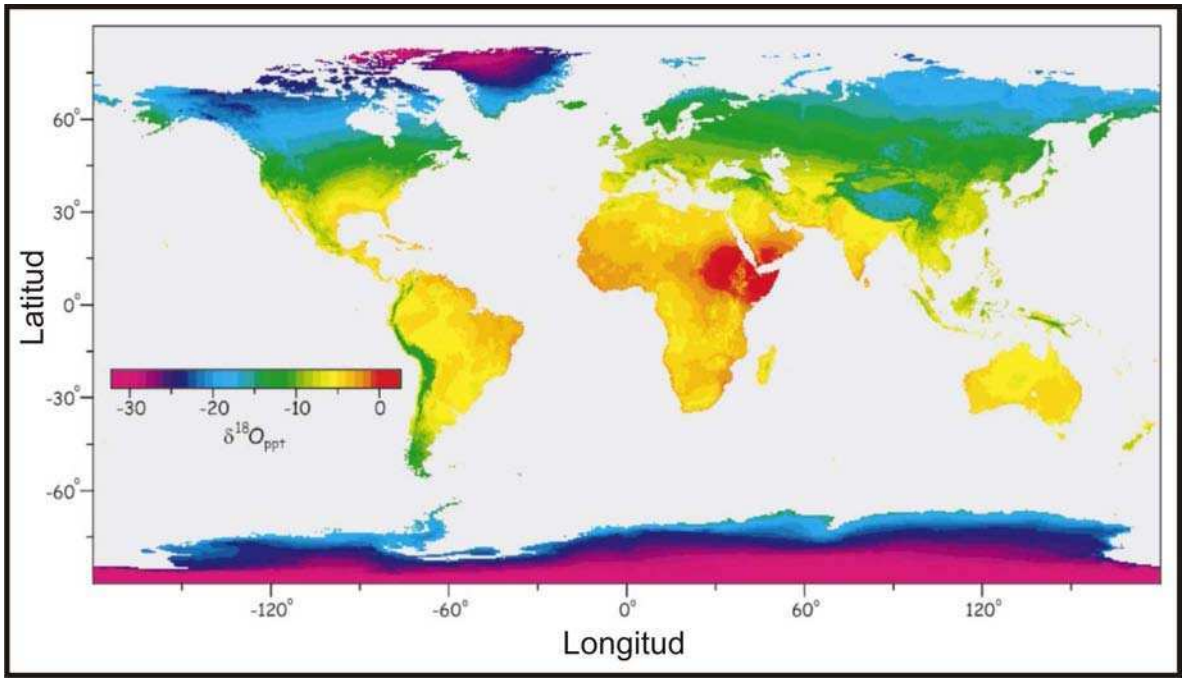


Figura 4.1. Mapa de valores de $\delta^{18}O$ de las precipitaciones en todo el mundo. Modificado de Bowen y Wilkinson (2002).

La magnitud del fraccionamiento del O durante la evaporación del agua depende de la temperatura a la cual esta ocurre. A altas temperaturas el fraccionamiento es menor (menor selectividad) que a bajas temperaturas. De esta manera, para una temperatura dada, es posible

conocer el factor de fraccionamiento que ocurrirá durante la evaporación del agua. A 20ºC, el vapor generado a partir de agua marina tendrá un $\delta^{18}O$ negativo, es decir empobrecido en isótopos pesados, respecto al SMOW, mientras que el agua marina no cambiará su composición isotópica debido a su inmenso volumen, lo cual lo transforma en un buffer.

Este doble fraccionamiento del oxígeno en la evaporación y condensación, produce gradientes latitudinales a escala global. Las grandes masas de vapor generadas en las zonas ecuatoriales, con un $\delta^{18}O$ levemente negativo (empobrecidos en O pesado), migran hacia los polos. A medida que la temperatura desciende y se producen precipitaciones en su camino, el fraccionamiento isotópico producto de la condensación hace que el vapor remanente en la atmósfera cambie a un $\delta^{18}O$ aún más negativo. De esta manera, el vapor (y las precipitaciones que origina), muestran un gradiente hacia valores cada vez más negativos, desde el ecuador hacia los polos. Es así que el vapor generado en el Caribe produce precipitaciones en Groenlandia o en Antártida con valores de $\delta^{18}O$ de -20‰ o menos (Bowen y Wilkinson, 2002).

Isótopos de oxígenos en carbonatos

El estándar que se usa en este caso es un carbonato procedente de un belemnite cretácico marino procedente de una unidad conocida como *Pee Dee Formation*. De aquí el nombre **PDB** (*Pee Dee Belemnite*). A esta muestra se le asignó el valor de $\delta^{18}O = 0$. Por ello, los carbonatos de origen marino tienen valores de $\delta^{18}O$ (PDB) cercanos a 0, mientras que los de origen continental tienen valores negativos, ya que proceden de aguas meteóricas enriquecidas en oxigeno liviano.

Paleotermometría

Existe fraccionamiento de los isótopos de O durante la precipitación del carbonato a partir del agua marina, en donde se observa un enriquecimiento en ^{18}O en el carbonato respecto al agua que lo originó. Este fraccionamiento varia en forma inversamente proporcional a la a la temperatura (Faure y Mensing, 2005). Por este motivo, la composición isotópica del carbonato puede usarse como paleotermómetro, aunque esto requiere hacer alguna asunciones:

1. Que existe un equilibrio isotópico entre el O del agua y el $CaCO_3$ biogénico. Para carbonatos biogénicos, la paleotermometría puede usarse sólo en grupos de organismos

que no produzcan "efectos vitales" en la composición isotópica del carbonato. Por ejemplo, los que no cumplen este requisito son algunos equinodermos, foraminíferos grandes y corales hermatípicos. Sí cumplen este requisito muchos foraminíferos y bivalvos (ostreas incluidas).

2. Que la composición isotópica del carbonato se ha preservado intacta. Para estimar paleotemperaturas marinas no debe haber recristalización ni intercambio isotópico posterior con aguas diferentes de las originales. Muchas veces debido a la recristalización, puede calcularse la temperatura de la diagénesis.

3. Constancia en el tiempo de la composición isotópica del agua oceánica. Se sabe que durante el fanerozoico la composición isotópica de O del agua oceánica sufrió modificaciones. Una causa importante de este fenómeno es la acumulación de grandes volúmenes de hielo en los polos, el cual retiene el ^{16}O y enriquece al mar con ^{18}O. Si todo el hielo actual de los polos se fundiera, el mar alcanzaría valores de $\delta^{18}O$ de -0.6‰. En el máximo glacial del Pleistoceno el $\delta^{18}O$ alcanzó valores de +0.9‰ (Faure y Mensing, 2005).

4. Que el influjo de aguas continentales al océano no modifica la composición isotópica del mismo. Es sabido que existen variaciones de salinidad que tienen influencias sobre la composición isotópica del agua de mar, especialmente en regiones costeras. Por ejemplo el influjo de agua fluvial en las desembocaduras de ríos o fusión de glaciares en altas latitudes tienden a reducir considerablemente los valores de $\delta^{18}O$ del agua. A la inversa, la evaporación excesiva en cuerpos de agua semicerrados produciría aumentos en los valores del $\delta^{18}O$. De aquí se desprende la importancia de la selección de los organismos a muestrear.

Teniendo en cuenta estas premisas y la fuente de error durante el muestreo, se logró construir una escala de valores de $\delta^{18}O$ en foraminíferos pelágicos para los últimos 750.000 años (Emiliani, 1978), y relacionarlo con la temperatura del agua, en donde se reconocen picos positivos de $\delta^{18}O$ (picos fríos) y negativos de $\delta^{18}O$ (picos cálidos). Las variaciones del $\delta^{18}O$ registradas son pequeñas, desde +0,5‰ (frío) a -1,5‰ (cálido) en la escala PDB.

Considerando tiempos geológicos mayores, se observa que el $\delta^{18}O$ de los carbonatos del fanerozoico, el cual debería estar cerca de 0 (PDB) registra un empobrecimiento progresivo de ^{18}O con la edad (Veizer et al, 1999). Es así que para el cámbrico, los valores de $\delta^{18}O$ promedio en fósiles marinos dan -8‰ (PDB), mientras que los actuales rondan valores de 0‰ (Figura 4.2). Para el Precámbrico, los valores son aún más negativos (hasta -24‰). Estas variaciones isotópicas de los carbonatos son interpretadas como producto de variaciones isotópicas del agua oceánica global, producidas por factores tectónicos y/o climáticos (Veizer

et al., 1999), aunque algunos autores sugieren que esta tendencia es producto de alteración posdeposicional, la cual se incrementa con la edad.

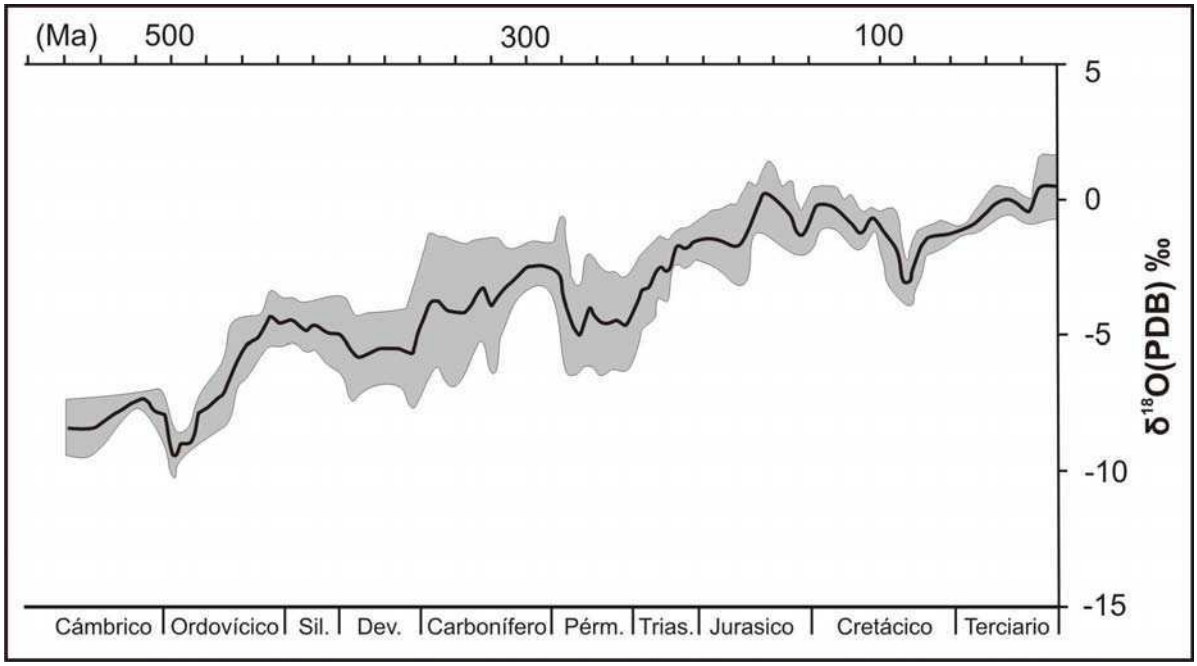


Figura 4.2. Curva de isótopos de oxígeno para el Fanerozoico. El área en gris representa el error al 95%. Simplificado de Veizer et al. (1999).

Diagénesis

Durante la diagénesis es común la precipitación de carbonatos autigénicos. A medida que aumenta la profundidad, y por ende la temperatura, los carbonatos tendrán valores de $\delta^{18}O$ cada vez más negativos. De esta manera, en base a la composición isotópica de oxígeno, es posible conocer las condiciones de temperatura a las cuales una roca estuvo sometida durante la diagénesis (Scasso y Limarino, 1997). Esta sencilla relación sólo puede establecerse cuando el carbonato precipitado procede de aguas porales con composiciones isotópicas similares a las del agua oceánica. Mozley y Burns (1993) encontraron que en general esta condición no se da para muchos casos, y por ende los cálculos de temperatura de formación del carbonato pierden sentido en esos casos. En general, los valores del $\delta^{18}O$ registrados son menores de lo esperado en base al fraccionamiento por temperatura. La causa de esta desviación se puede explicar de diferentes modos:

1. Producto de la recristalización y reseteo de la composición isotópica a temperaturas anómalamente elevadas.

2. Interacción agua-sedimento en un sistema cerrado, en donde a medida que cristaliza el mineral autigénico el fluido poral cambia su composición isotópica.
3. Mezcla con aguas meteóricas, lo cual es común en algunos ambientes de plataforma en donde se han encontrado aguas porales meteóricas debajo del fondo marino.

De acuerdo a Mozley y Burns (1993), las dos últimas explicaciones serían las mas probables.

Isótopos de carbono

El carbono tiene 2 isótopos estables en la naturaleza: ^{13}C y ^{12}C, de los cuales el ^{12}C es mas abundante (98,9%). De la misma manera que para el oxígeno, la composición isotópica de cualquier material que contiene carbono se expresa como $\delta^{13}C$, relativo al PDB. Así, valores del $\delta^{13}C$ positivos indican enriquecimiento en ^{13}C en relación al PDB, mientras que valores negativos indican empobrecimiento respecto a este isótopo. Por lo general, los carbonatos marinos tienen $\delta^{13}C$ cercanos a 0, ya que el estándar es en sí un carbonato marino.

A diferencia del O, el C no puede ser usado para calcular paleotemperaturas a partir de carbonatos biogénicos, porque estos carbonatos no alcanzan un equilibrio con el reservorio de C del planeta (Faure y Mensing, 2005).

El fraccionamiento isotópico más importante del C ocurre durante la fotosíntesis. Las plantas, al incorporar H_2O y CO_2 atmosféricos para generar materia orgánica, prefieren moléculas con ^{12}C antes que ^{13}C, lo cual explica que la materia orgánica vegetal posea valores $\delta^{13}C$ negativos de aproximadamente -25‰ (PDB) (empobrecidos en ^{13}C respecto al PDB). Esto también produce valores $\delta^{13}C$ negativos en los tejidos de animales que ingieren vegetales y a su vez a animales que se alimentan de otros animales herbívoros.

El $\delta^{13}C$ del CO_2 atmosférico tiene un valor promedio de -7,7‰, aunque puede variar estacional y regionalmente, en función de la actividad fotosintética y el retorno del CO_2 a la atmósfera por combustión. Gran parte del CO_2 liberado hacia la atmósfera se disuelve en el océano o es incorporado por las plantas. La biosfera actúa como buffer de la concentración de CO_2 en la atmósfera.

Este fraccionamiento durante la fotosíntesis explica también la composición isotópica de los combustibles fósiles, los cuales presentan valores se $\delta^{13}C$ negativos. Esto tiene gran importancia para los carbonatos de ambientes diagenéticos.

Océanos y $CaCO_3$

El carbono en los océanos, lagos y ríos, está controlado por dos reservorios: el carbono reducido en la materia orgánica y el carbono oxidado en los iones carbonato del agua y $CaCO_3$ precipitado. Ambos están en equilibrio con el CO_2 atmosférico. El C reducido está empobrecido en ^{13}C debido a que es producto de la fotosíntesis, por lo tanto presenta valores de $\delta^{13}C$ negativos. Debido a esta extracción del ^{12}C por la fotosíntesis, el C oxidado se encuentra enriquecido en ^{13}C y los valores de $\delta^{13}C$ están cerca de 0 ya que el estándar PDB es en sí un carbonato marino. Sin embargo, el $CaCO_3$ precipitado a partir de la actividad biológica puede tener $\delta^{13}C$ negativos cuando el CO_2 proviene de la oxidación de la materia orgánica. El rango normal de variación del $\delta^{13}C$ de los océanos es de 0 a +2‰.

La composición isotópica del carbono de un carbonato de cualquier edad, depende de varios factores (Faure y Mensing, 2005):

1. Fraccionamiento isotópico entre el CO_2 (gas) - CO_2 (agua) - H_2CO_3 - $^{-}HCO_3$ - $CaCO_3$.
2. Temperatura del agua durante la precipitación.
3. Mineralogía (calcita – aragonita).
4. Introducción de CO_2 derivado de materia orgánica.
5. Efectos vitales y factores micro ambientales.
6. Alteración diagenética.

Es interesante el estudio comparado de foraminíferos planctónicos y bentónicos. Los planctónicos están enriquecidos en ^{13}C ($\delta^{13}C$ mayor) en relación a los bentónicos ($\delta^{13}C$ menor) debido a que en la superficie del océano hay remoción de $^{12}CO_2$ por la actividad fotosintética del fitoplancton ($\delta^{13}C$ del fitoplancton = -23‰), por ende el carbonato generado en la superficie está enriquecido en ^{13}C. Cuando el fitoplancton muere, la materia orgánica va al fondo del mar y decae, liberando CO_2 empobrecido en ^{13}C, de esta manera el carbonato generado por los foraminíferos bentónicos presenta valores de $\delta^{13}C$ menores respecto a los planctónicos. Si la productividad superficial es intensa, el carbonato generado en superficie puede llegar a valores de $\delta^{13}C$ de +4‰.

Desde el punto de vista estratigráfico, los valores del $\delta^{13}C$ del carbonato marino han sufrido modificaciones según la edad, aunque éstas son menores en comparación con las variaciones del $\delta^{18}O$. Durante el Paleozoico el valor de $\delta^{13}C$ creció desde -1‰ en el Cámbrico hasta +4‰ en el Pérmico, y durante el Mesozoico y Cenozoico permaneció oscilando

alrededor de +2‰ (Veizer et al., 1999). Estudios de estratigrafía de alta resolución, revelan variaciones de corto tiempo.

Las excursiones registradas durante el Fanerozoico, se relacionan a eventos de extinciones masivas. Estos eventos produjeron soterramiento de grandes volúmenes de C orgánico, lo que se evidencia en el $\delta^{13}C$ positivo de las excursiones.

Aguas fluviales

El C inorgánico disuelto en aguas fluviales tiene un amplio rango de $\delta^{13}C$, desde -28 a -1‰, el cual es determinado por varios factores geológicos que operan en la red de drenaje, como alteración-disolución de $CaCO_3$, intercambio con el CO_2 atmosférico y el CO_2 del suelo, etc. (Aucour et al., 2003).

Diagénesis

Durante la diagénesis existen reacciones de descomposición de la materia orgánica enterrada en el sedimento, las cuales liberan gran cantidad de CO_2, el cual puede formar carbonatos en condiciones favorables. Por ello, la composición de $\delta^{13}C$ de los carbonatos diagenéticos dependerá en gran medida de la fuente del CO_2 (Scasso y Limarino, 1997). En zonas diagenéticas poco profundas, en las zonas aeróbicas y de reducción de sulfatos, los carbonatos tendrán valores de $\delta^{13}C$ entre -20 y -25‰, similares a los de la materia orgánica, mientras que los valores del $\delta^{18}O$ de esos mismos carbonatos tendrán valores cercanos a 0‰, similares a los del agua oceánica (Gautier et al., 1985). Durante la metanogénesis, el CO_2 liberado presenta valores de $\delta^{13}C$ más positivos que en las fases anteriores. Un caso especial sucede cuando se produce oxidación de este metano, el cual en sí presenta valores del $\delta^{13}C$ muy negativos, liberando CO_2 con valores de $\delta^{13}C$ que pueden alcanzar los -50‰ (Gautier et al., 1985; Mozley y Burns, 1993).

4.1.2 Muestreo de campo

El carbonato de calcio utilizado para el análisis de isótopos de carbono y oxígeno fue extraído de valvas de ostras, cuya abundancia es una de las características sobresalientes del “Patagoniano” al sur del Lago Argentino (ver Capítulo III). Estos niveles aparecen desde la base hasta el tope de la unidad, y se encuentran en gran número a lo largo de la columna sedimentaria (Anexos I-C y I-G). Las características sedimentológicas y paleontológicas de estos niveles son variables. En el capítulo anterior (sección 3.1.1) se describieron facies

bioclásticas, las cuales están dominadas ampliamente por especímenes del grupo de las ostras. En muchos casos, los niveles de ostras muestran ciertas características que permiten inferir que los individuos se preservaron en el sitio en donde habitaron, o sea que no sufrieron transporte significativo post mortem. Ejemplo de ello son las valvas articuladas y el bajo grado de abrasión de las mismas.

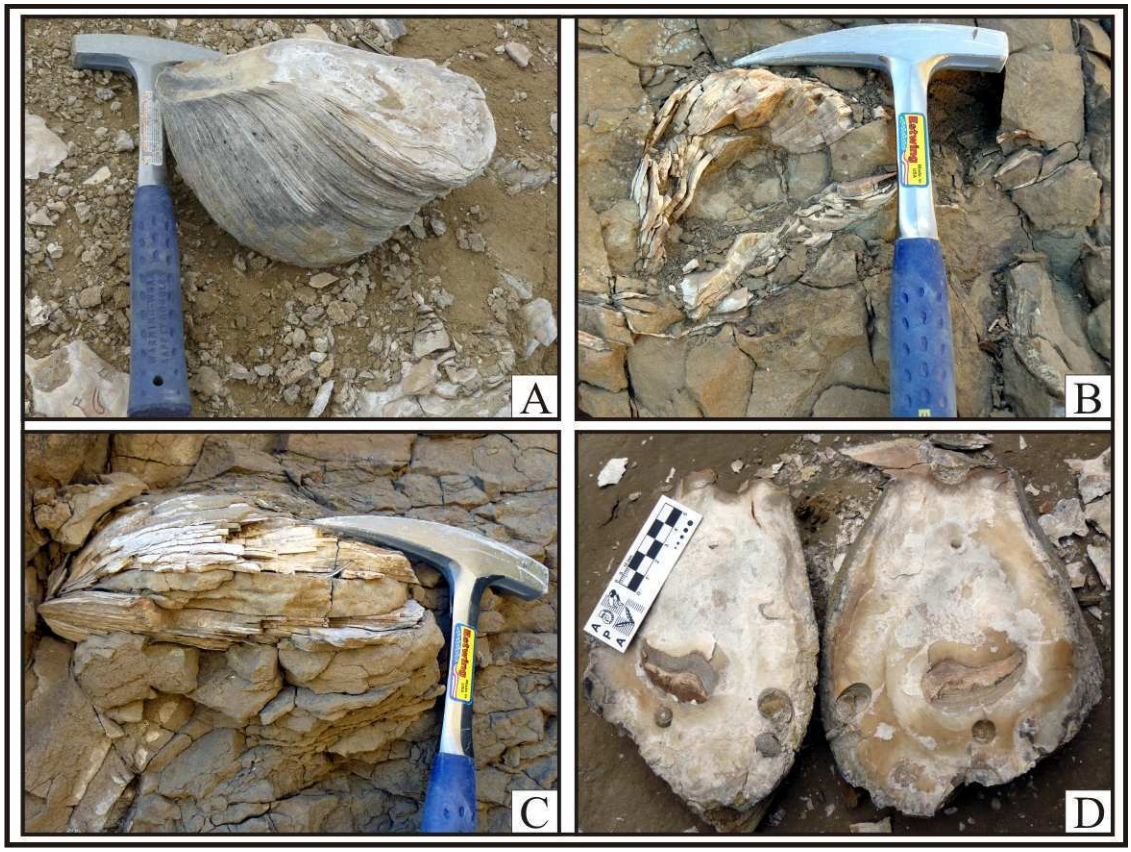


Figura 4.3. Grandes especímenes de *Crassostrea hatcheri* que aparecen aislados o poco empaquetados, sin evidencias de transporte, en facies de areniscas finas macizas (Am). A) Gran valva izquierda que supera los 10 cm de espesor. B, C y D) Individuos articulados. En B y C es visible la diferencia de dimensiones entre las valvas derecha (inferior en la foto) de formas chatas y delgada, e izquierda (superior en la foto) de formas abultadas y de mayor espesor. En D se observan bioperforaciones sobre ambas caras internas de las valvas, asignables al icnogénero *Gastrochaenolites* isp. Estas bioperforaciones se continúan de una valva a otra, indicando que la perforación fue efectuada en el individuo articulado.

Estas ostras presentan valvas de gran tamaño que en algunos casos suelen alcanzar los 10 centímetros de espesor, llegando a pesar más de 2 kg. Este gran tamaño incrementa la posibilidad de una preservación in situ. Por ejemplo es común encontrar grandes especímenes

de *Crassostrea hatcheri* aislados y articulados, preservados en sedimentos arenosos (Figura 4.3). Éstos se encuentran en un notable desequilibrio hidráulico con los sedimentos que los alojan, lo cual permite inferir ausencia de transporte post mortem. En algunos casos se han encontrado niveles en donde el grado de abrasión es alto, y los especímenes se encuentran preservados dentro de depósitos delgados de grano grueso, junto con otros fósiles de gran tamaño. Estos niveles se interpretan como depósitos residuales (facies Br) en donde las ostras han permanecido largo tiempo a merced de las corrientes antes de ser finalmente sepultadas. Por ello, estos niveles no han sido muestreados para el análisis isotópico.

Las ostras presentan sus valvas de composición dominantemente calcítica. Sólo el *myostracum* (Figura 4.5E) presenta composición aragonítica, el cual es una delgada capa con una microestructura particular que el individuo utiliza para fijar el músculo aductor (Stenzel, 1971; Carter, 1990). En la región de la charnela se reconoce un tipo especial de capa denominada ligostracum, la cual también es de composición aragonítica (Carriker y Palmer, 1979). Estas capas representan un porcentaje ínfimo del volumen total de la valva, y fueron evitadas al momento de la toma de muestras ya que al ser de composición aragonítica presentan alta susceptibilidad a las modificaciones diagenéticas.

Durante la segregación del carbonato de calcio, se ha encontrado que las ostras no fraccionan los isótopos estables de C y O (Kirby et al., 1998; Surge et al., 2001), es decir que no presentan efectos vitales sobre la composición isotópica del carbonato. Esto significa que la composición isotópica dependerá exclusivamente de la composición isotópica del agua en la cual el individuo vive y de la temperatura a la cual se produjo la precipitación.

La capacidad que tienen las ostras de habitar ambientes con un amplio rango de variación de salinidad (Stenzel 1971; Kirby, 2001), como estuarios, deltas o desembocaduras de ríos, hacen de ellas excelentes marcadores paleoambientales, pudiendo además registrar en sus valvas la composición isotópica del agua de la cual toman los iones para secretar el carbonato de calcio (Kirby, 2000).

La naturaleza calcítica de sus valvas, el gran espesor que suelen alcanzar, la ausencia de efectos vitales sobre la composición isotópica del carbonato y la habilidad de habitar ambientes con salinidades variables hacen de las ostras un excelente registro que permite estudiar los paleoambientes de sedimentación a través del análisis isotópico. Adicionalmente, el gran número de niveles que preservan ostras articuladas y sin abrasión, indicando preservación en el medio en el cual vivieron, permite asignar la composición isotópica obtenida al ambiente de sedimentación observado en las facies circundantes. Por todas estas

características las ostras se seleccionaron para efectuar el análisis isotópico de la Formación Estancia 25 de Mayo.

Muestreo estratigráfico

En las columnas sedimentarias de la Formación Estancia 25 de Mayo, estudiadas al sur del Lago Argentino, se han determinado una serie de paleoambientes marinos a transicionales, en los cuales se reconocieron varios niveles portadores de ostras (ver Capítulo III). Estos niveles aparecen desde ambientes netamente marinos hasta ambientes estuáricos, en donde en base a características paleobiológicas se sugiere stress ambiental. En forma general, existe en la sucesión una continentalización de los paleoambientes hacia la parte superior de la columna.

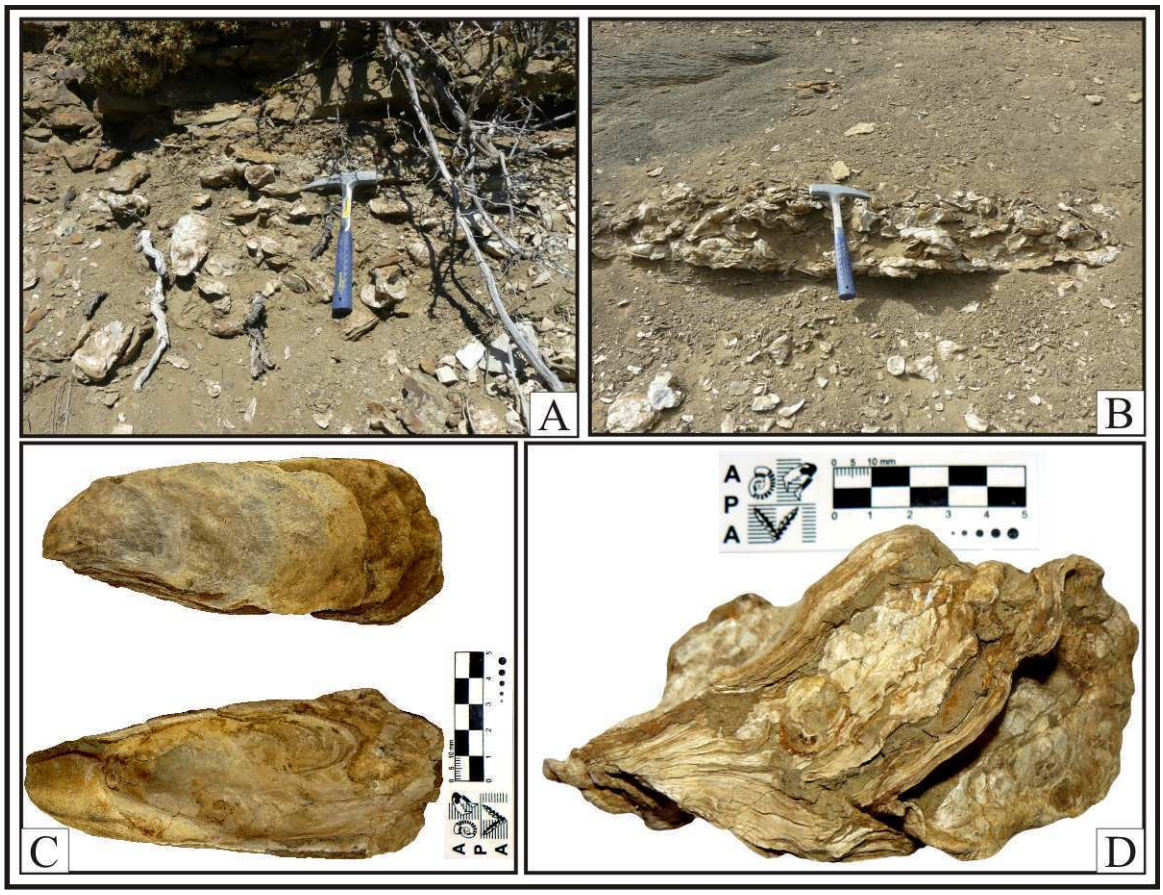


Figura 4.4. Ejemplos de *Crassostrea orbignyi*. En A y B se observan acumulaciones biogénicas monoespecíficas de esta especie, cuyos individuos están en posición de vida. En C se observan las dos caras de una valva de *C. orbignyi* mientras que en D se observan varios individuos de *C. orbignyi* cementados, en donde la forma externa de cada individuo se encuentra distorsionada.

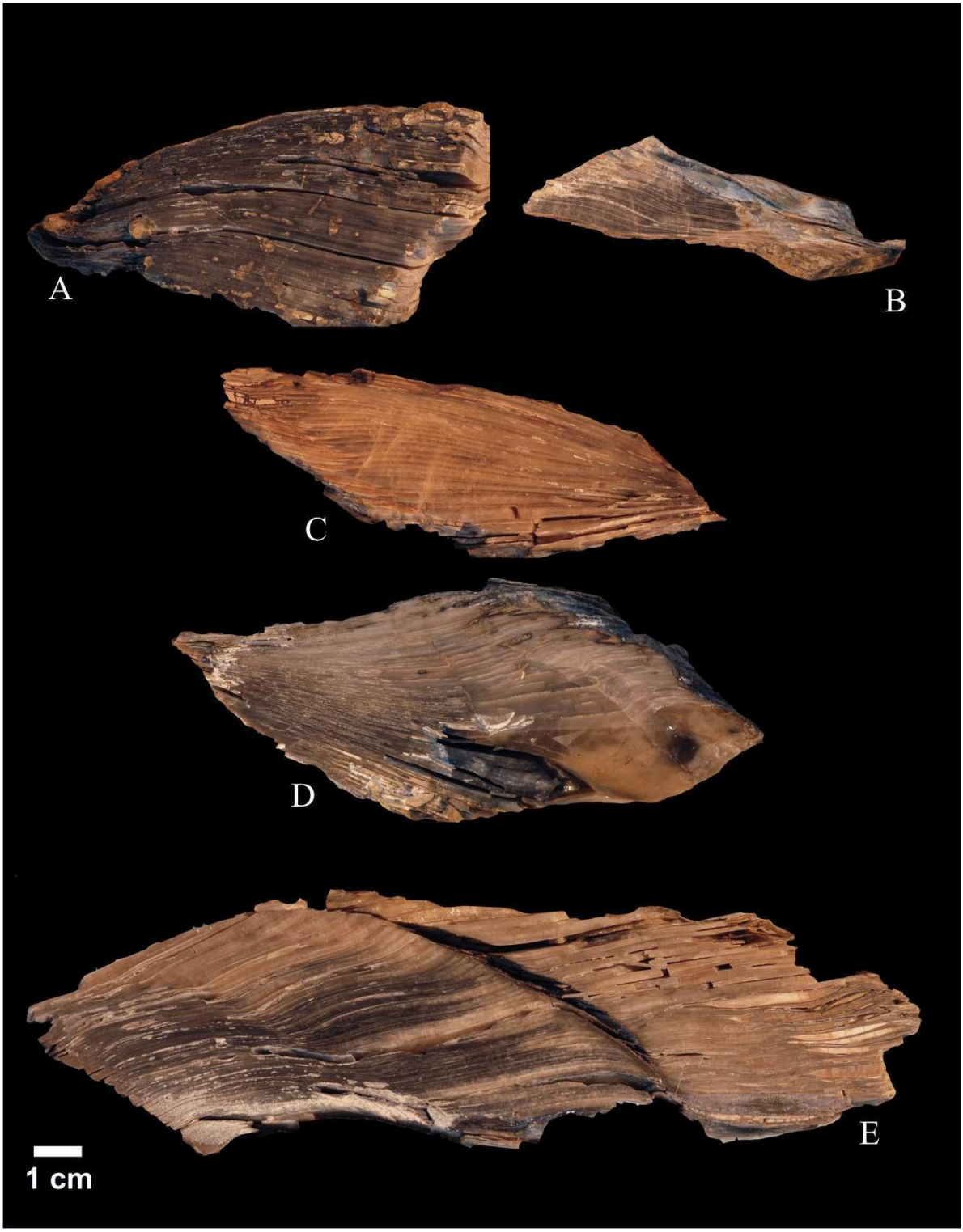


Figura 4.5. Secciones dorso-ventrales pulidas de *Crassostrea hatcheri*. Dominan las capas foliadas (oscuras) y prismáticas (grisáceas). En algunos casos se observan lentes blanquecinos de tipo chalky en la región ventral (E) y bioperforaciones (A). En E se observa un hueco en forma diagonal a la valva, correspondiente al myosctracum, el cual se ha perdido durante el corte.

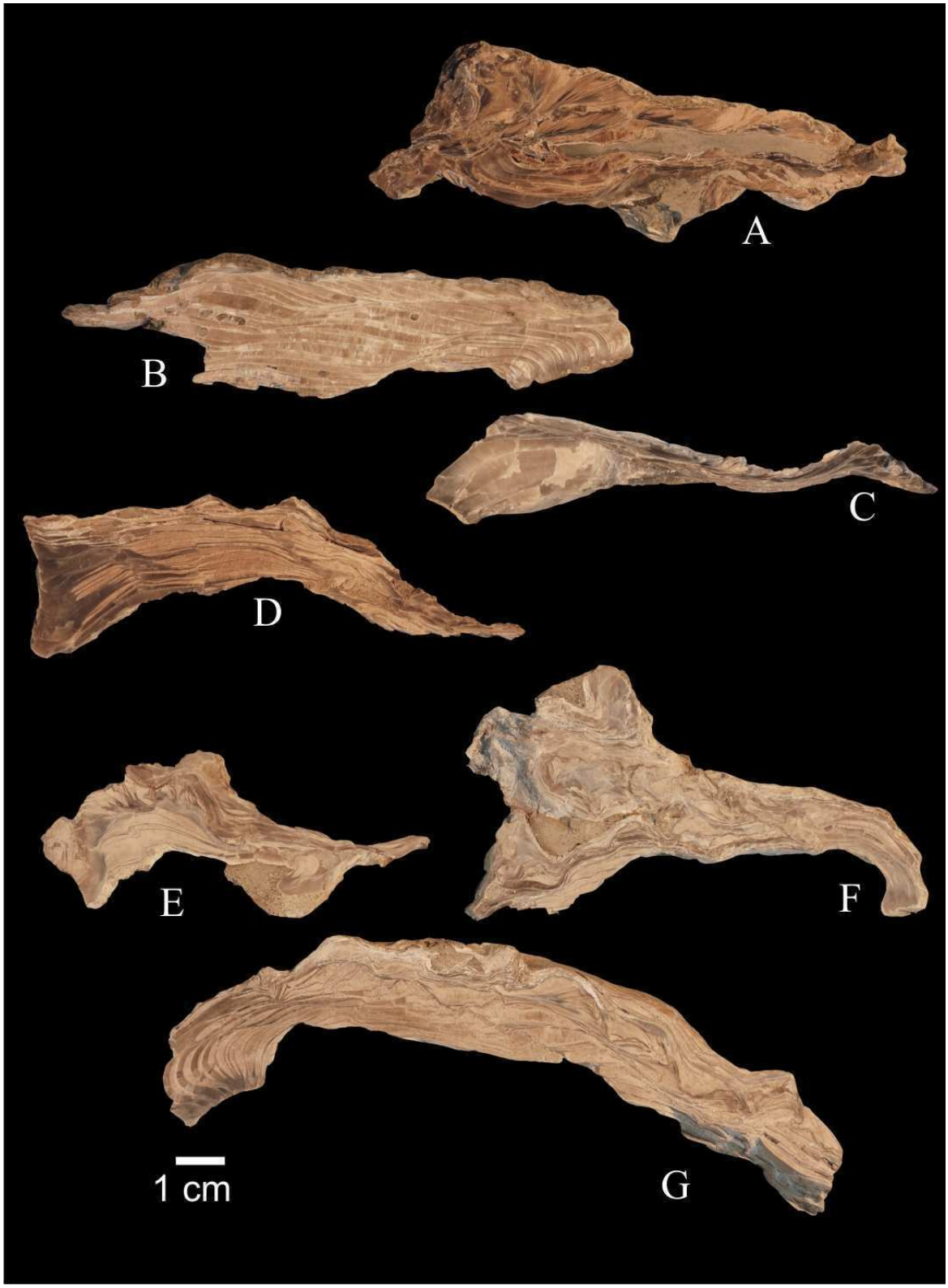


Figura 4.6. Ejemplos de pulidos en *Crassostrea orbignyi*. Dominan las capas tipo chalky (blanquecinas a amarillentas) por sobre las capas translúcidas (oscuras). En algunos casos (A, E y F) la muestra consiste de un agregado de individuos cementados. En la parte izquierda de D y G es posible observar una alternancia de capas chalky (amarillentas) y prismáticas-foliadas (oscuras).

Para el análisis isotópico se escogieron dos localidades en donde la columna sedimentaria se encuentra bien representada, además de poseer un gran número de niveles ostreros y en donde fue posible realizar un control litofacial sobre los resultados de los análisis isotópicos. Las localidades escogidas son Estancia Quién Sabe (Anexo I-G) y Arroyo Bandurrias (Anexo I-C) (Figura 3.1). En el capítulo anterior se dieron a conocer las características sedimentológicas de ambas localidades, además de otras localidades cercanas, por lo cual las condiciones de sedimentación se han estimado previamente en base al análisis de facies.

Durante el muestreo se tomó cuidado de sólo trabajar con niveles que mostraran ostras sin evidencias significativas de removilización con el objetivo de analizar el ambiente sedimentario en el cual la ostra vivió. De este modo, es posible integrar los resultados obtenidos en base al análisis de facies y el análisis isotópico. Todos los niveles que cumplieron con este requisito fueron muestreados, en ambos perfiles escogidos. De cada nivel se tomó al menos una muestra, mientras que en otros, sobre todo en los más potentes, fueron tomadas varias muestras. En algunos individuos, especialmente en aquellos articulados, se tomaron muestras de ambas valvas. En otros casos sólo se muestreó la valva izquierda, la cual es de mayor espesor que la derecha, o sólo se muestreó la región dorsal de la valva izquierda, con el fin de reducir el volumen total de muestras. En general, la región dorsal de las valvas se encuentra en mejor estado de preservación que la región ventral. La distribución de las muestras en las columnas estratigráficas puede verse en la figura 4.10.

Desde el punto de vista paleontológico, se reconocieron dos especies de ostras en las secciones estudiadas (Parras, com. pers.): *Crassostrea? hatcheri* (Ortmann 1897) y *Crassostrea orbignyi* (Ihering, 1897). *C. hatcheri*, la más abundante, presenta valvas de gran espesor, especialmente su valva izquierda (Figura 4.3). Esta especie muestra dos hábitos de vida: reclinada o en racimo (Parras y Casadío, 2006) aunque en las secciones estudiadas casi todas se encuentran con hábitos reclinados, es decir apoyadas sobre el sustrato con su valva izquierda y la comisura en forma levemente inclinada (Seilacher et al., 1985). Normalmente forma niveles con individuos in-situ (facies Bb o Be), en donde las valvas pueden estar articuladas o no. Por otro lado, *Crassostrea orbignyi* presenta valvas de menores dimensiones y con una marcada irregularidad (Figura 4.4 y 4.6). Su abundancia es mucho menor en relación a *C. hatcheri* y se la ha encontrado yaciendo de dos maneras: por un lado aparece en niveles dominados por individuos retrabajados por corrientes (facies Bt), los cuales presentan morfologías bien definidas y constantes entre individuos, mientras que por otro lado se la

encuentra formando niveles con individuos en posición de vida (facies Bb), cementados unos a otros (Figura 4.4A, B, D). En este último caso, la morfología de la valva es muy irregular, e inclusive es dificultoso el reconocimiento de un individuo del adyacente (Figura 4.6A, E, F).

Desde el punto de vista estratigráfico, ambas especies se encuentran distribuidas en forma independiente en la columna sedimentaria. En la parte inferior y media de la Formación Estancia 25 de Mayo sólo se encuentra la ostra *C. hatcheri*, mientras que en la parte superior, en la transición hacia la Formación Santa Cruz, sólo se encuentra la ostra *C. orbignyi*. Esta distribución ha sido observada por autores anteriores e inclusive se ha propuesto un significado bioestratigráfico para esta división (Ameghino 1906; Feruglio 1949-50), asignando al "Superpatagoniense" a los niveles con *C. orbignyi*. Hoy día se sabe que esta división no representa un cambio faunístico temporal, sino que dicho cambio está controlado por los paleoambientes de sedimentación. Parras et al. (2008a) describen acumulaciones de *C. orbignyi* para la parte superior de la Formación Monte León, la cual se considera un equivalente estratigráfico de la Formación Estancia 25 de Mayo.

4.1.3 Micromuestreo

Una vez recolectadas las muestras en el campo, se procedió a clasificar el material y prepararlo para el micromuestreo. Para ello se realizaron cortes en sentido dorso-ventral de las valvas y luego se pulió la superficie cortada, con el fin de realizar observaciones del arreglo interno de las capas carbonáticas de cada valva (Figuras 4.5, 4.6). Adicionalmente, se seleccionaron algunas valvas para la confección de secciones delgadas para la observación al microscopio petrográfico (Figura 4.7) y otras para la observación al microscopio electrónico de barrido (SEM) (Figura 4.8).

Análisis microestructural de las valvas

El análisis preliminar de superficies pulidas en muestras de mano permitió diferenciar claramente ambas especies en cuanto al arreglo interno de las capas carbonáticas. Para el caso de *C. hatcheri* las capas presentan arreglos subparalelos (Figura 4.5) mientras que para *C. orbignyi* las capas presentan arreglos desde subparalelos a altamente irregulares (Figura 4.6). Adicionalmente, se reconocieron dos tipos principales de capas: capas translúcidas, con coloraciones blanquecinas, grisáceas a azuladas y capas opacas de coloraciones blanquecinas a beiges.

Al microcopio petrográfico se reconocieron, en líneas generales, tres tipos de microestructuras (Figura 4.7) las cuales se combinan de diferentes maneras para conformar las capas de crecimiento de la ostra. Estas microestructuras son comunes al grupo de las ostras (Stenzel 1971; Carter 1990): **capas prismáticas**, compuestas por gruesos cristales de calcita elongados en forma perpendicular a la superficie de la capa (Figura 4.7B y Figura 4.8D); **capas foliadas**, compuestas por cristales escamosos de calcita empaquetados de modo oblicuo a horizontal a la superficie de la valva (Figura 4.7A y Figura 4.8C); **capas "chalky"**, con un aspecto general opaco, compuesto por una masa de granos pequeños de carbonato, formando láminas de mayor tamaño que definen un ordenamiento perpendicular a las capas (Figura 4.7D y Figura 4.8A, B). El término "chalky" se utiliza para designar a un material terroso, de grano fino y escasa cristalinidad en muestra de mano y para evitar ambigüedades, no será traducido al español en este trabajo. Similares estructuras fueron descriptas por Chinzei (1995) e Higuera-Ruiz y Elorza (2004) para especias del género *Crassostrea*. Algunas capas muestran transiciones entre microestructuras tanto en sentido lateral como en sentido transversal a la valva, es decir que una misma capa puede cambiar de microestructura desde la región umbonal hacia la parte ventral, de la misma manera que puede cambiar de microestructura desde el interior de la capa hacia el exterior (Figura 4.7C). En general estas asociaciones de microestructuras se dan entre capas foliadas y prismáticas mayoritariamente, mientras que las microestructuras chalky aparecen formando capas simples y bien definidas (Figura 4.7D). Existen variaciones y microestructuras intermedias entre las descriptas, principalmente entre las prismáticas y las foliadas (Carter 1990) que aquí no serán consideradas para simplificar el análisis microestructural.

Además del análisis petrográfico de las valvas se obtuvieron imágenes mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM). Las muestras seleccionadas fueron quebradas y observadas en las superficies irregulares. En dichas imágenes se pudo observar que en las capas chalky existen espacios porales de grandes dimensiones, los cuales están parcialmente rellenos de calcita de hábito equidimensional y formas euhedrales, indicando cristalización en un espacio poral (Figura 4.8A, B). Por otro lado, las capas prismáticas y foliadas muestran un arreglo muy empaquetado de cristales tabulares a laminares de calcita, sin espacios porales visibles (Figura 4.8C, D).

Estas diferencias en el empaquetamiento de cristales tienen importancia al momento de analizar el estado de preservación del carbonato biogénico. Para el caso de las microestructuras foliadas y prismáticas (y sus intermedios) la preservación es muy buena,

mientras que para el caso de la microestructura chalky la presencia de poros y cristales euhedrales de calcita sugiere relleno del espacio poral y recristalización del material original durante la diagénesis. Estas observaciones tienen implicancias a la hora de interpretar los resultados de los análisis isotópicos.

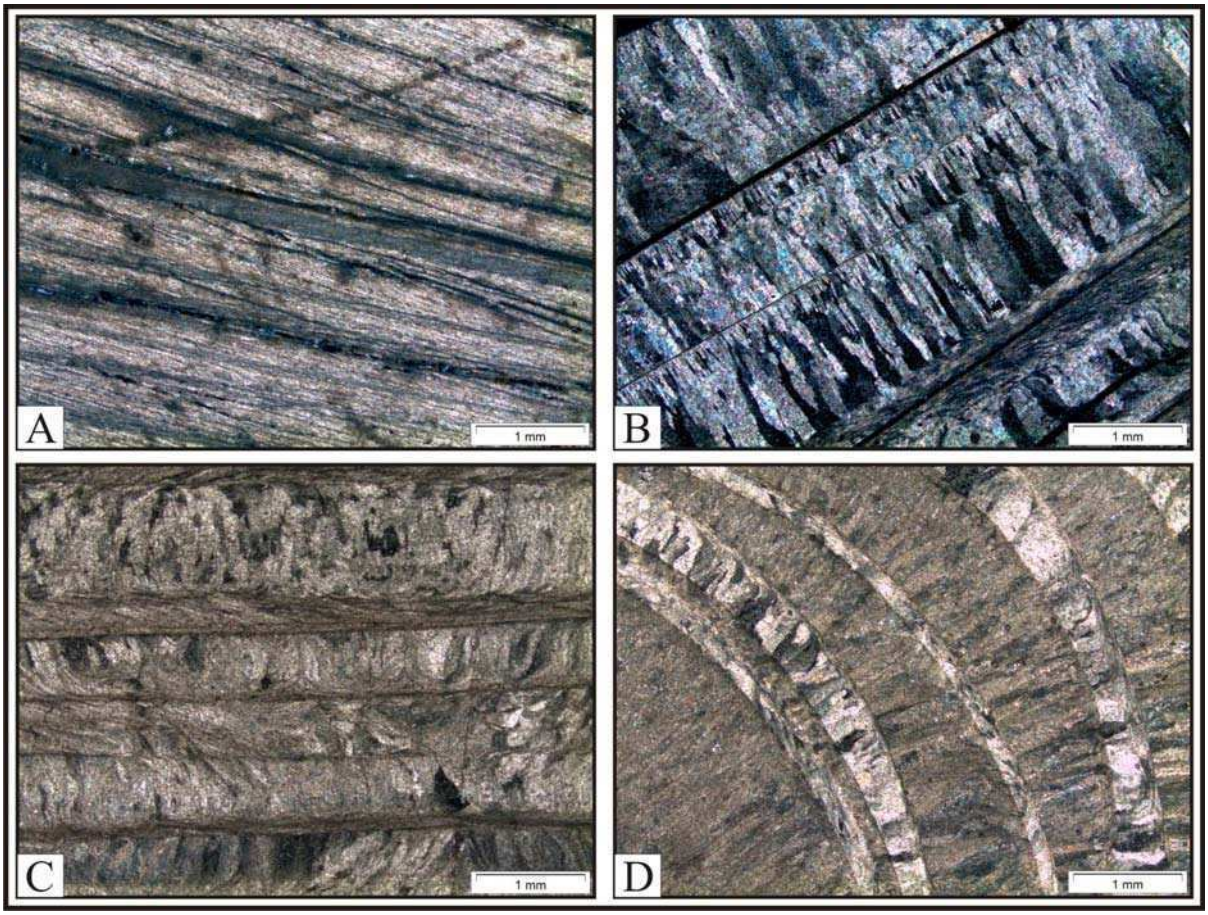


Figura 4.7. Microfotografías de diferentes microestructuras observadas al microscopio petrográfico. A) Microestructura foliada. B) Microestructura prismática. Delgadas capas foliadas aparecen en la parte inferior derecha C) Pares de microestructuras foliadas y prismáticas que forman un ciclo de crecimiento de la ostra. En algunos sectores se observan microestructuras intermedias. D) Alternancia de capas con microestructura prismática, formada por cristales de calcita gruesos, con microestructura chalky, de aspecto terroso. Nótese que la microestructura chalky presenta un ordenamiento de cristales mayores perpendicular a la superficie de la capa, similares a lo observado en capas prismáticas.

El gran espesor de las capas de las valvas, permitió realizar un muestreo detallado en su interior mediante el uso de un microtaladro con una broca de 1 mm de diámetro, lo cual

permite obtener la cantidad suficiente de carbonato para el análisis en el espectrómetro de masas. De esta manera se tomaron muestras de capas individuales, aislando material constituido por una determinada microestructura.

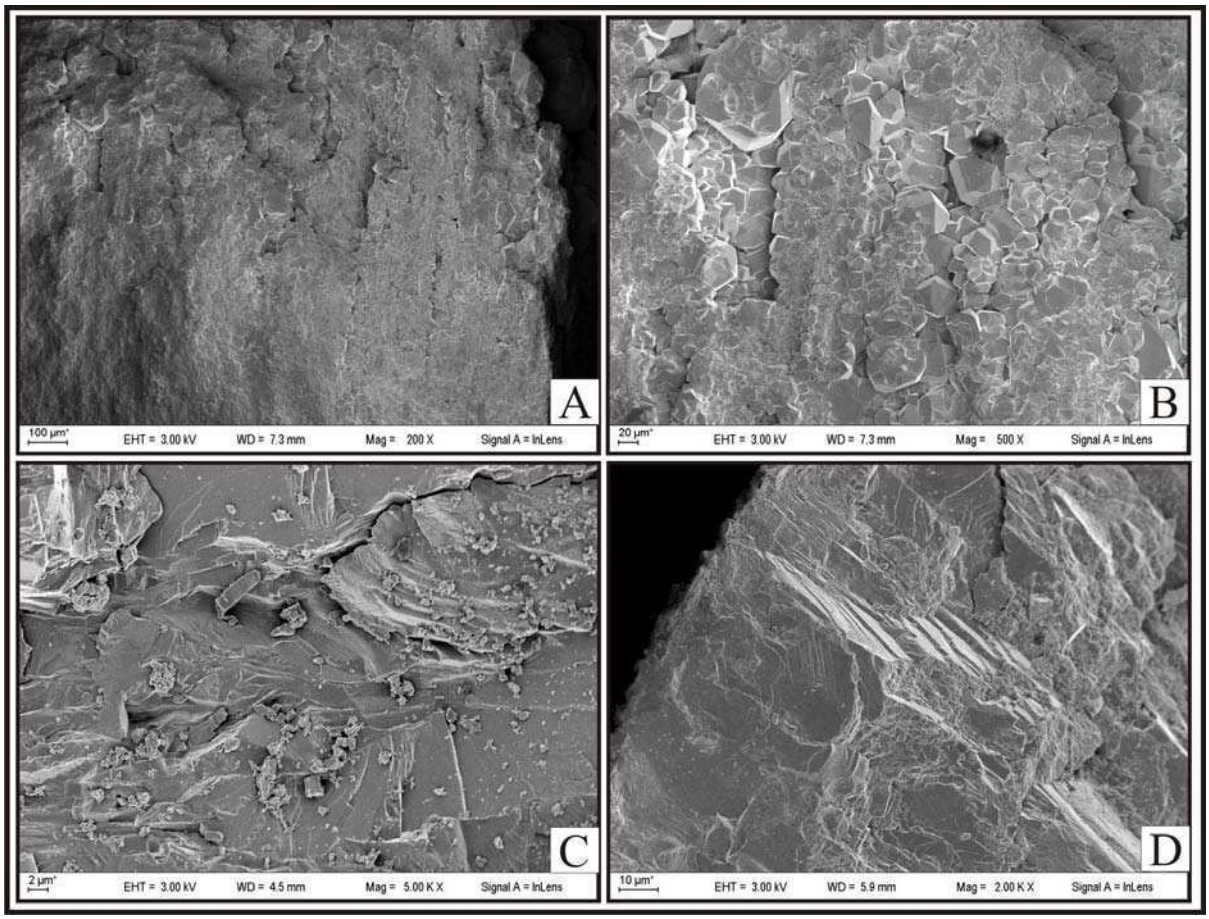


Figura 4.8. Imágenes SEM. A) Capa chalky en donde se observa un agregado de cristales de calcita. Se reconocen además arreglos verticales de mayor escala que forman la estructura vista en la figura 4.7 (D). B) Detalle de A en donde se observan los cristales euhedrales de calcita. C) Vista de detalle de una capa foliada, en donde se aprecia el empaquetamiento cerrado. D) Vista de detalle de una capa prismática en donde se reconocen cristales gruesos bien empaquetados, de formas aplanadas.

Inicialmente se realizó un micromuestreo prospectivo, el cual tuvo como objetivo caracterizar en forma general los materiales estudiados. De esta manera se muestreó una capa de todas las valvas disponibles de los dos perfiles seleccionados, y en algunos casos se tomaron dos muestras para comparar los valores isotópicos de las diferentes microestructuras observadas. Luego de ello, con los resultados de los análisis isotópicos iniciales se profundizó el muestreo en las valvas de mayores dimensiones, en las cuales se realizaron micromuestreos

sistemáticos capa por capa (Figuras 4.11 y 4.12), con el fin de conocer las variaciones isotópicas que se registran internamente en la valva de la ostra.

4.1.4 Metodología analítica

Los análisis de isótopos estables de C y O, tanto como la obtención de las micromuestras, fueron realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables, del Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia, Brasil. Una vez obtenidos de cada capa escogida unos pocos miligramos de carbonato en polvo mediante el microtaladro, se redujo la muestra a 30 microgramos, que es la cantidad necesaria para la medición en el espectrómetro de masas. Las razones de isótopos de carbono y oxígeno del carbonato se obtienen luego de hacer reaccionar a este con H_3PO_4 al 100% a 72º centígrados por al menos 12 horas. Tanto las muestras como el ácido se someten al vacío antes de la reacción, luego de la cual el CO_2 desprendido es separado y analizado para su $\delta^{13}C_{(PDB)}$ y $\delta^{18}O_{(PDB)}$ mediante un espectrómetro de masas Finnigan Delta E de fuente gaseosa, acoplado a un analizador Gas Bench II y un *autosampler*. Las composiciones de isótopos de oxígeno del CO_2 fueron corregidas para la calcita aplicando un factor de corrección de 1,01025.

4.1.5 Resultados

Se analizaron en total 123 muestras para isótopos estables de carbono y oxígeno, cuyos valores se encuentras listados en el Anexo II. La distribución de las muestras en las columnas estratigráficas puede verse en la Figura 4.10. Todas las muestras provienen de capas individuales de valvas de ostras procedentes de las localidades Estancia Quién Sabe y Arroyo Bandurrias. Todos los valores del δ para ambos pares isotópicos están referidos al estándar PDB. Considerando el total de las muestras analizadas los valores del $\delta^{18}O$ varían en un rango que va desde –19,19 a 0,48 (‰ PDB), mientras que los del $\delta^{13}C$ varían entre -17,39 y 2,58 (‰ PDB). Si se grafican los resultados para ambos pares isotópicos en un diagrama de coordenadas se pueden reconocer dos áreas en la distribución de los valores (Figura 4.9). Discriminando las microestructuras de las cuales fueron tomadas las muestras en el diagrama anterior, se ve claramente que distintas microestructuras muestran diferentes campos de datos: por un lado las capas foliadas y prismáticas forman un campo cercano al cruce de los ejes de valor 0 ‰, con poca dispersión de datos; mientras que las capas chalky forman un campo de gran dispersión, con tendencia hacia valores muy negativos, en relación a los anteriores (Figura 4.9). En este gráfico, los valores de las capas foliadas y prismáticas forman una nube

que muestra una correlación positiva entre los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$, a partir de la cual se puede definir una recta de unos 45º de inclinación, en donde los valores negativos del $\delta^{18}O$ coinciden con valores negativos del $\delta^{13}C$ y viceversa (Figura 4.9).

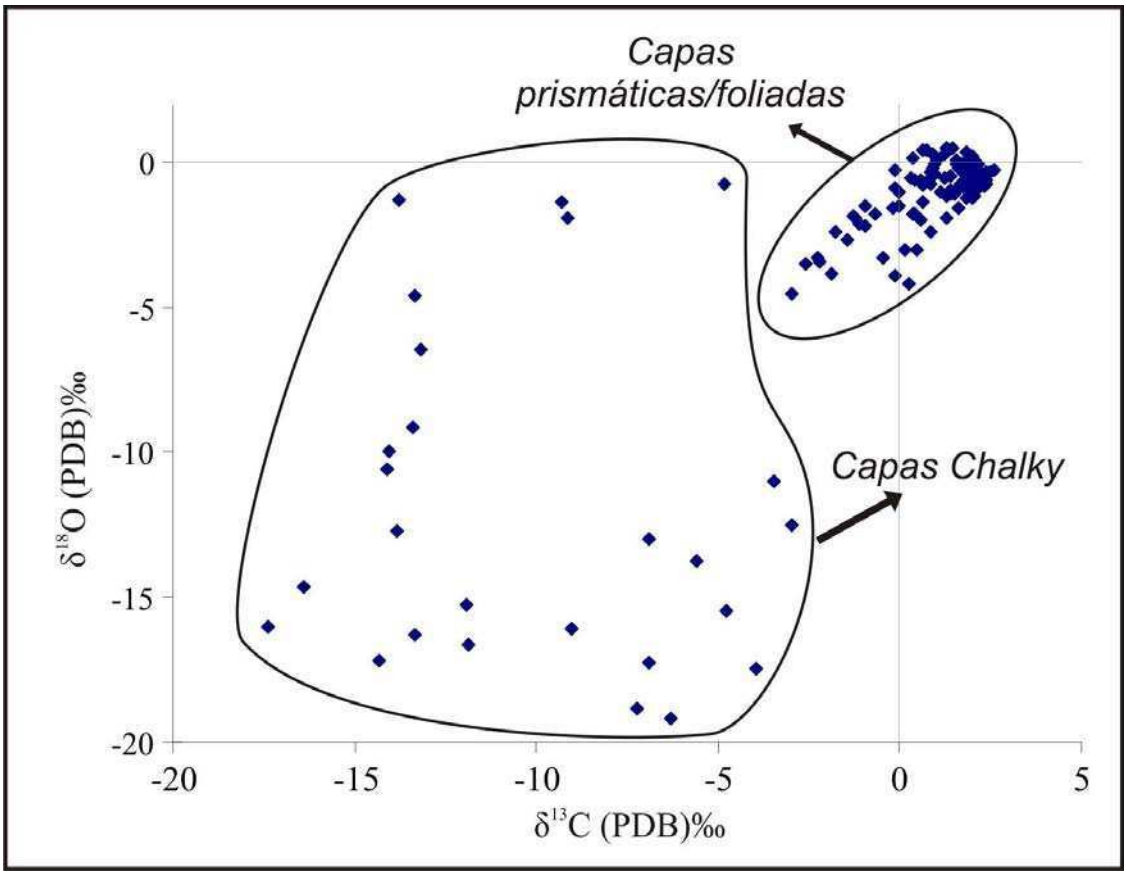


Figura 4.9. Diagrama de coordenadas de todos las muestras obtenidas. Nótese la gran diferencia en los valores de cada microestructura, como así también la presencia/ausencia de correlación entre los valores del $\delta^{18}O$ y el $\delta^{13}C$ para cada grupo.

Si se analiza la distribución de datos a lo largo de las columnas sedimentarias se puede observar que los valores del $\delta^{18}O$ correspondientes a las capas chalky muestran una desviación hacia valores más negativos en la parte superior de la columna (Figura 4.10). En la parte inferior los valores rondan entre -10 y 0 ‰, mientras que hacia arriba los valores rondan entre -20 y -10 ‰. Por otro lado, los valores del $\delta^{13}C$ para estas mismas capas no presentan una tendencia marcada y sólo se aprecia un aumento en la dispersión de los datos en la parte superior de la columna, con valores en el rango desde -18 a -3 ‰. Nótese que la cantidad de datos en esta parte superior de las secciones estratigráficas es mayor respecto a la parte media e inferior, debido a que en la parte superior domina *C. orbignyi*, la cual presenta en su constitución mayor abundancia de capas chalky que *C. hatcheri*.

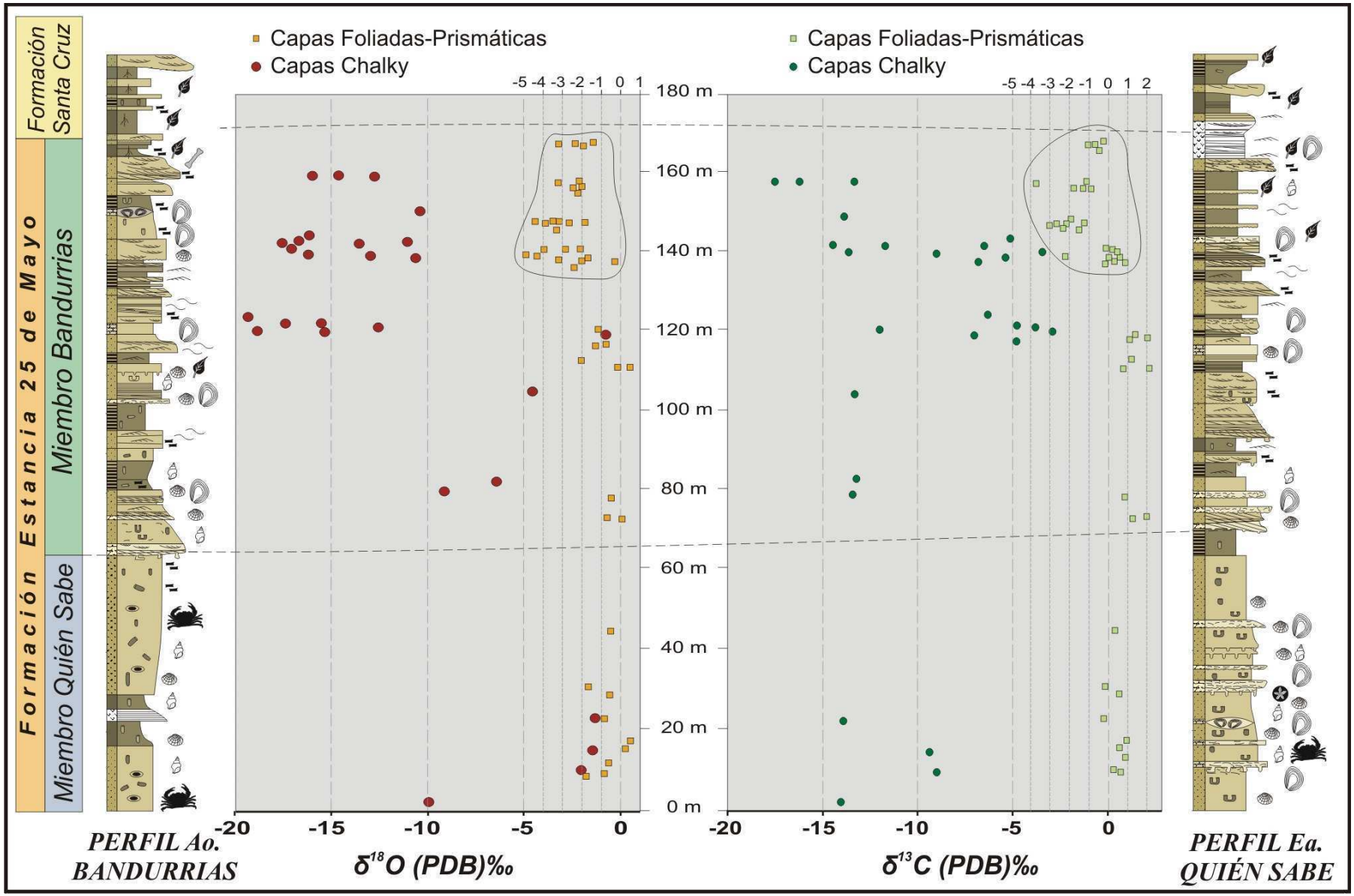

Formación Santa Cruz
Formación Estancia 25 de Mayo
Miembro Bandurrias
Miembro Quién Sabe
Capas Foliadas-Prismáticas
Capas Chalky
Capas Foliadas-Prismáticas
Capas Chalky
-5 -4 -3 -2 -1 0 1
-5 -4 -3 -2 -1 0 1 2
180 m
160 m
140 m
120 m
100 m
80 m
60 m
40 m
20 m
0 m
-20 -15 -10 -5 0
-20 -15 -10 -5 0
PERFIL Ao. BANDURRIAS
δ18O (PDB)‰
δ13C (PDB)‰
PERFIL Ea. QUIÉN SABE

Figura 4.10. Distribución de las muestras en las columnas estratigráficas. Se grafican por separado las capas chalky y foliadas/prismáticas. Nótese como a partir de los 140 metros los valores de las capas F/P se desvían hacia la izquierda (áreas destacadas).

Cuando se analizan los valores isotópicos en una sucesión de capas tomadas dentro de una misma valva, esta diferencia marcada entre microestructuras también queda evidenciada (Figuras 4.11 y 4.12). En dos casos se tomaron muestras de sucesivas capas en donde todas las capas chalky se desvían hacia valores negativos mientras que las capas foliadas y prismáticas rondan en valores cercanos a 0 ‰ para ambos pares isotópicos (Figuras 4.11 y 4.12).

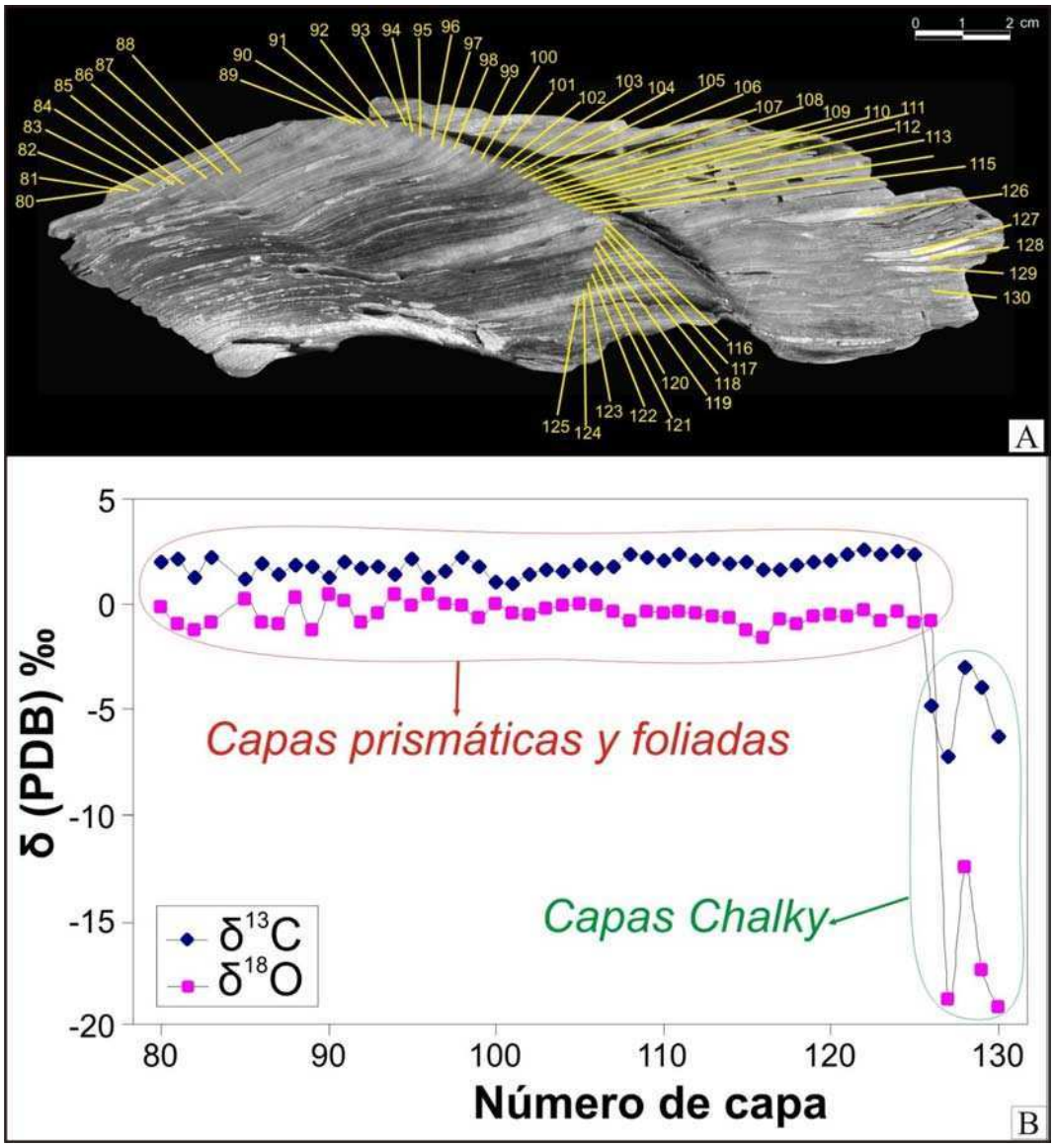


Figura 4.11. A) Valva de *C. hatcheri* en donde se tomaron muestras de capas sucesivas entre las cuales dominan ampliamente las microestructuras foliadas y prismáticas. En la

región ventral (derecha en la foto) aparecen unas pocas lentes con microestructura chalky que fueron muestreadas. B) Representación de los datos tomados en A, en donde se observa una marcada desviación de los valores de las capas chalky para ambos pares isotópicos.

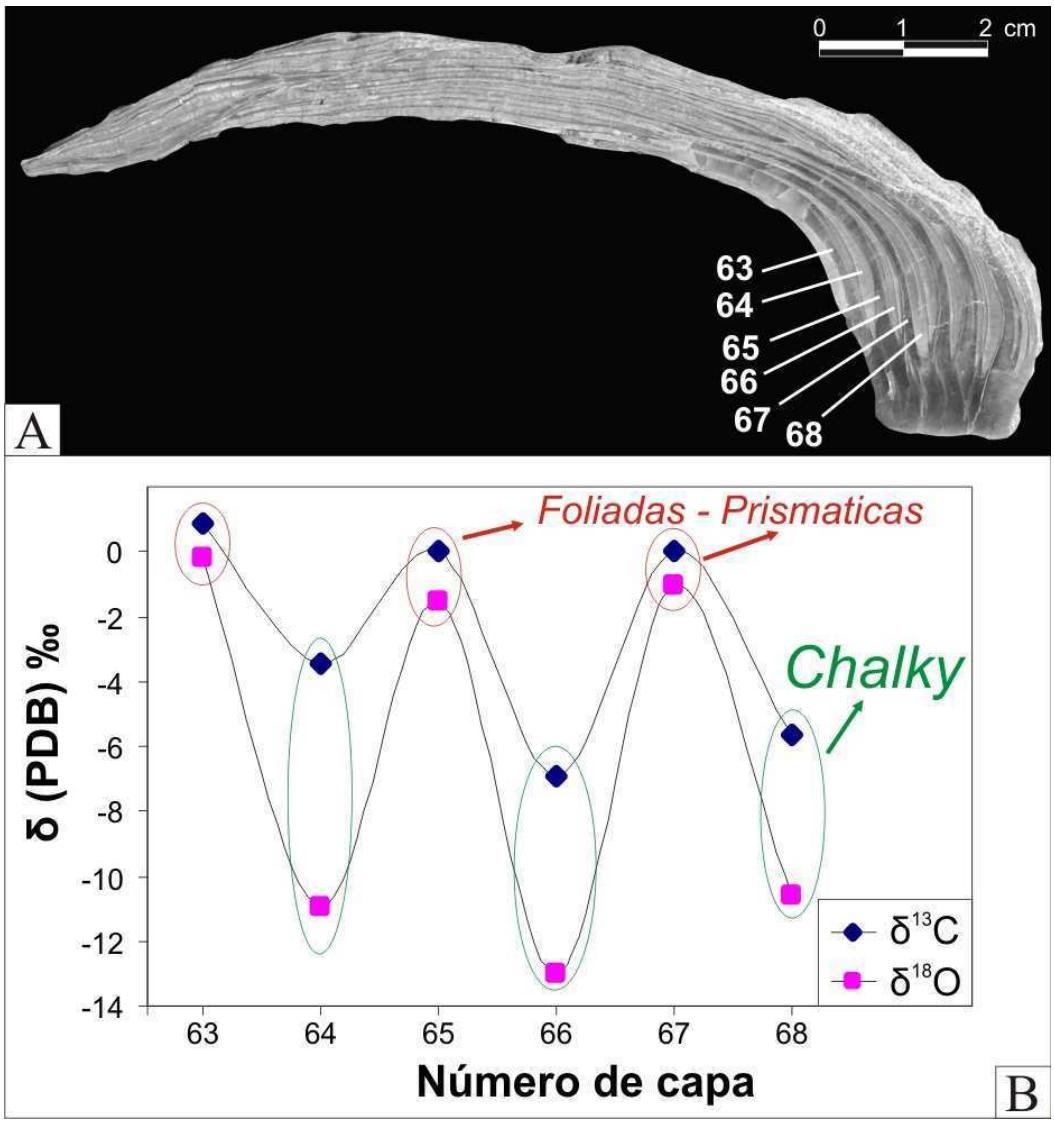


Figura 4.12. A) Muestras tomadas en una valva de C. orbignyi en donde se observan alternancias de capas gruesas con microestructuras foliadas y chalky. En B se grafican los datos observándose la desviación de los valores de las capas chalky.

Para el caso de la muestra AB-XV (Figura 4.11), procedente de la parte media del perfil del Arroyo Bandurrias, se tomaron 50 muestras de sucesivas capas. En ella se puede observar que en las capas foliadas y prismáticas, las cuales son dominantes en la ostra (*C. hatcheri*), los valores para ambos pares de isótopos muestran una dispersión pequeña, rondando el valor de 2 ‰ para el $\delta^{13}C$ y -0,5 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Figura 4.11). Dentro de esta misma valva analizada

en detalle, existen algunas pequeñas capas tipo chalky lenticulares que aparecen hacia la parte ventral de la valva (Figura 4.11A). Los datos de isótopos estables en estas capas arrojaron valores completamente diferentes del promedio del resto de las capas foliadas y prismáticas, con valores de alrededor de -5 ‰ para el $\delta^{13}C$ y entre -19 y -1 ‰ para el $\delta^{18}O$ (Figura 4.11B).

Del mismo modo se realizaron muestreos en un especimen de la parte superior de la columna sedimentaria, correspondiente a *C. orbignyi* (Figura 4.12). En esta valva se reconoce claramente una alternancia de capas con microestructuras foliadas y prismáticas por un lado, y chalky por el otro. Éstas se reconocen por su aspecto en las superficies pulidas, en donde las capas foliadas y prismáticas presentan aspecto oscuro pero translúcido, mientras que las capas chalky presentan colores claros y aspecto opaco (Figura 4.12A). Los análisis isotópicos sucesivos en estas capas muestran valores contrastantes para cada una de ellas, en donde las capas chalky se desvían notablemente hacia valores negativos tanto para el $\delta^{18}O$ como para el $\delta^{13}C$ (Figura 4.12B).

4.1.6 Interpretación de resultados

De acuerdo con los resultados obtenidos, es evidente que la microestructura de la capa muestreada está íntimamente relacionada con la composición isotópica del carbonato, tanto para el $\delta^{13}C$ como para el $\delta^{18}O$. El interrogante que surge entonces es porqué las capas tipo chalky presentan valores isotópicos tan negativos y con tan amplia dispersión respecto a las restantes microestructuras, que en general presentan valores “normales”. Existen dos modos generales para explicar los valores isotópicamente negativos de las capas chalky:

1. Asignar estos valores a variables paleoambientales, como por ejemplo variaciones de temperatura o de salinidad de las aguas.
2. Asignar estos valores a fenómenos de alteración posdepositacional (diagenética o meteórica).

En el marco de un ambiente marino somero, existen dos maneras de fabricar carbonatos con composición del $\delta^{18}O$ negativa ya que el control sobre esta composición está dado por dos fenómenos: a) fraccionamiento por temperatura o, b) variaciones en la composición isotópica del agua a partir de la cual precipitó el carbonato. Considerando el primer caso, para alcanzar valores de -19 ‰ las temperaturas necesarias estarían por encima de los 80º centígrados, por lo cual esta hipótesis es descartada ya que ningún ambiente marino podría alcanzar estas temperaturas, o si lo alcanzaran (e.g. hidrotermalismo) las ostras no podrían vivir allí.

Para el segundo caso, en general se considera que la composición isotópica de carbono y oxígeno del agua oceánica permanece más o menos constante durante el tiempo, lo cual es cierto, al menos, para el Cenozoico (Veizer et al., 1999), con lo cual los valores del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ deberían estar cercanos a 0 ‰. Esto puede no ser así en sectores costeros en donde hay aporte de aguas continentales al océano y se produce una dilución del agua marina y reducción de salinidad. De acuerdo al análisis sedimentológico realizado (ver Capítulo III), los paleoambientes en donde las ostras habitaron serían marino someros a estuarinos, en donde el aporte de aguas dulces debe ser una variable a tener en cuenta. En aguas de salinidad reducida, el carbonato precipitado tendría valores de isótopos de $\delta^{18}O$ negativos, consistente con la composición isotópica de las aguas continentales (Bowen y Wilkinson, 2002), cuya negatividad dependerá del grado de dilución que haya ocurrido. De este modo, considerando la variable del aporte de aguas dulces al sistema podría explicarse la negatividad en los valores del $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ de las capas chalky. Si se considera a esta hipótesis como válida entonces el grado de dilución de las aguas marinas debe haber sido muy importante, inluso total, ya que para alcanzar un valor de $\delta^{18}O$ de -19 ‰ el origen del agua debe ser netamente fluvial. Más aún, en muchas partes del globo estos valores no pueden ser alcanzados en aguas fluviales (Bowen y Wilkinson, 2002).

Ahora bien, si se considera la procedencia de todas las capas chalky en las columnas sedimentarias, puede observarse que las mismas proceden de ostras extraídas a lo largo de todo el perfil, desde la base hasta el techo (Figura 4.10). Si se acepta la interpretación anterior, esto significaría que el aporte de aguas dulces al sistema fue más importante de lo esperado, y afectaría a facies y niveles fosilíferos que muestran evidencias de sedimentación en ambientes marinos de salinidad normal. Adicionalmente, si se considera la distribución de los valores isotópicos en la valva AB-XV (Figura 4.11) puede verse que las capas chalky, de escasa proporción, presentan valores anómalos respecto a la gran mayoría de las otras capas, las cuales se habrían formado en un ambiente marino normal. Entonces, ¿por qué estas capas se desvían de tal forma? ¿Por qué no existen valores intermedios entre éstas? Para explicar este fenómeno con variables ambientales habría especular con una afluencia fluvial esporádica al mar, que provocó una dilución casi completa del agua marina convirtiendo el ambiente en dulceacuícola. Este fenómeno, aunque posible, parece improbable, sobre todo considerando que el nivel del cual proviene la muestra AB-XV (*Crassostrea hatcheri*) es considerado en este trabajo como una acumulación fosilífera marina, de la misma manera que lo hicieron

Parras y Casadío (2006). Adicionalmente, sería esperable que existan valores intermedios entre ambos grupos, producidos por variaciones continuas de salinidad.

Un alternativa posible para la explicación de la composición isotópica de las capas chalky tiene que ver con su origen. Algunos autores han sugerido que las capas chalky son producto del relleno de cámaras de la valva (Stenzel 1971). Aunque en algunas especies esto es posible, no es el caso observado tanto en *C. hatcheri* y *C. orbignyi*, ya que en las secciones delgadas se reconoce un ordenamiento biogénico de la calcita en las capas. Por otro lado, algunas valvas muestran un notable predominio de capas chalky en su constitución (Chinzei 1995; Kirby 2001; Figura 4.6), lo cual indicaría que la ostra original estaba formada casi enteramente por espacio vacío, lo cual es poco probable. Estudios microestructurales de ostras fósiles y actuales (Chinzei 1986, 1995; Kirby 2000; Lee et al., 2009) han revelado que las capas chalky están formadas originalmente por una red de delgadas láminas de calcita, las cuales forman un entramado que alberga un abundante espacio poral. Esta microestructura abierta contrasta con las microestructuras foliada y prismática, cuyo empaquetamiento de cristales de calcita es bien cerrado (Figura 4.8C, D), con la consecuente ausencia de espacio poral. Estas diferencias tienen gran importancia durante la circulación de fluidos porales una vez enterrado el individuo, y consecuentemente le asignan a las capas porosas una mayor susceptibilidad a la alteración diagenética. De esta manera, ésta podría ser la causa de que las capas chalky presenten valores isotópicos anómalos, los cuales son consistentes con las composición isotópica de aguas diagenéticas meteóricas (Mozley y Burns, 1993). Probablemente, la composición isotópica original del carbonato de las capas chalky haya sido similar al resto de las capas. Esto es así en la especie actual *Crassostrea virginica*, en donde no se registran variaciones isotópicas asociadas a las microestructuras (Surge et al., 2001).

Considerando que las capas foliadas y prismáticas no presentan alteración pos depositacional, sus composiciones isotópicas responden a las condiciones paleoambientales de precipitación del carbonato. Como se mencionó anteriormente, dos variables fundamentales afectan esta composición: la temperatura y la composición del agua a partir de la cual precipitó. Los valores isotópicos más negativos observados en la parte alta de la columna sedimentaria, a partir de los 140 metros aproximadamente (Figura 4.10), pueden ser interpretados en función de estas condiciones ambientales. Suponiendo que la causa de tal variación es resultado del fraccionamiento isotópico por temperatura, se tendrían valores de paleotemperaturas demasiado elevadas, alcanzando los 39º centígrados (ver cálculos de paleotemperaturas más adelante), lo cual es poco probable, sino imposible, para estas

latitudes. Adicionalmente, algunos estudios indican que las ostras cesan la secreción carbonática a temperaturas mayores de 28º centígrados (Surge et al., 2001), lo cual restringe aún mas esta posibilidad. De esta manera, descartando a la temperatura como factor de control en la composición isotópica del carbonato biogénico, se asigna a la variación a cambios en la composición isotópica del agua de la cual dicho carbonató precipitó. Este cambio de composición es provocado por el influjo de aguas dulces al sistema, produciendo reducciones en la salinidad normal del agua marina, formando un ambiente de aguas salobres. Esta interpretación es coherente con las facies sedimentarias analizadas y con la posición estratigráfica de las muestras que evidencian este cambio, coincidiendo con la porción más continental de la sucesión marina de la Formación Estancia 25 de Mayo. Esta interpretación es apoyada por la variación observada en los valores del $\delta^{13}C$, los cuales muestran una correlación positiva con los valores del $\delta^{18}O$ (Figura 4.9). Los valores más negativos indican que el carbono inorgánico disuelto en el agua tuvo su procedencia (al menos en parte) en la oxidación de la materia orgánica de origen vegetal, lo cual es característico de las aguas continentales. Kirby (2000) arribó a conclusiones similares en base a estudios de *Crassostrea* sp. de edades Terciarias y Cuaternarias.

Una característica notable de esta variación de salinidad es que la misma sólo está registrada en valvas de *Crassostrea orbignyi*. La distribución de esta especie se restringe únicamente a la parte más alta de la Formación Estancia 25 de Mayo, sin aparecer en las porciones inferiores. Lo contrario sucede con la especie *Crassostrea? hatcheri*, la cual aparece dominando las facies marinas del Miembro Quién Sabe y la porción inferior del Miembro Bandurrias, de carácter dominantemente marino. Esto implica que ambas especies son mutuamente excluyentes en el ambiente en el cual vivieron, exclusividad controlada por las variaciones de salinidad. *C. hatcheri* no toleraba cambios de salinidad en el ambiente, mientras que *C. orbignyi* sí lo hacia. Debido a esto *C. orbignyi* es la última especie en desaparecer en la columna sedimentaria, antes de que los ambientes dulceacuícolas de la Formación Santa Cruz se hayan definitivamente establecidos. Similares observaciones fueron realizadas por Parras et al. (2008a) en base a atributos tafonómicos y paleoecológicos para las facies transicionales de la Formación Monte León.

Considerando la posición paleolatitudinal de la Patagonia Austral para el Mioceno temprano, la cual no debió ser muy diferente de la actual, el aporte de aguas dulces a un sistema marino debería producir cambios significativos en la composición isotópica del oxígeno, debido a que en altas latitudes las aguas meteóricas se encuentran muy empobrecidas

respecto al $\delta^{18}O$, con valores de -10 a -15‰ (Bowen y Wilkinson, 2002). Sin embargo, los valores que se registran en la parte alta de la columna alcanzan como mínimo -5‰. Esto puede ser explicado por una dilución parcial del agua marina, alcanzando salinidades apenas por debajo de la salinidad normal. Alternativamente, puede suceder que la composición isotópica haya variado considerablemente pero que la ostra sólo secretó el carbonato en los períodos de mayor salinidad, cuando la concentración de Ca^{+2} disuelto en el agua es mayor que durante los períodos de aporte fluvial.

De esta manera, todos los valores del $\delta^{18}O$ procedentes de capas foliadas y prismáticas de la parte inferior y media de las columnas sedimentarias (por debajo de los 140 metros) se interpretan como resultado del efecto de la temperatura sobre la composición isotópica del carbonato. Es por ello que a partir de estos valores es posible realizar cálculos de las paleotemperaturas del agua oceánica. La ecuación de cálculo utilizada es la propuesta por Epstein y Mayeda (1953):

$$T^{o} = 16.5 - 4.3(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_a) + 0.14(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_a)^2$$

En donde T es la temperatura en grados centígrados, $\delta^{18}O_c$ es la composición de isótopos de oxígeno del carbonato y $\delta^{18}O_a$ es la composición de isótopos de oxígeno del agua oceánica a partir de la cual este carbonato precipitó. Esta fórmula presenta dos incógnitas: por un lado la temperatura, que se pretende resolver; y por otro lado el $\delta^{18}O_a$, el cual debe ser estimado. Kirby et al. (1998) presentaron un método para estimar este $\delta^{18}O_a$. Estos autores reconocieron que *Crassostrea* sp. detiene la depositación del carbonato cuando la temperatura desciende los 10º. De esta manera, se asigna una temperatura de 10º a los valores del $\delta^{18}Oc$ más positivos registrados. En nuestro caso esos valores rondan el valor de 0,5‰, lo cual, aplicando la ecuación de Epstein y Mayeda (1953) da un valor para el $\delta^{18}O_a$ de -1.

De esta manera se obtienen las paleotemperaturas para el mar "Patagoniano", distribuidas a lo largo de la columna sedimentaria, hasta los 140 metros, a partir de donde se estima la influencia de las aguas fluviales en la composición isotópica del agua y por ende los cálculos de paleotemperaturas carecen de sentido. Los valores obtenidos se grafican en la figura 4.13. Allí se observa que las paleotemperaturas varían entre aproximadamente 15 y 25 grados centígrados. No se observan variaciones a lo largo de la columna sedimentaria.

Por otro lado, se calcularon las paleotemperaturas en base a los valores del $\delta^{18}O$ obtenidos en la muestra AB-XV (Figura 4.11). Los resultados obtenidos se muestran en la

Figura 4.14, en donde se observa una variación de paleotemperaturas en un rango de entre 10 y 18º centígrados. Estas temperaturas muestran las variaciones estacionales a las cuales el individuo estuvo sometido, en una ambiente marino poco profundo. De acuerdo a Shackleton y Kennett (1975) las temperaturas superficiales del océano para altas latitudes para el Mioceno temprano rondaban entre 7 y 10ºC. Esta diferencia puede ser explicada por un fenómeno de calentamiento de las masas de agua en ambientes protegidos de la circulación oceánica, lo cual es factible en un mar somero que invade grandes áreas continentales como es el caso de la transgresión "Patagoniana" en el sur de Santa Cruz.

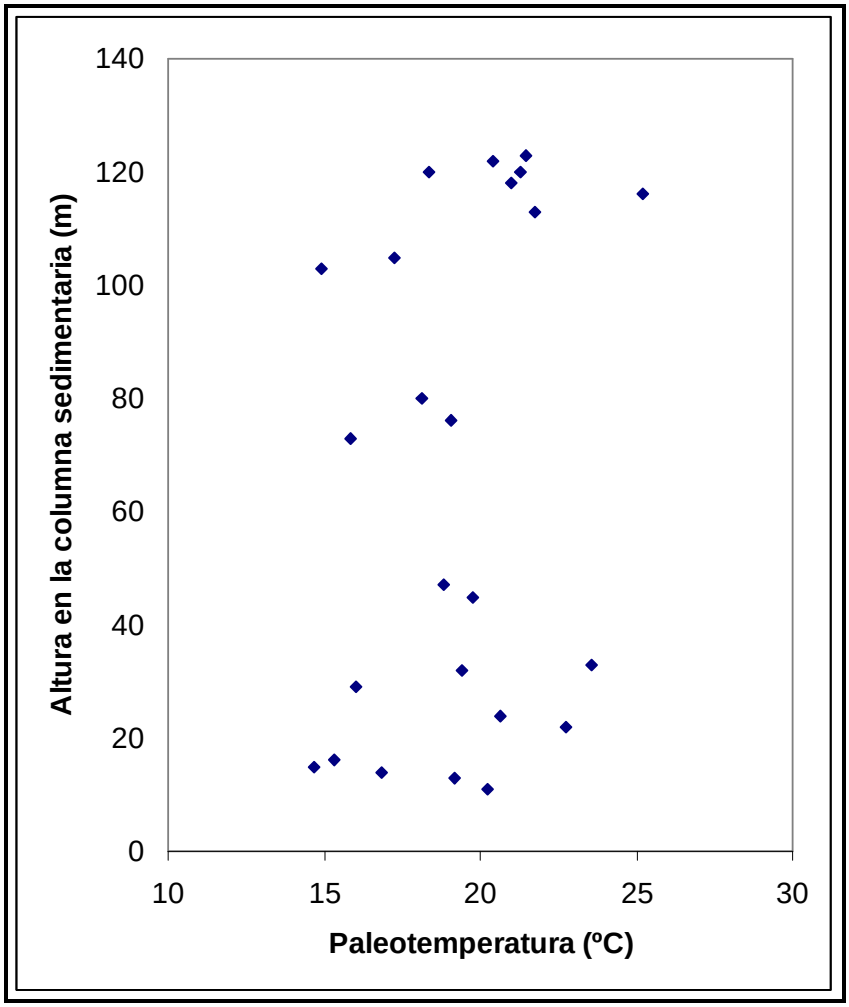


Figura 4.13. Paleotemperaturas calculadas para las capas foliadas y prismáticas de las partes inferior y media de la columna sedimentaria.

En la figura 4.14 también se graficaron los valores de paleotemperaturas para un $\delta^{18}O_a$ = 0. En este caso las paleotemperaturas se desvían hacia valores mayores abarcando un rango de entre 15 y 23ºC.

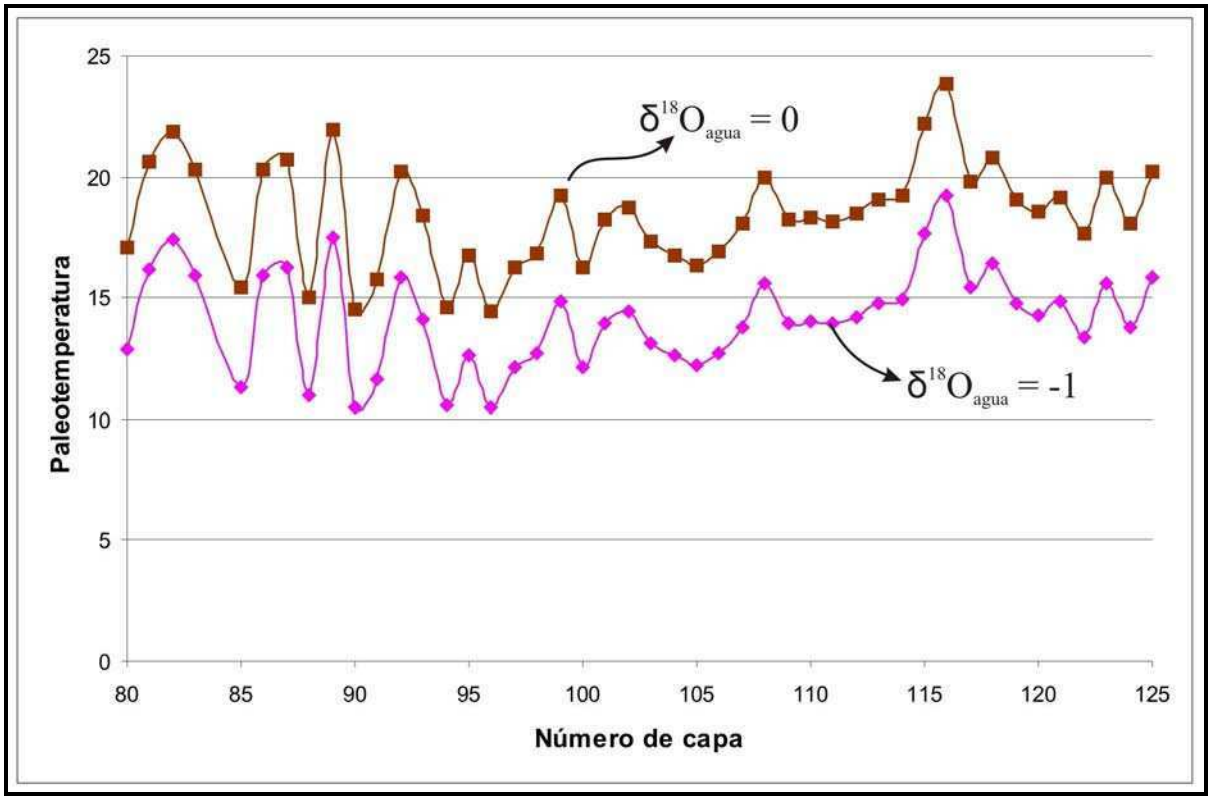


Figura 4.14. Paleotemperaturas (ºC) calculadas para las capas foliadas y prismáticas de la muestra AB-XV. Las temperaturas se calcularon con dos valores distintos del $\delta^{18}O_a$. Para un $\delta^{18}O_a$ = -1 la Tº media es de 14,1ºC mientras que para un $\delta^{18}O_a$ = 0 la Tº media es de 18,4ºC.

Las temperaturas actuales del agua en las costas patagónicas a la misma latitud rondan en valores de entre 3 y 12ºC (Servicio de Hidrografía Naval Argentina), lo cual permite inferir que para el Mioceno temprano las temperaturas de las aguas marinas costeras fueron significativamente más cálidas que las actuales. El rango de variación de temperaturas actuales (aproximadamente 9ºC), es muy similar al rango de variación calculado para el Mioceno temprano.

4.2 Isótopos de estroncio

4.2.1 Marco conceptual

El Sr tiene un isótopo radiogénico estable, el ^{87}Sr, el cual es producto del decaimiento del Rb.

La composición química e isotópica de una mezcla de dos materiales geológicos puede ser relacionada en términos de un modelo de mezcla simple. La mezcla no solo afecta la composición química general del agua, sedimentos o rocas volcánicas, sino que también afecta a la composición isotópica de los elementos que éstos contienen. La mezcla de dos materiales que tienen diferentes composiciones isotópicas es un fenómeno común en la naturaleza (Faure y Mensing, 2005).

Al momento en que se da una mezcla entre dos materiales, tiene gran importancia la concentración de Sr total en cada material. Aquel material que tenga mayor concentración de Sr total dominará sobre la composición isotópica final de la mezcla. El área de procedencia de las aguas que llegan al océano es de gran importancia para la composición isotópica del Sr. Por ejemplo el agua que drena áreas cratónicas de edades precámbricas tiene composiciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ elevadas. Esto tiene importancia por ejemplo cuando el agua fluvial entra al océano (Faure y Mensing, 2005). La composición química del agua que drena los continentes es determinada en gran medida por la disolución de minerales y la captación de nutrientes de la materia orgánica. Los elementos que el agua (y los sedimentos que ésta acarrea) contiene presentan isótopos radiogénicos que se forman por el decaimiento radioactivo de sus padres de larga vida. Por lo tanto, la composición isotópica de Sr del agua depende de la edad y de la composición isotópica original de la roca que aporta elementos al agua. De este modo, la composición isotópica y concentración de elementos de aguas lacustres y fluviales puede utilizarse para conocer la geología de las áreas de procedencia, o para conocer el aporte de esos elementos al océano.

Sr fluvial

La concentración de Sr en aguas dulces varía ampliamente, dependiendo principalmente de la geología de las áreas de aporte y de factores climáticos. Por ejemplo, cuencas de drenaje que meteorizan rocas carbonáticas tendrás concentraciones de Sr elevadas. La composición isotópica de Sr del agua terrestre en cuencas con geología variada depende de:

1. La composición isotópica y concentraciones de Sr de cada tipo litológico.

2. El área de exposición de cada tipo litológico.
3. La susceptibilidad a meteorizarse de cada tipo litológico.
4. La mezcla de aguas que drenan diferentes rocas.

De esta manera, se considera que la composición de Sr de carbonatos lacustres antiguos varía en la columna estratigráfica producto de cambios en la geología de la cuenca, por ejemplo aparición de volcanismo, exposición de basamento, remoción completa de rocas con alto contenido de Sr, aporte de sedimentos eólicos procedentes de otras cuencas.

Sr oceánico

La composición de Sr del agua oceánica es controlada por los aportes y extracciones de este elemento a las cuencas. La concentración resultante de elementos conservativos está relacionada con la salinidad, la cual expresa la cantidad de materiales sólidos disueltos en el agua. La concentración de Sr en el atlántico, con salinidades de 35‰ es de 7,74 ppm. Esta concentración disminuye cuando el agua oceánica se encuentra diluida por aporte de aguas dulces (fluviales, fusión de hielo o lluvias intensas) y aumenta en los casos opuestos (evaporación y formación de hielo). La concentración de Sr en el océano es más de 100 veces mayor que en aguas fluviales (éstas últimas con 0,07 ppm de Sr). Debido al largo tiempo de residencia del Sr en el océano, éste se encuentra isotópicamente homogeneizado (Faure y Mensing, 2005).

La composición de $^{87}Sr/^{86}Sr$ del océano actual es de 0,70918, y comparando los análisis isotópicos en carbonatos biogénicos y no biogénicos actuales, se observa que la composición es la misma que la del agua oceánica. Esto significa que la composición isotópica del carbonato antiguo (bien preservado) puede ser utilizada para conocer la composición isotópica del océano en el pasado geológico. De esta manera, mediante la acumulación de numerosos análisis isotópicos de carbonatos de edad conocida, se construyó una curva de variación de isótopos de Sr para todo el fanerozoico (Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001). En esta curva se observa un declive de la razón isotópica desde el Cámbrico (0,7090) al Pérmico (0,7071) y posteriormente creció hasta el valor presente (0,7092) (Figura 4.15). Algunas fuentes de error en esta curva pueden ser: que los carbonatos sean lacustres; que haya contaminación por diagénesis; que las edades asignadas sean erróneas; o que las variaciones isotópicas presenten variaciones en un tiempo más corto que la resolución temporal de las sucesiones estratigráficas. Estas variaciones isotópicas a lo largo del tiempo geológico son producto del aporte diferencial de aguas con diferente Sr al océano. El control de estas

variaciones se debe a 1) meteorización de basamento antiguo, el cual aporta aguas enriquecidas en ^{87}Sr debido al decaimiento radioactivo del Rb y su antigua edad, 2) incrementos y cese de la actividad volcánica y 3) diagénesis, dolomitización y disolución de grandes volúmenes de carbonato tanto en el continente como en los océanos.

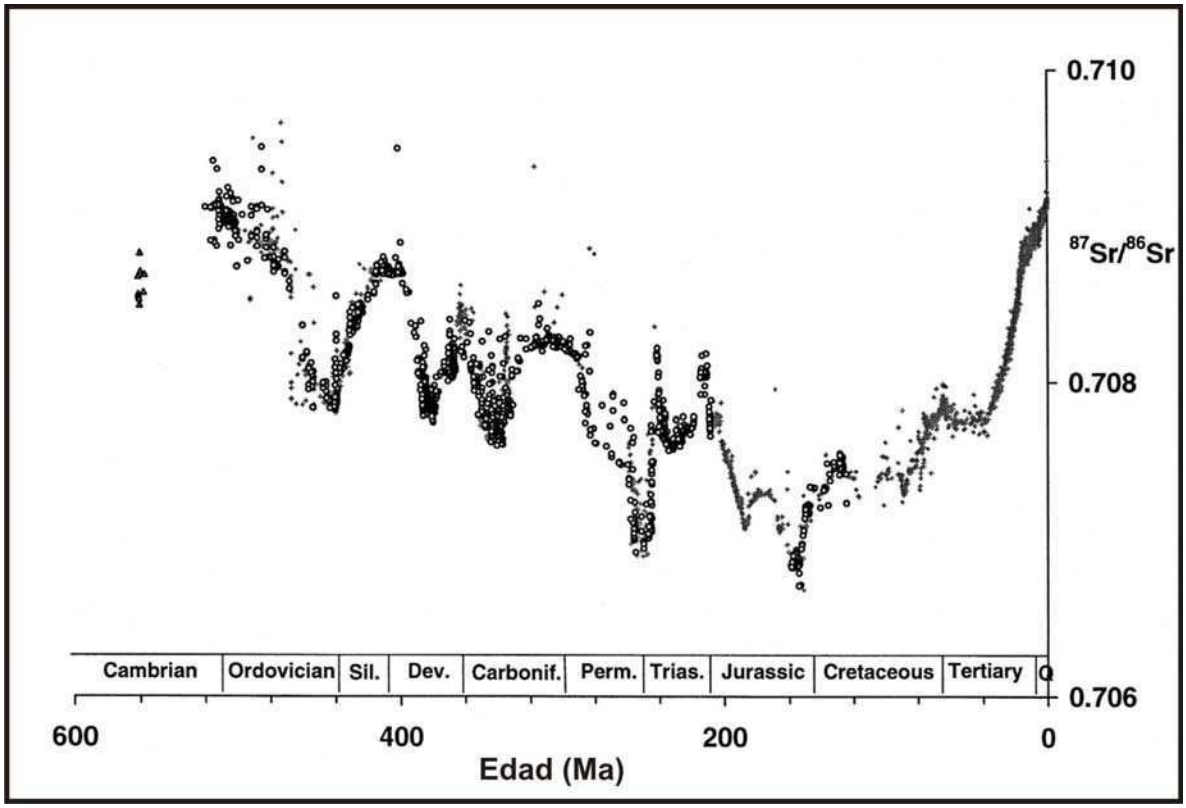


Figura 4.15. Curva de valores de la razón $^{87}Sr/^{86}Sr$ en función del tiempo. Nótese la elevada pendiente de la curva para el terciario medio a tardío. Adaptado de Veizer et al. (1999).

Los cambios en la curva de Sr registran cambios en la dinámica global, como cambios en la velocidad de apertura de las dorsales oceánicas, velocidad de subducción, ocurrencia de orogenias, *rifting*, y cambios climáticos globales que producen glaciaciones (descenso del nivel del mar) o formación de evaporitas que retienen grandes volúmenes de Sr y decrecen su concentración en el océano, haciéndolo más sensible a los aportes de aguas continentales (Faure y Mensing, 2005).

Adicionalmente, esta curva tiene varias aplicaciones prácticas, como por ejemplo puede ser utilizada para datar materiales, especialmente en tiempos post Eocenos en donde la curva registra una pendiente constante, como así también sirve para correlacionar unidades con

similares composiciones de Sr o diferenciar carbonatos lacustres de marinos, y también para detectar alteraciones diagenéticas.

4.2.2 Muestreo

En base al muestreo de campo realizado para los isótopos de C y O (ver sección 4.1.2) se escogieron muestras para realizar análisis de isótopos de Sr, con el fin de chequear si ocurrieron alteraciones diagenéticas y, en el caso de no existir alteración, calcular edades en base a las curvas de isótopos de Sr del cenozoico.

Para los análisis de isótopos de Sr se requiere una cantidad mayor de material (20 mg) en comparación a la requerida para los análisis de isótopos estables (30 µg). Debido a esto las micromuestras sólo pudieron tomarse en capas de gran espesor que permitan obtener mucho material de una misma capa. Por otro lado, el análisis de isótopos de Sr es complejo y más costoso que los análisis de isótopos estables. Es por ello que el número de micromuestras obtenidas es mucho menor respecto a las anteriores.

Las muestras están distribuidas a lo largo de toda la columna sedimentaria (Figura 4.17) y proceden de capas foliadas, prismáticas y chalky. Todas las muestras en las que se analizó la razón de $^{87}Sr/^{86}Sr$ también fueron analizadas para los isótopos de carbono y oxígeno.

4.2.3 Metodología analítica

Luego de la toma de micromuestras con la broca diamantada se pesaron 20 mg, los cuales se hacen reaccionar en 2 ml de ácido acético 0,5 M durante 30 minutos bajo ultrasonido. Luego la muestra es centrifugada a 3000 rpm durante 10 minutos e inmediatamente se extrae 1 ml de sobrenadante para la separación cromatográfica del Rb mediante una resina de Eichrom (Sr-B50-A). Luego de la separación, la solución contenedora de Sr es evaporada y rehidratada en ácido nítrico 3%. La razón isotópica de estroncio fue determinada en un espectrómetro de masas multicolector MC-ICP-MS (Neptune, Thermo Scientific) en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia, Brasil. La precisión y reproductibilidad del protocolo fue verificada a través de la media de la solución padrón NIST SRM 987 200ppb. Durante los análisis, el valor del padrón presentó una variación en el rango 0.71021 - 0.71030.

4.2.4 Resultados

Se analizaron en total 24 muestras para calcular las razones de isótopos de Sr. Los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtenidos registran pequeñas variaciones, en un rango que abarca desde 0,708305 a 0,708543 (Figuras 4.16 y 4.17). Cuando se comparan las variaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ con las variaciones del $\delta^{18}O$ y el $\delta^{13}C$ no se registra ninguna correlación entre los datos (Figura 4.16).

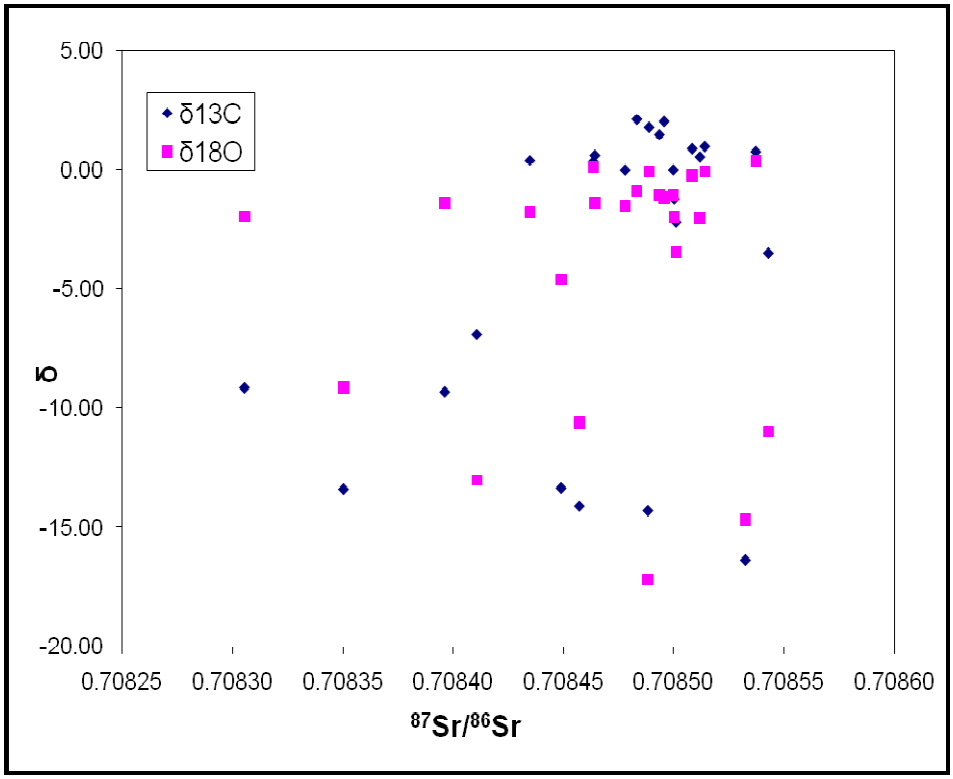


Figura 4.16. Comparación de datos de isótopos de Sr vs. isótopos de C y O. Los valores de isótopos de Sr no muestran correlación alguna con los valores de O y C.

Los valores procedentes de distintas microestructuras presentan variaciones sutiles en la composición de isótopos de Sr (Figura 4.17). Las capas foliadas – prismáticas muestran valores similares entre sí, variando en un rango que va desde 0,708435 a 0,708537 (intervalo de 0,000138), mientras que las capas chalky presentan valores algo más dispersos, variando entre 0,708305 a 0,708543 (intervalo de 0,000238). Éstas no son grandes variaciones, por ello cuando se calculan las edades en base a estos valores los resultados no se desvían mucho de lo esperado (Figura 4.17). Ahora bien, comparando las edades obtenidas para cada grupo de microestructuras, las correspondientes al grupo de las capas foliadas y prismáticas encajan muy bien con las edades obtenidas mediante isótopos de U-Pb (ver capítulo V "Edad"),

mientras que las correspondientes a capas chalky se desvían ligeramente de los valores mencionados. Esto sugiere la posibilidad de una contaminación de las razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en las capas chalky consistente con las alteraciones observadas durante el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno. Debido a esto, en el análisis de la edad de la unidad, los valores procedentes de las capas chalky no serán tenidos en cuenta.

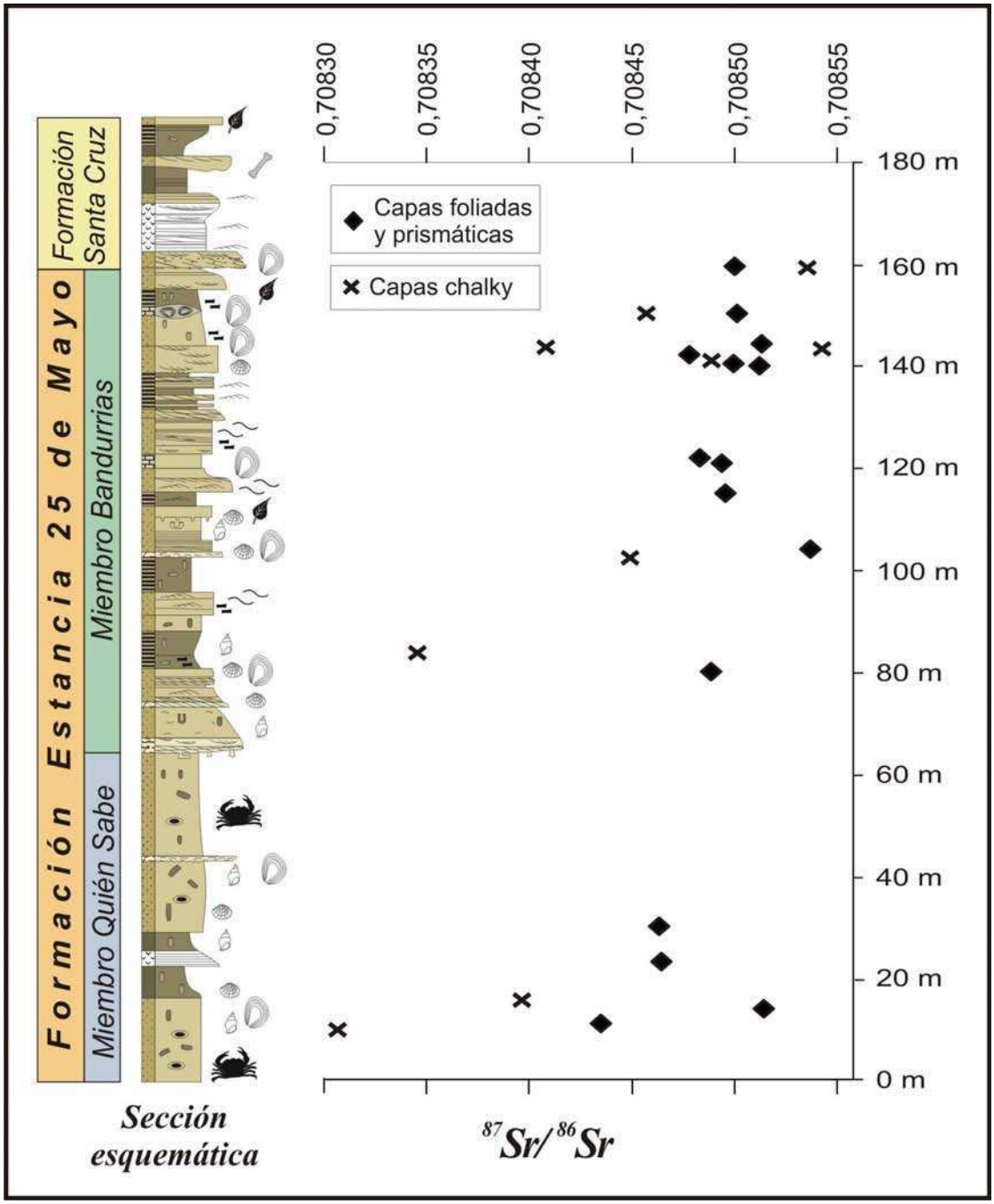
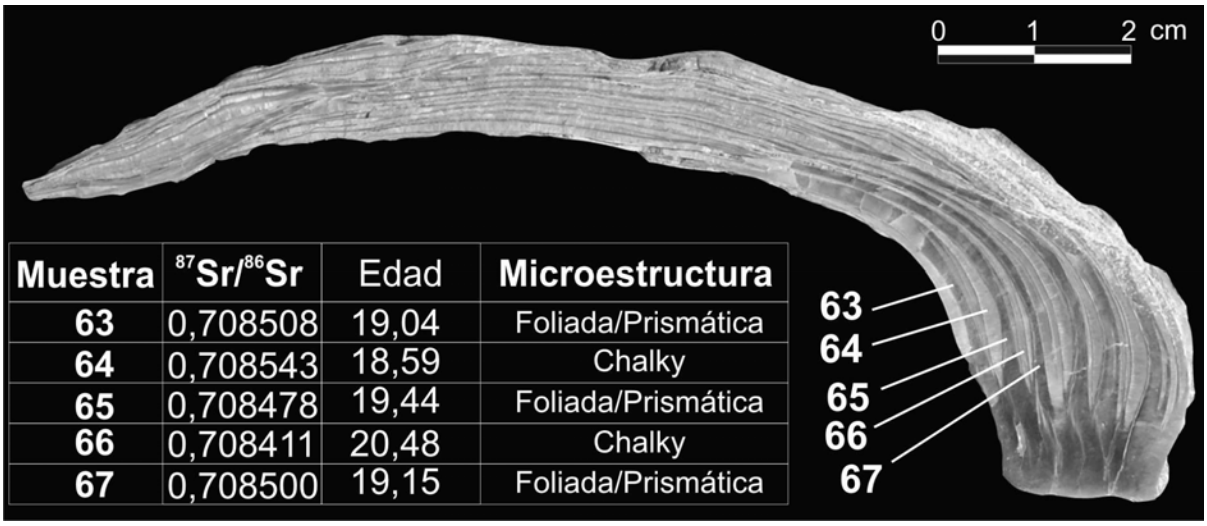


Figura 4.17. Variación de las razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en función de la posición en la columna sedimentaria. Se discriminan las muestras procedentes de capas foliadas - prismáticas y chalky.

Analizando los valores obtenidos en función de la posición estratigráfica de la muestra es posible observar algunas tendencias a lo largo de la columna. En primer lugar, discriminando las muestras procedentes de capas foliadas - prismáticas de las capas chalky, se reconocen las diferencias en la dispersión de los datos para cada grupo. Las muestras de capas foliadas – prismáticas se encuentran alineadas con una alta pendiente, o sea que las variaciones a lo largo de la columna sedimentaria son muy pequeñas. Por otro lado, las muestras procedentes de capas chalky presentan una pendiente menor de la nube de datos, indicando mayores variaciones de los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$. Para ambos grupos de valores, se reconoce un incremento hacia arriba, lo cual concuerda con lo esperado en función de la disminución de la edad de acuerdo a la curva de McArthur et al. (2001).

Los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ procedentes de capas foliadas y prismáticas de *Crassostrea orbignyi*, ubicados en la parte alta de la columna sedimentaria (por encima de los 140 metros en la figura 4.17) no muestran desviación respecto a los valores procedentes de *C. hatcheri*.

Además de las anteriores, se tomaron muestras de sucesivas capas dentro de una misma valva de *C. orbignyi*, la cual muestra alternancia de capas foliadas – prismáticas y chalky (Figura 4.18). En este caso se detectan las variaciones en la composición isotópica entre microestructuras, en donde los valores de las capas foliadas – prismáticas, y sus edades calculadas de acuerdo a McArthur et al. (2001), son consistentes entre sí mostrando variaciones ínfimas, mientras que las capas chalky muestran una amplitud de valores varias veces mayores que las anteriores.



Muestra	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Edad	Microestructura
63	0,708508	19,04	Foliada/Prismática
64	0,708543	18,59	Chalky
65	0,708478	19,44	Foliada/Prismática
66	0,708411	20,48	Chalky
67	0,708500	19,15	Foliada/Prismática

Figura 4.18. Muestras sucesivas dentro de una valva de *C. orbignyi*. Nótese la consistencia entre los valores de las capas foliadas-prismáticas respecto de los valores de las capas chalky. Las edades se calculan en base a la tabla de McArthur et al. (2001).

4.2.5 Interpretación de resultados

Los valores de las razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ son coherentes con las edades esperadas para esta unidad (ver capítulo V "Edad") en base a la curva de isótopos de Sr del agua oceánica de McArthur et al. (2001). Aún así, la diferencia en la dispersión entre los valores de las distintas microestructuras apoya la idea de que las capas chalky han sufrido modificaciones post depositacionales. A pesar de esta alteración, los valores obtenidos no se alejan demasiado de aquellos procedentes de microestructuras no alteradas. Si no hubiese un análisis microestructural y de isótopos estables previo al análisis de isótopos de Sr, probablemente esta alteración no hubiese sido detectada. En base al análisis de isótopos estables se considera que esta alteración fue provocada por aguas meteóricas. Si ello fuera cierto, ¿por qué los valores se desvían tan poco respecto a las muestras no alteradas? Como se mencionó anteriormente, la composición de isótopos de Sr de las aguas meteóricas depende fundamentalmente de las rocas expuestas en las áreas de procedencia de dichas aguas. Por este motivo dicha composición puede ser muy variable. Adicionalmente, la concentración de Sr total en las aguas meteóricas es 100 veces menor respecto a la del océano.

En base al planteo anterior, se puede entender a la composición isotópica de las capas chalky como producto de un reemplazo parcial, recristalización o relleno de espacio poral, sin afectar el carbonato original. En todos estos casos, sólo una fracción del carbonato total procede de aguas meteóricas o diagenéticas, preservando una parte del carbonato original, el cual, debido a la alta concentración de Sr que posee, afecta dominantemente a la composición de isótopos de Sr total.

Este mismo razonamiento se aplica para explicar la ausencia de desviación de los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las muestras procedentes de *Crassostrea orbignyi*, la cual se ha demostrado que habitó aguas salobres. En ambientes marinos con aporte de aguas dulces se produce mezcla de dos componentes con diferentes concentraciones de Sr total y diferentes razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$. Para que la composición isotópica del agua oceánica sea afectada por el agua fluvial, debe producirse una dilución considerable, alcanzando salinidades menores a 10 ‰ (Bryant et al., 1995). Evidentemente, la dilución del agua marina no fue suficiente como para afectar a dicha composición. Esta escasa dilución se encuentra representada también por los valores del $\delta^{18}O$ que no alcanzan valores muy negativos como sería esperable a altas latitudes, sino que sólo se registran pequeñas desviaciones.

CAPÍTULO V

EDAD

y

CORRELACIONES REGIONALES

5. EDAD y CORRELACIONES REGIONALES

5.1 Edad del "Patagoniano" en Lago Argentino

5.1.1 Antecedentes

Las propuestas de edades para el "*Patagoniano*" de Lago Argentino, hoy en día conocido como Formación Estancia 25 de Mayo (Cuitiño y Scasso, 2010), varían desde el Eoceno hasta el Mioceno temprano. Muchas de estas estimaciones se basan en la correlación con unidades equivalentes, como por ejemplo la Formación Monte León de la región costanera de Santa Cruz, y otras se basan en evidencias paleontológicas. Las unidades geocronológicas (períodos y épocas) formales utilizados en este trabajo corresponden a la Carta Estratigráfica Global del 2009 (International Commission on Stratigraphy, 2009). Las denominaciones "inferior, superior, temprano y tardío", son informales y por ende se escriben con minúscula.

Feruglio (1949-50) reconoce faunas "Leonenses" en la región del Lago Argentino y destaca la ausencia del piso "Superpatagoniense" y en su lugar reconoce a la parte inferior del "Santacrucense". Para el "Patagoniano" descarta una edad eocena (previamente estimada por Hatcher, 1900) y en base al contenido fosilífero estima una edad oligocena a miocena, y para el "Santacrucense" estima una edad miocena temprana. En base al contenido de moluscos Furque y Camacho (1972) asignaron a la Formación Centinela de Lago Argentino (hoy Formación Estancia 25 de Mayo) al Mioceno y posteriormente Furque (1973) la asigna al Oligoceno tardío – Mioceno temprano, como así también lo hacen Malumián y Caramés (1997) en base al contenido micropaleontológico. Posteriormente Camacho et al. (1998), basados en la presencia del bivalvo *Venericardia (venericor)* sp. asignan a esta unidad al Eoceno. Basándose en esta edad, estos autores descartaron su correlación con la Formación Monte León. Malumián y Náñez (1998) sobre la base de la presencia del foraminífero *Transversigerina* sp. en numerosas localidades, acotan la edad de la transgresión "Patagoniana" a un intervalo cuyo límite inferior es no mayor que el Oligoceno cuspidal, y su tope sería Mioceno temprano. La primer datación radimétrica correspondiente a esta unidad corresponde a Casadío et al. (2000a) quienes datan, mediante la técnica Ar-Ar en roca total, una muestra procedente de lo que en esta tesis se ha denominado como "Nivel Piroclástico Inferior" (ver Capítulo III, Sección 3.1.3), obteniendo una edad eocena (46 Ma). Posteriormente, estos autores descartan esta edad eocena en base a evidencias

paleontológicas, estratigráficas e isotópicas y vuelven a asignar al "Patagoniano" al límite Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Casadío *et al.*, 2000b, 2001; Guerstein *et al.*, 2004). Recientemente Parras et al. (2008b) correlacionan varias unidades del "Patagoniano" del sur de Santa Cruz en base a evidencias faunísticas y dataciones mediante isótopos de Sr y $^{40}Ar/^{39}Ar$. Para la región del Lago Argentino estos autores determinan dos edades $^{87}Sr/^{86}Sr$ en la parte inferior de la Formación Estancia 25 de Mayo obteniendo valores de 22,86 y 21,24 Ma, es decir Mioceno temprano (Aquitaniano) y, apoyados en afinidades faunísticas, sugieren su correlación con la Formación Monte León.

Por otra parte, Barreda et al. (2009) estudiaron el contenido palinológico de la subyacente Formación Río Leona y la parte inferior de la Formación Estancia 25 de Mayo en esta región y reconocieron significantes diferencias en la composición polínica entre ambas unidades, determinando una edad oligocena tardía para la Formación Río Leona y una edad miocena temprana para la Formación Estancia 25 de Mayo. En base a ello, proponen un hiato entre ambas unidades.

Llamativamente, no existen determinaciones previas de edades para la Formación Santa Cruz en esta región. Ésta ha sido datada en su parte inferior en la región de Monte León en aproximadamente 16,3 Ma, mientras que el tope de la Formación Monte León en esta misma región dio una edad de 19,5 Ma. Estas edades fueron obtenidas mediante la técnica $^{39}Ar/^{40}Ar$ en minerales individuales procedentes de niveles piroclásticos (Fleagle *et al.*, 1995).

5.1.2 Edades U/Pb

La datación radimétrica de niveles piroclásticos es una de las mejores metodologías para calibrar sucesiones estratigráficas, debido a que la edad obtenida representa la edad del evento volcánico que originó el depósito, el cual en términos geológicos es coetáneo con la sedimentación e instantáneo.

Las determinaciones de edades radimétricas para el "Patagoniano" mediante el uso de minerales, partículas de vidrio o roca total, han sido problemáticas por causa de la alteración del material original (Casadío *et al.*, 2000a; Parras *et al.*, 2008b; este trabajo). Es por ello que se hizo necesario el uso de una técnica de datación isotópica que evite esta alteración, como el método U-Pb en circones, el cual ha sido de gran utilidad para obtener una edad precisa de la unidad en la localidad Lago Argentino.

Durante el desarrollo del trabajo de tesis se intentó datar niveles piroclásticos a través del método K-Ar y Ar-Ar en minerales aislados y roca total, pero no fue posible obtener

resultados por diversas razones, como por ejemplo la ausencia o tamaño muy reducido de minerales ricos en K (feldespatos o biotita) o alteraciones post depositacionales del material original (feldespato potásico alterado a minerales de arcilla; biotita alterada a clorita). Los análisis radimétricos en roca total han demostrado ser poco confiables para las rocas piroclásticas intercaladas, como es el caso de la edad de 46 Ma (Eoceno medio) obtenida por Casadío et al. (2000a), la cual está en contradicción con las evidencias estratigráficas, paleontológicas e isotópicas (Casadío et al., 2000b; Guerstein et al., 2004; Parras et al., 2008b; Barreda et al., 2009). Las observaciones petrográficas muestran el material vítreo con evidencias de desvitrificación, lo cual reduce la posibilidad de las dataciones mediante roca total.

Las edades radimétricas más confiables que existen a la fecha en la literatura son las obtenidas por un lado por Fleagle et al. (1995) quienes dataron niveles piroclásticos en la parte inferior de la Formación Santa Cruz y en el tope del Miembro Monte Observación de la Formación Monte León, asignando una edad mínima para el "Patagonaino" de esa región de 19,33 Ma. Por su parte, Parras et al. (2008b) obtuvieron una edad de 20.48 ± 0.27 Ma mediante el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total, en un nivel piroclástico del "Patagoniano" de Lago Cardiel. Para la región del Lago Argentino, sólo existe una edad de 46 Ma, obtenida mediante el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ en roca total (Casadío et al., 2000a), la cual debe ser descartada.

Considerando las experiencias anteriormente mencionadas, se optó por el análisis U-Pb en circones mediante el método de ablación láser (*Laser Ablation)*. La datación U-Pb de circones evita la alteración post depositacional debido a que este mineral es muy estable y resistente a la alteración química durante la diagénesis. Este método permite obtener una edad para cada grano de circón, por lo cual, seleccionando muestras de rocas piroclásticas, es altamente probable que gran parte de las edades obtenidas para cada grano representen la edad del evento eruptivo.

5.1.2.1 Metodología

Muestreo

Con el objeto de separar granos de circón, se seleccionaron muestras procedentes de niveles con alta proporción de material piroclástico. Éstas se escogieron en base a las características sedimentológicas y petrográficas de estos niveles, como la ausencia de retrabajo y tamaño de grano adecuado. Como se describió en la sección 3.1.3 "Niveles

Piroclásticos", la Formación Estancia 25 de Mayo muestra potentes intercalaciones de rocas piroclásticas (NPI y NPS) originadas por volcanismo explosivo que resultan de gran interés para la datación por este método. Adicionalmente, se tomaron muestras de niveles piroclásticos de otras localidades del sur santacruceño, como Lago Cardiel y Punta Quilla. La denominación y procedencia de las muestras es la siguiente:

Cuncuna 1 – Procedente del NPI de la localidad Sierra Cuncuna.

AB-V – Procedente del NPI de la localidad Arroyo Bandurrias

Toba V – Procedente del NPS de la localidad Estancia Quién Sabe

ALP X – Procedente del NPS de la localidad Arroyo Los Perros

LC-III – Procedente de un nivel prioclástico del perfil del Lago Cardiel.

PQ-F – Procedente de un nivel de tobas del perfil de Punta Quilla

Separación de circones

La molienda, tamizado y concentración de minerales pesados de las muestras, se realizó en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata y en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Luego de una trituración inicial, cada muestra fue tamizada y dividida en tres fracciones granulométricas: 180 a 150 µm; 150 a 106 µm; y menor de 106 µm. Cada fracción se pasó por un *elutriador*, el cual consiste de un separador hidráulico vertical que concentra la fracción pesada. Aunque mediante esta técnica se redujo el volumen de muestra en un 95%, fue imposible colectar circones manualmente a la lupa debido a que la cantidad de material era aún excesiva. En consecuencia, se utilizó un líquido pesado de 2,9 g/cm^3 de densidad y luego se pasó la resultante fracción pesada por el separador magnético Frantz. De esta manera se obtuvo para cada muestra un concentrado de minerales pesados compuesto por pocas especies minerales, del cual pudieron extraerse los granos de circón manualmente con facilidad.

Con el concentrado así obtenido se prepararon los montajes o "*mounts*", necesarios para su introducción en los equipos de medición. Estos preparados, y el subsiguiente análisis del contenido isotópico fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia, Brasil. Los circones identificados a la lupa binocular se colocaron sobre una cinta doble la cual es luego cubierta con un cilindro plástico de 9 mm de diámetro, que luego es rellenado con una resina tipo epoxi de dos componentes. Luego del secado y endurecimiento de la resina, este cilindro es removido de la cinta llevando adheridos los granos de circón

sobre una de las superficies, la cual es pulida hasta lograr la exposición del centro de los granos con el objetivo de evitar el análisis de las irregularidades del borde de los mismos.

Debe tomarse en cuenta que para la datación de rocas piroclásticas por este método el número de granos de circón analizados debe ser alto, ya que existe una alta probabilidad de contaminación por partículas ajenas al evento volcánico, ya sea por la introducción de fragmentos exóticos durante la erupción o por mezcla con sedimentos epiclásticos durante el transporte pos eruptivo. Se estimó un límite de 30 granos de circón como aceptable para la datación y sólo dos muestras cumplieron con este requisito: ellas fueron las muestras Cuncuna 1, del Nivel Piroclástico Inferior, y Toba V del Nivel Piroclástico Superior, ambas de la región al sur del Lago Argentino, las cuales arrojaron más de 50 granos cada una.

Metodología analítica

Los análisis de isótopos de U y Pb se llevaron a cabo mediante la técnica de Ablación Láser (*Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* - LA-ICP-MS, Bühn *et al.*, 2009). Para las mediciones de las razones de isótopos de U y Pb en cada circón se utiliza una microsonda láser que muestrea sobre la superficie pulida del cristal. Esta microsonda está conectada con una celda de ionización, la cual provee el material ionizado al espectrómetro de masas. El estándar utilizado fue el circón GJ-1 (ver Bühn *et al.* (2009) para información adicional sobre este circón) y la sucesión de análisis fue organizada de la siguiente manera: un “blanco” o *background* que mide el vacío, un circón estándar y cuatro circones de la muestra, de manera que el resultado de cada grupo de cuatro circones es corregido con sus blancos y estándares previos y subsiguientes.

Las razones isotópicas padre/hijo analizadas en el espectrómetro de masas para cada circón son $^{235}U/^{207}Pb$ y $^{238}U/^{206}Pb$. Ambas razones se relacionan en la Curva Concordia. Debido al bajo contenido de Pb radigénico que contienen los circones jóvenes se utilizó un diámetro amplio del láser (55 µm) de modo de obtener mayor cantidad de material para una mejor lectura en el espectrómetro de masas. Por ende, sólo circones cuyo diámetro mínimo fuera mayor de 55 µm pudieron ser analizados. Aún así, muchos datos tuvieron que ser descartados por la escasez de Pb radigénico.

5.1.2.2 Resultados

Se analizaron satisfactoriamente (con buena señal en el espectrómetro) 42 granos de circón de cada muestra. De las dos razones isotópicas analizadas se utilizó la de $^{206}Pb/^{238}U$

para calcular la edad, debido a que da mejores resultados en circones jóvenes. De los resultados obtenidos, se descartaron aquéllos con errores demasiado elevados, los que arrojaron edades incoherentes (por ejemplo edades negativas debido a valores anómalos de la razón $^{207}Pb/^{235}U$), y aquellos con edades demasiado antiguas para el depósito considerado.

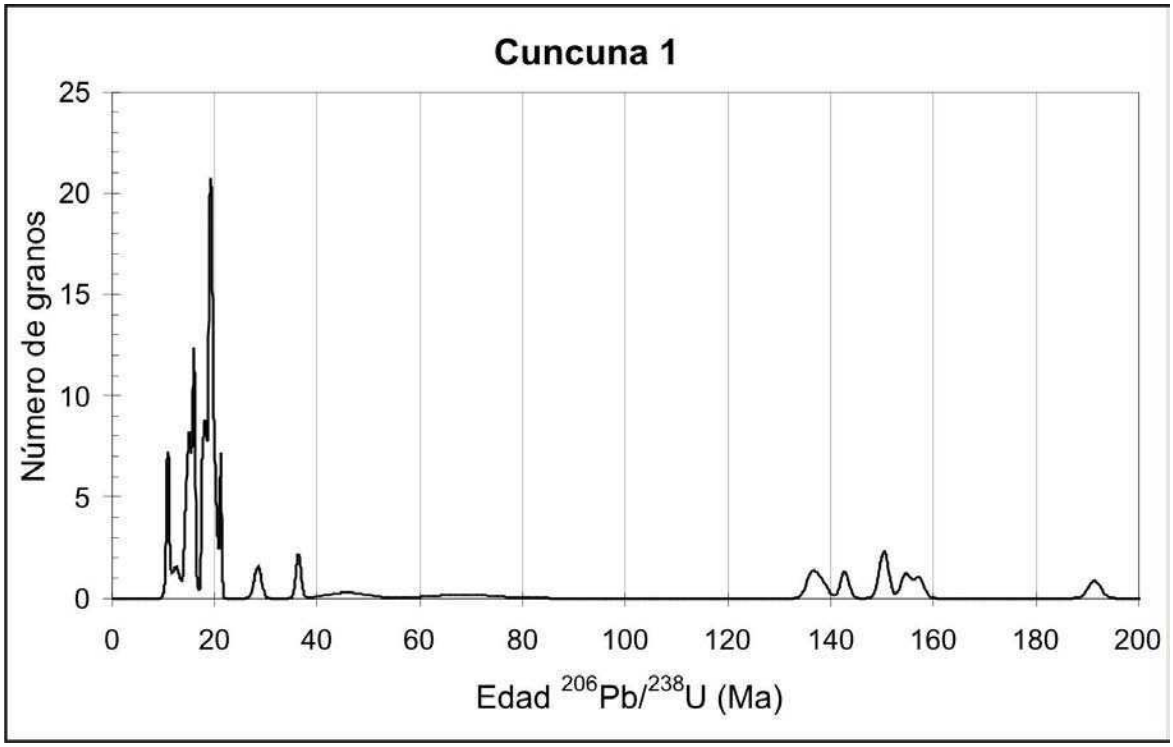


Figura 5.1. Gráfico de probabilidades para la muestra Cuncuna 1. Se observan varios picos de los cuales el más significativo se ubica cercano a los 19-20 Ma.

Los resultados de las edades $^{206}Pb/^{238}U$ obtenidas se graficaron en diagramas de probabilidades, en donde se puede visualizar la distribución de las edades para cada muestra (Figuras 5.1 y 5.2). En ambos casos existe un pico sobresaliente que se interpreta como la edad del depósito. Para la muestra Cuncuna 1 se reconocen remanentes de edades más antiguas de entre 140 a 160 Ma posiblemente por contaminación con las vulcanitas jurásicas del Grupo Bahía Laura y otras escasas edades de entre 30 y 40 Ma (Figura 5.1). Estos picos tan poco marcados se descartan del análisis de edad del depósito. Por otro lado existen picos de edades más jóvenes que el pico mayor, alcanzando los 10 Ma, los cuales no tienen significado geológico ya que existen evidencias de que este depósito no pudo ser tan joven. La causa de la desviación hacia edades tan jóvenes, incluso negativas (no se grafican en las figuras), son los elevados errores de medición causados por la razón isotópica $^{207}Pb/^{235}U$. De

esta manera, el pico más representativo, de 19-20 Ma, se toma como el representante de la edad de la muestra Cuncuna 1.

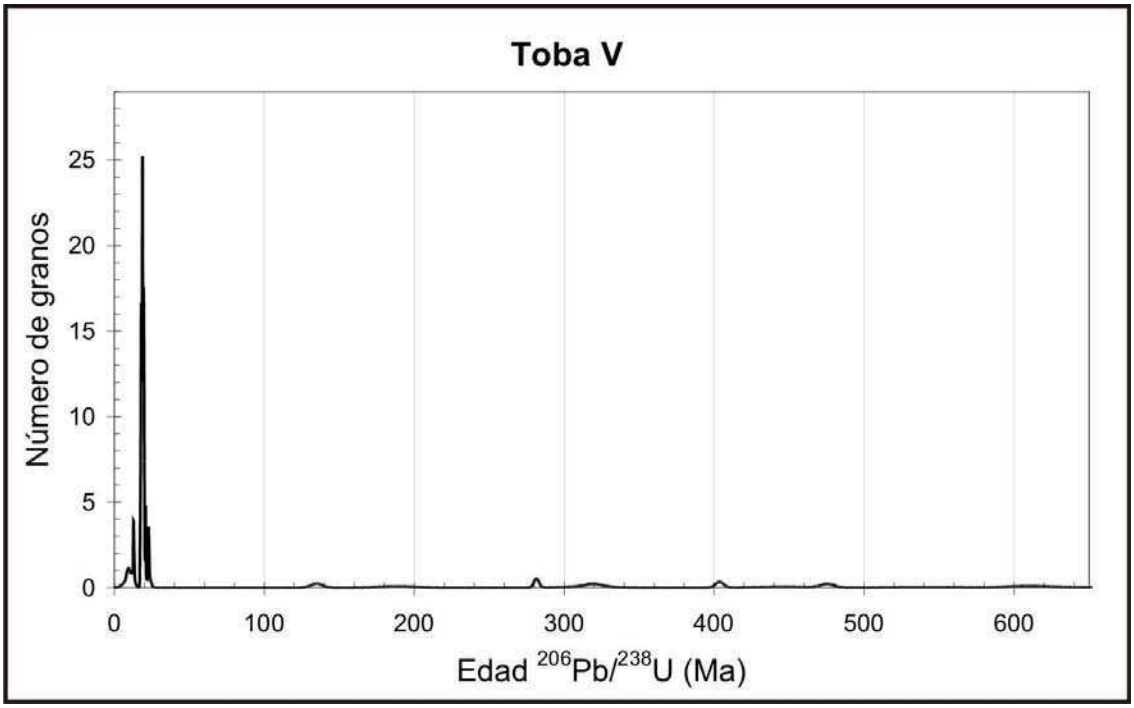


Figura 5.2. Gráfico de probabilidades para la muestra Toba V. Domina claramente un pico de alrededor de 18-19 Ma.

Para la muestra Toba V la mayor parte de los granos concuerdan en un mismo pico, ubicado en 18-19 Ma (Figura 5.2) el cual claramente representa la edad para esta muestra. Se reconocen escasos ejemplares con edades más antiguas, pero sin significancia estadística. Al igual que para Cuncuna 1, aparecen algunos valores de edades más jóvenes causados por el error de la razón $^{207}Pb/^{235}U$.

Estos gráficos de probabilidades permiten diferenciar el pico de edades más representativas para cada muestra. A partir de los datos isotópicos de los circones que componen estos picos, se procede a calcular las edades con diferentes metodologías para obtener edades más precisas. Estas metodologías son la curva Concordia y las edades promedio.

Utilizando los valores del pico en el gráfico de la curva Concordia se obtienen edades de la intersección de 19,12 ±0,57 Ma para la muestra Cuncuna 1 (Figura 5.3) y de 18,83 ± 0,25 Ma para la muestra Toba V (Figura 5.4).

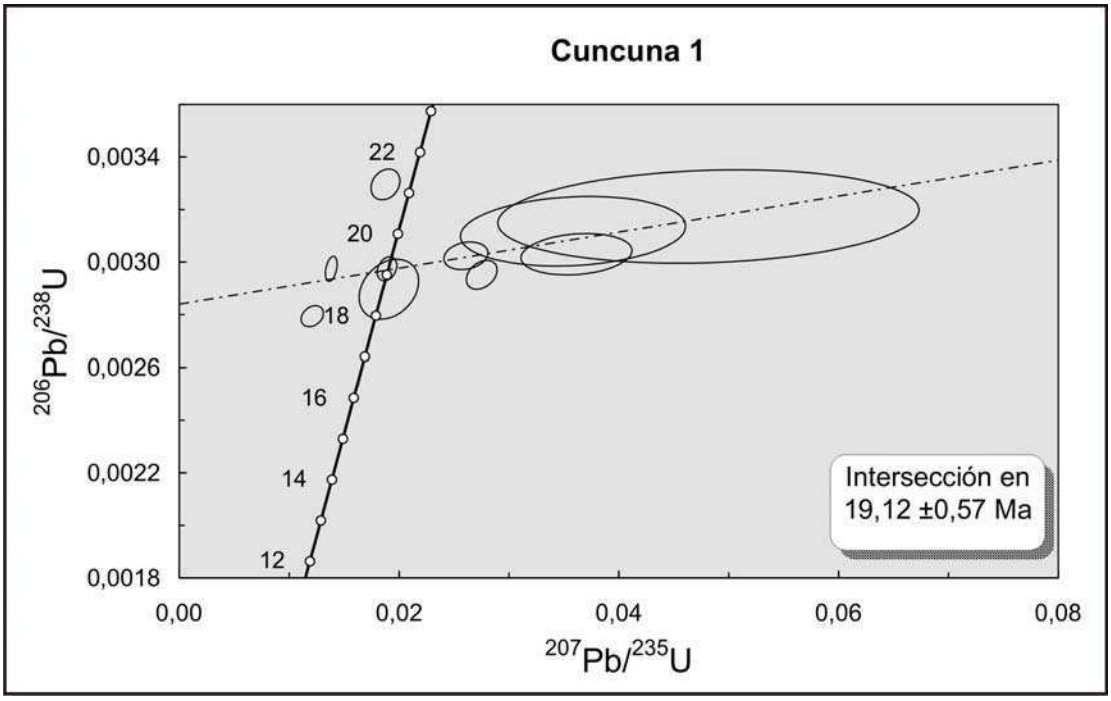


Figura 5.3. Curva concordia para la muestra Cuncuna 1 cuya edad corresponde a la intersección. Las elipses de error de los puntos corresponden a 2σ

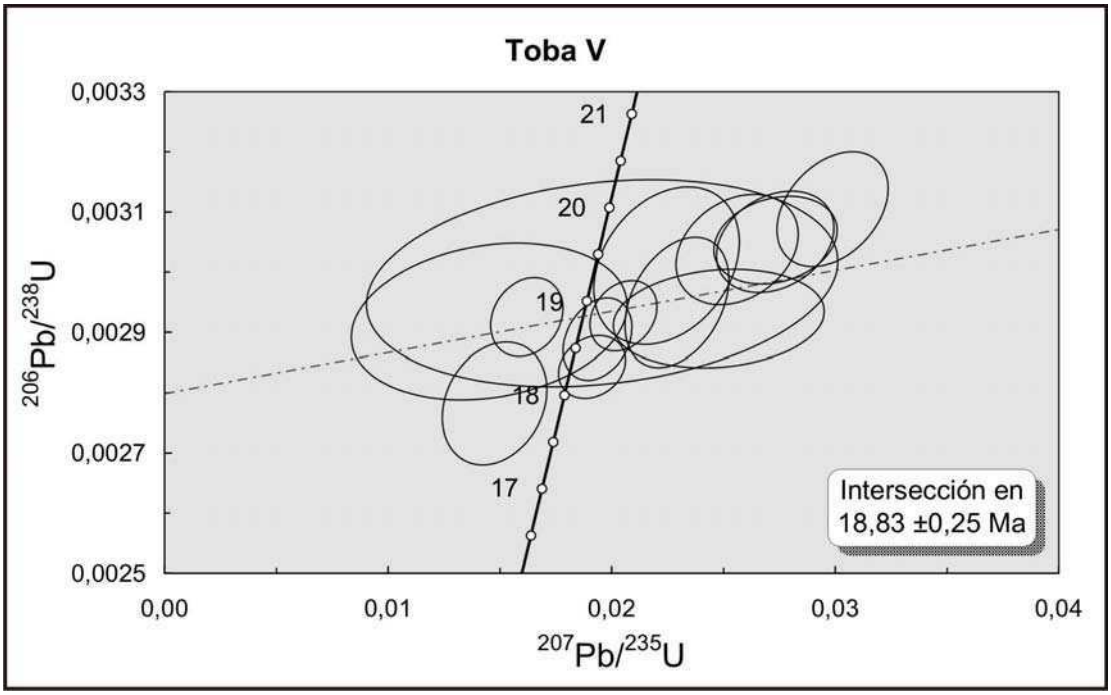


Figura 5.4. Curva concordia pata la muestra Toba V cuya edad corresponde a la intersección. Las elipses de error de los puntos corresponden a 2σ.

Por otro lado, se calcularon las edades promedio $^{206}Pb/^{238}U$ a partir de los valores correspondientes a los picos. Las edades obtenidas mediante este método son de 19,16 ±0,62 Ma para la muestra Cuncuna 1 y de 18,92 ±0,37 Ma para la muestra Toba V (Figura 5.5). Adicionalmente, se calcularon edades mediante los diagramas Tera-Wasserburg, los cuales son utilizados normalmente para calcular edades de circones jóvenes, debido a que se evita la corrección del Pb común. Las edades obtenidas mediante estos diagramas no difieren de los obtenidos mediante los diagramas Concordia, por ello no se incluyen en los resultados.

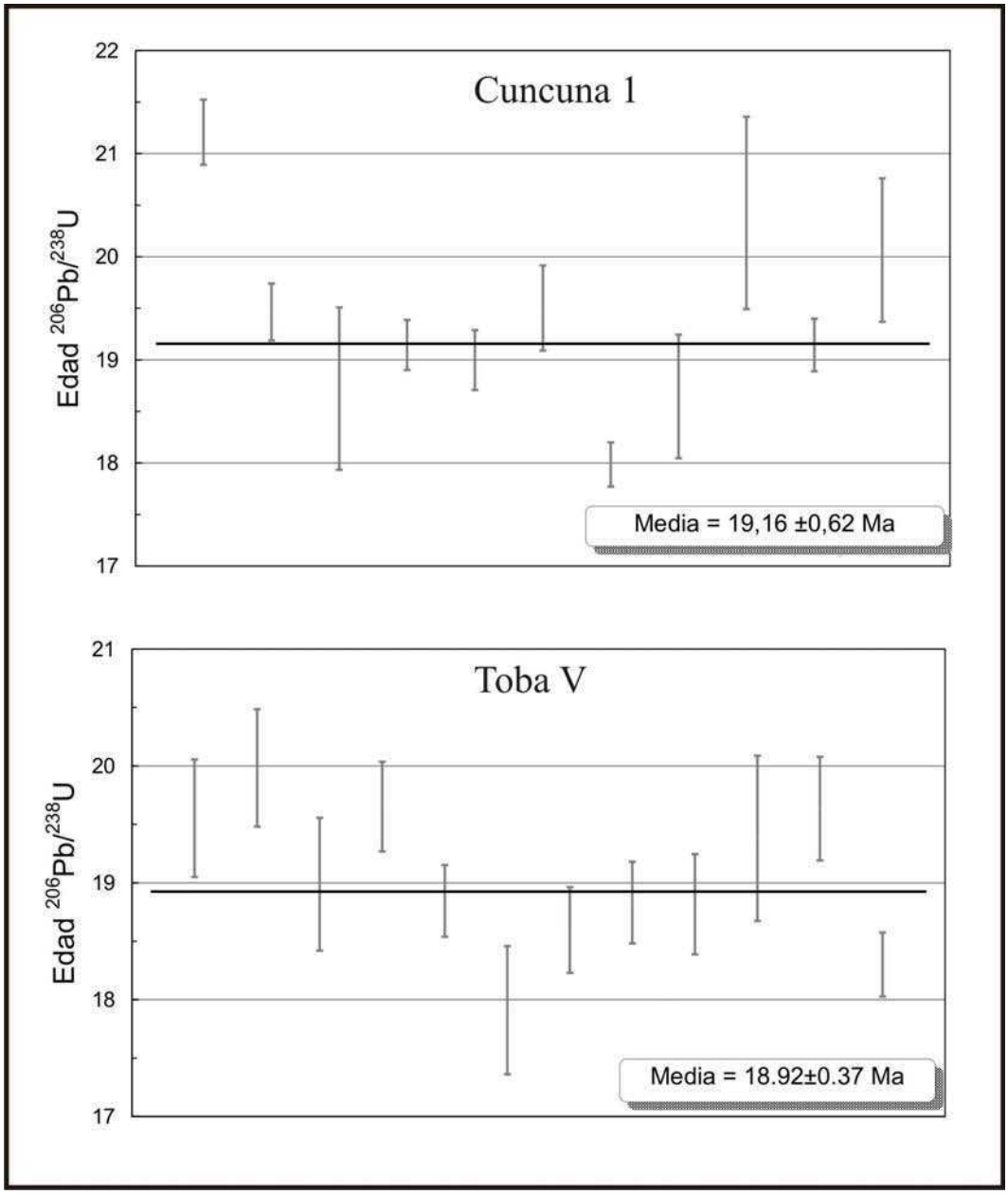


Figura 5.5. Edades promedio para ambas muestras. Las barras de error corresponden a 2σ.

Estas tres formas de calcular la edad de cada muestra dan valores muy coherentes entre sí, mostrando que las edades obtenidas son muy consistentes. De este modo, se puede establecer que los eventos volcánicos que produjeron estos niveles piroclásticos acontecieron en el Mioceno temprano, mas precisamente en el Burdigaliano. El nivel piroclástico inferior (NPI), intercalado en los sedimentos marinos de la parte inferior de la Formación Estancia 25 de Mayo (Miembro Quién Sabe) presenta una edad de 19,14 ±0,5 Ma, mientras que el nivel piroclástico superior (NPS), intercalado en la transición entre las Formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz, presenta una edad de 18,85 ±0,3 Ma.

5.1.3 Edades $^{87}Sr/^{86}Sr$

En el capítulo anterior se detallaron los procedimientos y metodologías utilizadas para el análisis isotópico, dentro del cual se encuentra el análisis de isótopos de Sr. Como se resumió anteriormente, las razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ del océano son homogéneas en todo el globo y han variado a lo largo del tiempo geológico (Veizer et al., 1999; McArthur et al., 2001). Esta variación isotópica puede utilizarse para el cálculo de edades en base a la comparación de resultados con la curva de variación de isótopos de Sr. Para el caso del Cenozoico y especialmente a partir de los 40 Ma antes del presente, esta curva muestra una pendiente fuerte y casi constante (Figura 4.15), lo cual hace que los cálculos sean sencillos y de escaso error. Debido a estas particularidades se utilizaron las razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ para el cálculo de edades y su comparación con los valores obtenidos por el método U/Pb.

Los valores de las razones de isótopos de Sr obtenidos en este trabajo varían de acuerdo a la microestructura de la cual proceden las muestras (ver sección 4.2.4). Se reconoció que las capas chalky presentan alteración (Figura 4.17), por lo cual no serán tomadas en cuenta en el análisis de la edad. De esta manera sólo las capas foliadas y prismáticas se utilizan en este apartado, cuyos valores de isótopos de Sr se encuentran en el rango de 0,708435 a 0,708537 (intervalo de 0,000138).

Para el cálculo de la edad en base a los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ se utilizó la tabla de equivalencias (*Lookup Table*) de McArthur et al. (2001). De esta manera las edades obtenidas varían en el rango de 20,05 a 18,67 Ma. En la Figura 5.6 se han graficado los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y su equivalencia en edad en función de su posición en la columna sedimentaria. Allí se reconoce un rejuvenecimiento de la edad desde la parte inferior al techo de la columna sedimentaria, lo cual da confiabilidad a los datos. Los valores de edad promedio se han

dividido en dos grupos, uno para el Miembro Quién Sabe y otro para el Miembro Bandurrias, cuyas edades son 19,57 y 19,15 Ma respectivamente.

5.1.4 Integración de edades

Las edades calculadas en base a los isótopos de U y Pb son de 19,14 ±0,5 Ma para la parte inferior de la unidad y 18,85 ±0,3 Ma para el tope de la unidad. Por su parte, las edades calculadas en base a las razones $^{87}Sr/^{86}Sr$ promedio son de 19,57 Ma para la porción inferior de la unidad y de 19,15 Ma para el promedio del Miembro Bandurrias. El NPS, del cual se obtuvo la edad U/Pb de 18,85 ±0,3 Ma se encuentra intercalado en la transición entre las formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz. Más precisamente, debido a que el límite entre ambas unidades se coloca arbitrariamente donde aparece el último nivel de fósiles marinos, el NPS quedaría como parte de la Formación Santa Cruz, ya que el último nivel de ostras registrado se encuentra apenas unos 2 metros por debajo del mismo. De esta manera, la edad obtenida para el NPS representa a edad de la parte mas baja de la Formación Santa Cruz, y limita la edad mínima de la subyacente Formación Estancia 25 de Mayo. La edad $^{87}Sr/^{86}Sr$ estratigráficamente más cercana en la columna sedimentaria al NPS es de 19,15 ±0,4 Ma (Figura 5.6). Todas estas comparaciones indican que las edades obtenidas mediante ambos métodos son confiables, con buenos ajustes entre sí.

Esta integración permite concluir que la edad de la Formación Estancia 25 de Mayo queda restringida al intervalo entre 20 y 19 millones de años antes del presente, es decir restringida al Burdigaliano temprano. La diferencia de edades U/Pb entre ambos niveles piroclásticos es de aproximadamente 0,3 Ma, mientras que la diferencia de las edades más extremas obtenidas por el método $^{87}Sr/^{86}Sr$ es de 1,38 Ma. Considerando los errores obtenidos mediante el método U/Pb, el rango de edad se amplia, llegando a abarcar un lapso de aproximadamente 1 Ma para el máximo error. De esta manera, estas máximas diferencias de edades indican que los 170 metros de sedimentos considerados se acumularon como máximo en 1 millón de años. Esta tasa de acumulación mínima resulta elevada, ya que probablemente ha sido mayor si se consideran las edades sin llevar los errores al máximo, en donde la diferencia de edad en este caso sería de 0,29 Ma para el método U/Pb y 0,5 Ma para el método $^{87}Sr/^{86}Sr$. Con estas últimas estimaciones, las tasas de acumulación aumentan hasta valores comprendidos entre 340 y 580 m/Ma respectivamente. De acuerdo a Einsele (2000) las tasas de acumulación para ambientes deltaicos y planicies de mareas ronda entre 100 y 1000 m/Ma, lo cual encaja bastante bien con los valores obtenidos.

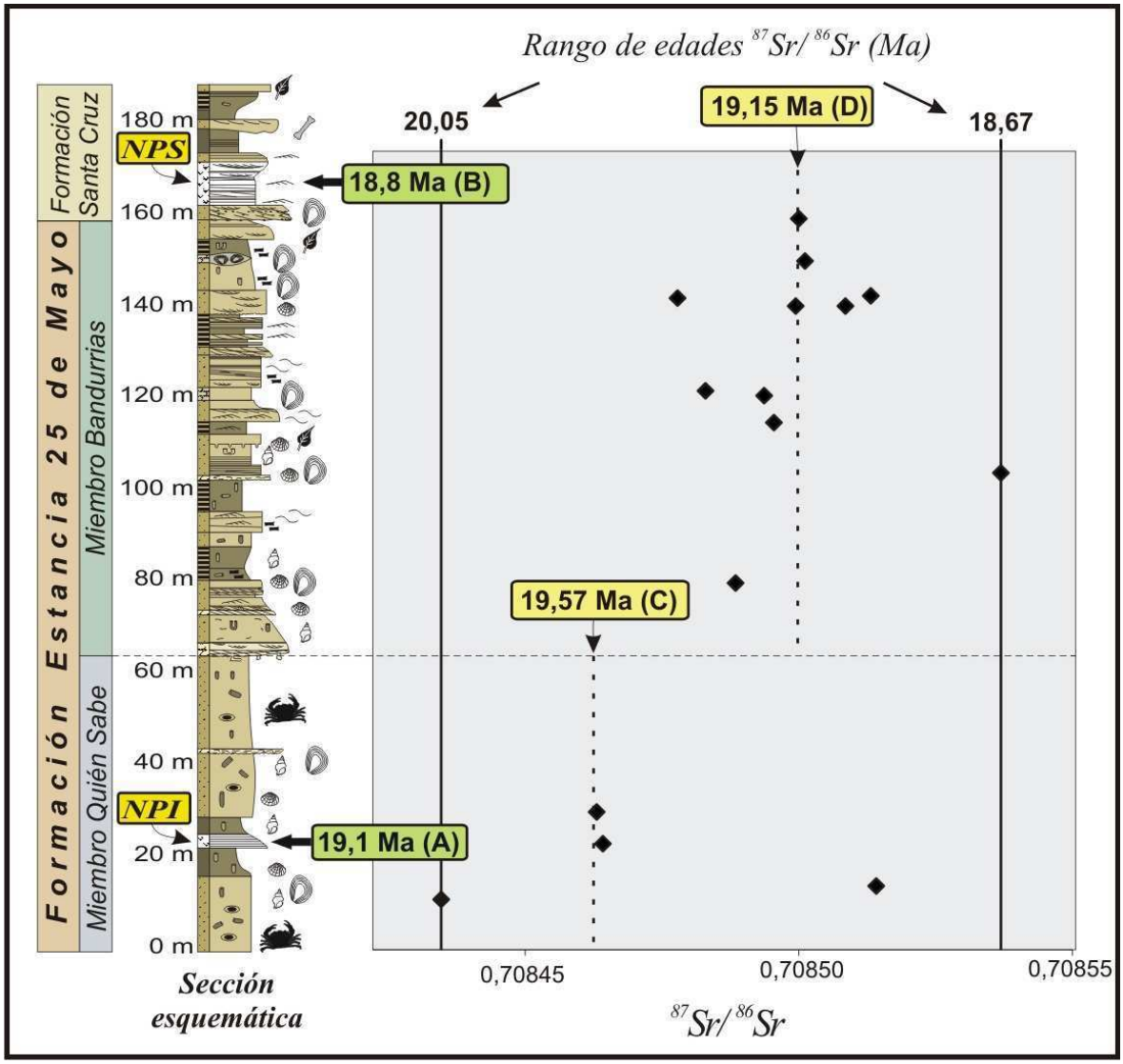


Figura 5.6. Resumen de edades obtenidas. A y B corresponden a las edades obtenidas mediante el método U-Pb; C corresponde al promedio de edades $^{87}Sr/^{86}Sr$ para el Miembro Quién Sabe; D corresponde al promedio de edades para el Miembro Bandurrias. Nótese que la distribución vertical de los datos $^{87}Sr/^{86}Sr$ indica edades más jóvenes hacia el techo. Edades numéricas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ calculadas en base a McArthur *et al.* (2001).

Las edades $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtenidas recientemente para la parte inferior de esta sucesión por Parras et al. (2008b) de 22,86 y 22,45 Ma son algo más antiguas que las obtenidas en este trabajo. La causa de la diferencia de edades obtenidas por el mismo método puede deberse a que estos autores utilizaron materiales con alteración diagenética (capas chalky). Las edades obtenidas en este trabajo de muestras procedentes de capas chalky (no utilizadas en este capítulo) dieron edades similares a las obtenidas por Parras et al. (2008b). Por otro lado, estos

autores determinaron una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ para una toba en Lago Cardiel, la cual dio 20,48 Ma. Esta última edad concuerda mejor con las edades obtenidas en este trabajo, lo cual permite correlacionar los depósitos del Lago Argentino con los del Lago Cardiel.

5.2 Correlaciones regionales

Las áreas de afloramientos del "Patagoniano" al sur de Santa Cruz se encuentran distribuidas en dos grandes regiones. Por un lado se encuentran los acantilados costeros de la región suroriental de la provincia, y por el otro los afloramientos de la región preandina en la porción sudoccidental de la provincia. Entre ambas áreas existe una región dominada por un paisaje mesetiforme surcado por valles transversales, en donde dominan los afloramientos de la Formación Santa Cruz, coladas de basaltos y depósitos glacifluviales modernos. En esta región se analizaron algunos afloramientos aislados y dos perforaciones geotécnicas, que constituyen la única fuente de información disponible para esta área. En base al análisis de las localidades disponibles, se efectuó un esquema de correlación este - oeste entre estas regiones (Figura 5.7). La línea guía para esta correlación la constituye el contacto entre la Formación Santa Cruz y las unidades atribuidas al "Patagoniano". En este esquema, en donde cada localidad se representa de acuerdo a su altura respecto al nivel del mar, se observa que las unidades del Lago Argentino se encuentran topográficamente elevadas y hacia el este las altitudes descienden suavemente, en donde las unidades inclinan pocos grados al este formando un homoclinal, el cual corresponde al frente orogénico andino (Ghiglione et al, 2009). Desde Río Bote hacia el este las unidades yacen en forma subhorizontal, aunque se reconoce un "escalón" entre las localidades de Cañadón El Mosquito y Cóndor Cliff, lo que permite inferir la presencia de fallas entre ambas localidades. Las facies del "Patagoniano" reconocidas en Cóndor Cliff yacen en subsuelo, y desde esta localidad hacia el este no se reconocen afloramientos del "Patagoniano" hasta los acantilados de la costa atlántica. Se estima que no existe deformación alguna de los sedimentos Miocenos en esta región.

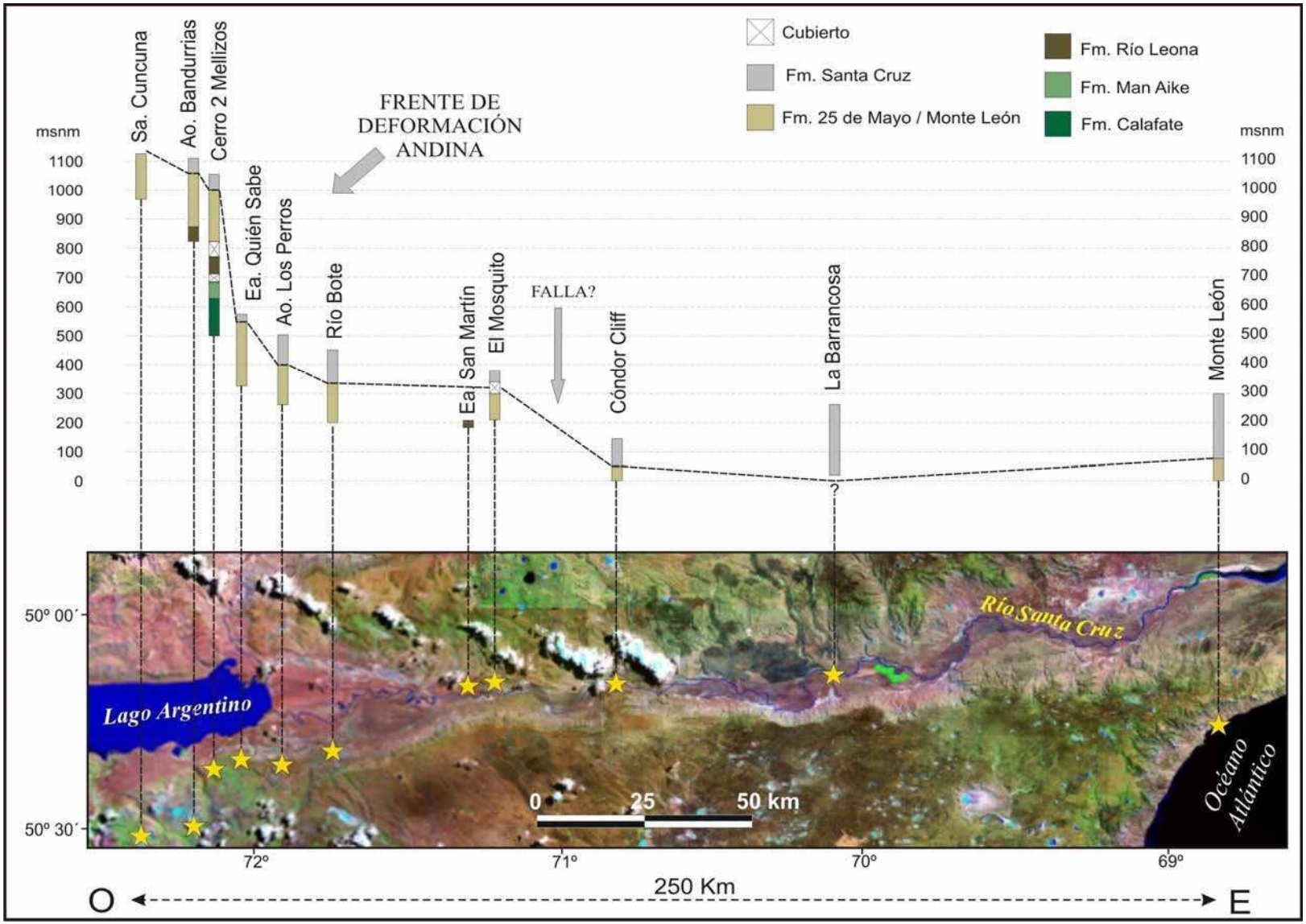


Figura 5.7. Correlación este - oeste de las localidades del sur santacruceño. Cada localidad se representó de acuerdo a su posición altitudinal.

Por otro lado, se efectuaron correlaciones entre las unidades de la región costera en un sentido norte – sur (Figura 5.8). Aquí es posible observar una tendencia al hundimiento de todas las unidades hacia el sur. Debido a esto, al nivel del mar las unidades más antiguas aparecen hacia el norte (zona de San Julián) mientras que las más jóvenes aparecen hacia el sur. De esta manera en los acantilados de la región de san Julián aflora la formación homónima, y hacia el sur comienza a aflorar la suprayacente Formación Monte León, y más al sur aún en la región de los ríos Coyle y Gallegos, comienza a aflorar la Formación Santa Cruz (Figura 5.8). Esta tendencia al hundimiento se interpreta como producto de la subsidencia de la Cuenca Austral, la cual es más importante hacia la región del Estrecho de Magallanes, en donde se ubica el depocentro de la misma, mientras que hacia el norte, se encuentra el Macizo del Deseado, un área que permaneció positiva durante la historia de la cuenca.

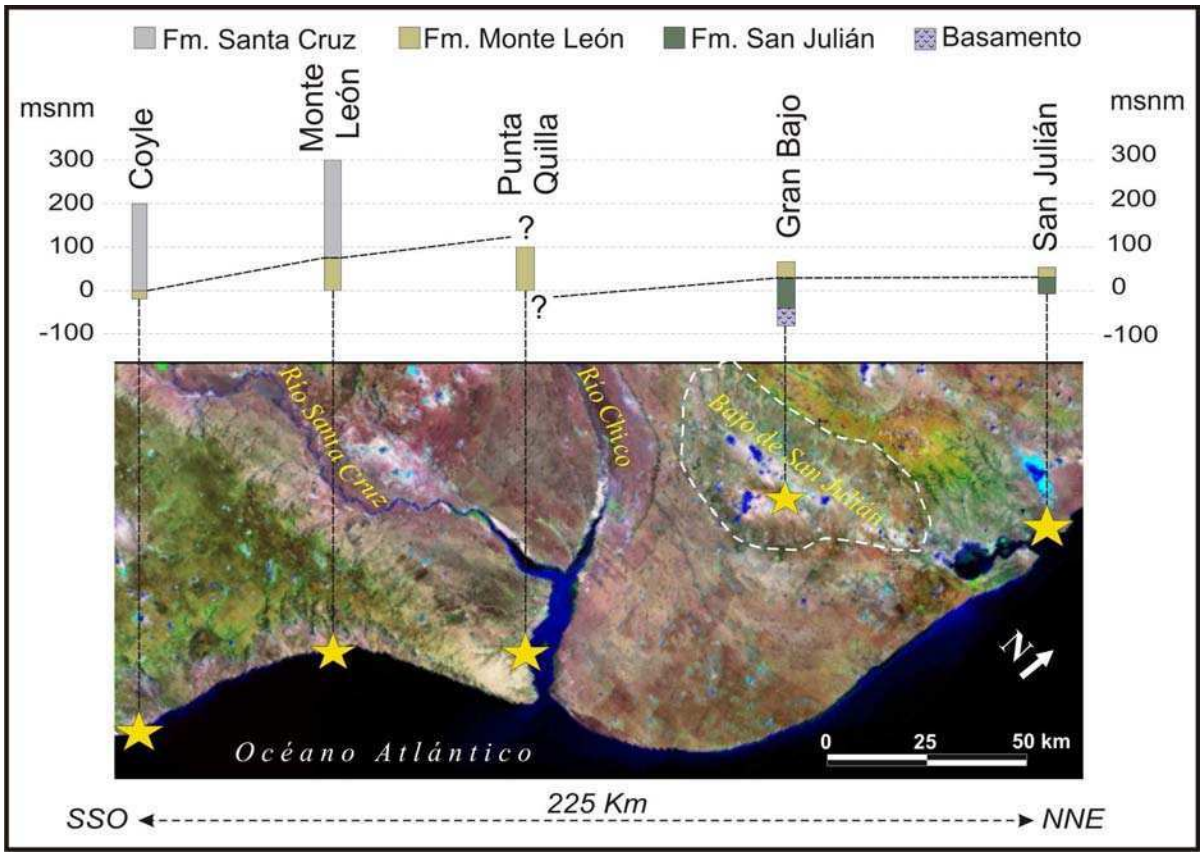


Figura 5.8. Correlación norte – sur de unidades de la región costera.

Las edades obtenidas para el "Patagoniano" de Lago Argentino permiten realizar correlaciones con unidades equivalentes de edades similares. Las localidades santacruceñas que tradicionalmente se asignan al "Patagoniano", además del Lago Argentino, corresponden a la de Río Turbio, Lago Cardiel, Lago Posadas, Monte León, San Julián y Cuenca del Golfo

de San Jorge. Adicionalmente, se ha asignado a esta transgresión a unidades aflorantes aún más al norte que la Cuenca del Golfo de San Jorge, como por ejemplo en la región de Península de Valdés (Scasso y Castro, 1999) y la Cuenca del Colorado (Figura 5.9B). Feruglio (1949-50) no sólo correlaciona todos estos depósitos sino que adiciona unidades de edad similar de Chile, conocidas como "Navidadense" y "Magellanense" (Figura 5.9A). Posteriormente Malumián *et al*. (1999) restringe esta correlación a unidades del margen oriental de la cordillera, debido a que las transgresiones a cada lado de la misma presentan faunas muy disímiles, lo que indica que nunca estuvieron en contacto las aguas atlánticas con las pacíficas (Figura 5.9B). Adicionalmente, Malumián y Náñez (1998) asignan una edad oligocena cuspidal – miocena temprana para toda la transgresión "Patagoniana", la cual de acuerdo a estos autores incluye unidades desde la región de la Cuenca del Colorado hasta Tierra del Fuego (Figura 5.9B).

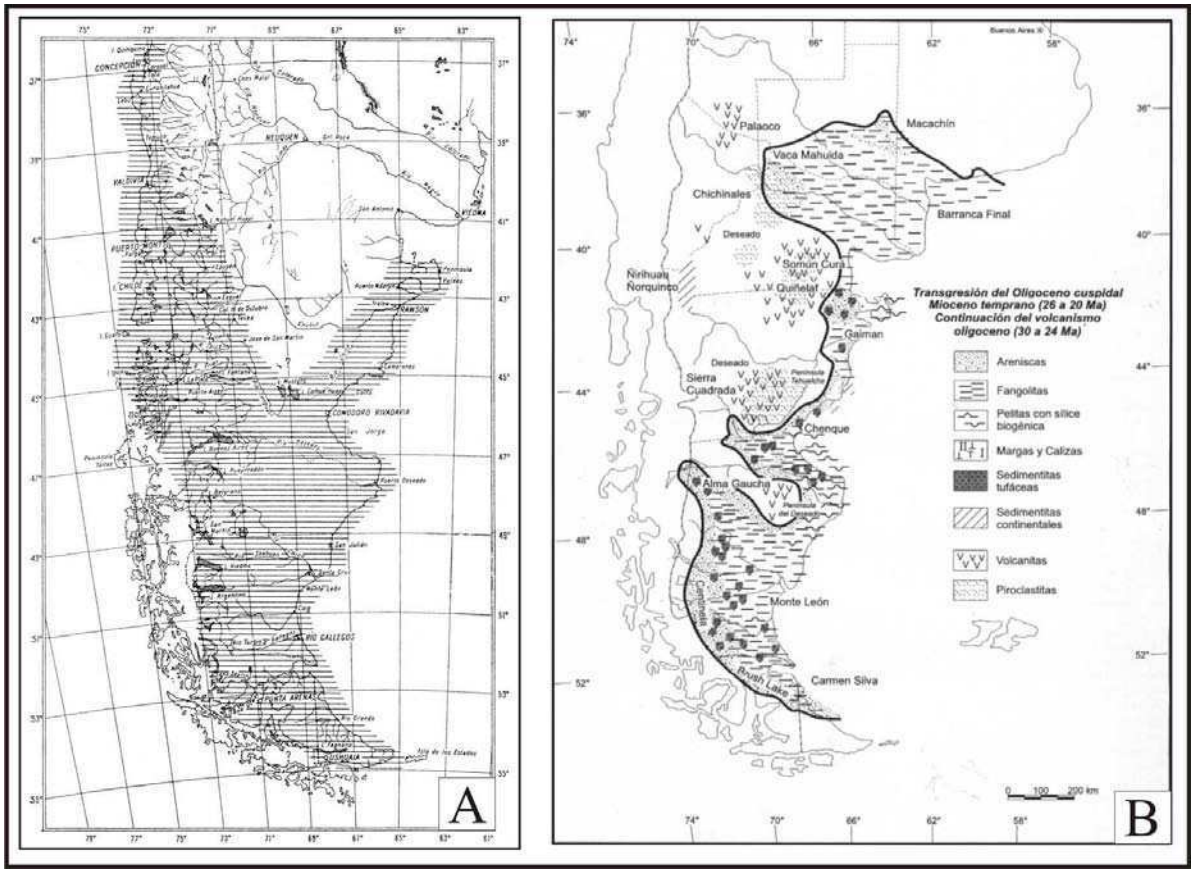


Figura 5.9. Propuestas paleogeográficas. A) Propuesta de Feruglio (1949-50) en donde se observa la conexión entre cuencas atlánticas y pacíficas. B) Propuesta de Malumián *et al.* (1999) en donde la transgresión "Patagoniana" proviene únicamente del Atlántico. Nótese que en B se incluye la cuenca del Colorado.

La transgresión Patagoniana, en sentido amplio, ha sido dividida en tres transgresiones menores por Ameghino (1906) y Ihering (1907), que de base a techo se conocen como Juliense, Leonense y Superpatagoniense. Por encima, se reconoce a las capas continentales del Santacrucense. Esta división no fue reconocida por varios autores (Hatcher 1987; Ortmann, 1902; Wilkens 1935) quienes sostenían que la transgresión Patagoniana era una serie indivisible. Feruglio (1949-50) adopta la división de Ameghino (1906) y reconoce el Loenense y Superpatagoniense para el sudeste de Santa Cruz, mientras que reconoce solamente el Leonense en Lago Argentino. El reconocimiento de estos "pisos" o transgresiones menores estuvo tradicionalmente basado en estudios bioestratigráficos. Los niveles marinos han aportado escasa resolución temporal, y las variaciones en las comunidades están en parte asociadas a cambios paleoambientales antes que a cambios de edades, como así también a sesgos producidos por la preservación parcial del contenido fosilífero en distintas unidades (Parras et al., 2008b). Por este motivo muchas asignaciones temporales basadas en el contenido fosilífero de unidades marinas han sido erróneas. Este es el caso de la Formación Estancia 25 de Mayo, la cual contiene fauna "Leonense" (Feruglio 1949-50; Parras et al., 2008b) aún cuando su edad ha sido establecida en esta Tesis como Superpatagoniense (ver más abajo en esta sección). Otros ejemplos de la ambigüedad de estas determinaciones basadas en la fauna de macroinvertebrados marinos lo constituyen la Formación El Chacay en Lago Posadas, la cual según Chiesa et al. (1995) es asignable al Juliense, mientras que la Formación Guadal, equivalente estratigráfico de la anterior, es asignada al Leonense (Frassinetti y Covacevich, 1999).

En la región del Golfo de San Jorge, las intercalaciones con mamíferos terrestres y la abundancia de dataciones radimétricas han aportado una resolución temporal mas ajustada (Ré et al., 2010). Aquí se realizaron trabajos de correlación de discontinuidades (Bellosi y Barreda, 1993; Legarreta y Uliana, 1994; Barreda y Bellosi, 2003) con lo cual pudieron correlacionarse las unidades terrestres con las continentales. De esta manera, las tres transgresiones que componen al Patagoniano se reconocieron en base a discontinuidades en el registro estratigráfico (Bellosi y Barreda, 1993; Legarreta y Uliana, 1994) y sus edades se ajustaron en base a las mencionadas sucesiones continentales. Adicionalmente se estableció la distribución espacial de cada una de las transgresiones (Bellosi, 1995). En la Cuenca del Golfo de San Jorge el Patagoniense está representado por la Formación Chenque, la cual se subdivide en cinco secuencias (Bellosi y Barreda, 1993). Las dos secuencias inferiores se asignan a la transgresión Leonense, mientras que las tres superiores al Superpatagoniense

(Bellosi y Barreda, 1993; Barreda y Bellosi, 2003). De estos trabajos se desprende que el Juliense no se encuentra representado en la Formación Chenque.

La Formación San Julián es considerada como perteneciente a la transgresión "Juliense" (Barreda, 1997; del Río, 2004), la cual es la parte más antigua de la transgresión "Patagoniana", con una extensión areal mucho más limitada que las restantes transgresiones que componen al Patagoniano (Bellosi, 1995). La Formación San Julián ha sido asignada al Oligoceno por varios autores (Bertels 1970; Náñez 1989; Barreda 1997; Parras et al., 2008b; Náñez et al., 2009). Las relaciones estratigráficas de campo con la suprayacente Formación Monte León están claramente establecidas como una paraconcordancia (ver Sección 3.2), por lo cual se excluye a la Formación San Julián de la correlación con la Formación Estancia 25 de Mayo de Lago Argentino y con la Formación Monte León. Al sur de la provincia de Santa Cruz el Juliense está representado por la Formación San Julián, la cual sólo se ha reconocido en los acantilados costeros de San Julián y en el Gran Bajo de San Julián. Esto representa un área muy reducida en relación a la extensión de los restantes episodios transgresivos (Leonense y Superpatagoniense).

Para la región sudeste de Santa Cruz existen en la literatura una mayor cantidad de análisis orientados a determinar la edad de la sucesión "Patagoniana", cuyos resultados son relativamente coherentes entre sí, a diferencia de lo que sucede en otras localidades santacruceñas. Bertels (1980) estimó una edad oligocena para el Miembro Punta Entrada (inferior) de la Formación Monte León en base a foraminíferos, indicando que podría alcanzar el límite Oligoceno-Mioceno. Para la parte superior de la Formación Monte León (Miembro Monte Observación) se obtuvo una edad radimétrica $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 19,33 ± 0,18 Ma sobre plagioclasa (Fleagle *et al.*, 1995), la cual se considera confiable y representa la edad de las últimas etapas de depositación para esta formación. Por encima de estos depósitos yacen los sedimentos terrestres de la Formación Santa Cruz, los cuales han sido datados en su parte inferior en 16,4-16,16 Ma (Fleagle et al., 1995), lo que indica un hiato entre ambas unidades. La base de la Formación Monte León queda restringida por la edad de la parte superior de la subyacente Formación San Julián, la cual se ha determinado como oligocena tardía (Barreda 1997; Parras et al., 2008b; Náñez et al., 2009), y por la presencia del género *Transversigerina* que indica edad no mayor al Oligoceno cuspidal (Malumián y Náñez, 1998). En base al análisis palinológico, Barreda y Palamarczuk (2000) estiman una edad miocena temprana para toda la Formación Monte León.

Para la región del Lago Cardiel existen pocas referencias, entre las cuales se destacan la de Ramos (1982) quién asigna una edad oligocena tardía a estas sedimentitas. Recientemente

Parras et al. (2008b) determinaron una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ de aproximadamente 20 Ma para la parte inferior de la misma unidad, es decir Mioceno temprano.

En la región del Lago Posadas existen menciones desde Hatcher (1900) quién le otorga una edad eocena, al igual que Riccardi y Rolleri (1980) quienes basaron su argumento en las relaciones de contacto entre el "Patagoniano" y el Basalto Posadas. Estos autores expanden esta edad para todos los depósitos asignados al "Patagoniano" del occidente de Santa Cruz. También Chiesa et al. (1995) la asignan al Eoceno en base al contenido de moluscos y su correlación con la Formación San Julián. Por su parte Ortmann (1902) la asignó al Oligoceno tardío – Mioceno temprano, mientras que Parras et al. (2008b) obtuvieron una edad $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 25 Ma de años, es decir Oligoceno tardío, al menos para la parte inferior de la unidad.

En base al contenido faunístico, varios autores correlacionaron la Formación Estancia 25 de Mayo con la Formación Monte León (Feruglio, 1949-50, Parras et al, 2008b) aunque otros descartaron esta correlación por considerar a la Formación Estancia 25 de Mayo como de edad eocena (Camacho et al., 1998; Casadío et al., 2000a). Otros autores la consideraron, al menos en parte, como de edad oligocena tardía (Casadío et al, 2000b; Guerstein et al., 2004), pudiendo alcanzar el Mioceno temprano, y la correlacionaron con la sucesión correspondiente a la Formación Chenque en la Cuenca del Golfo de San Jorge (Guerstein et al., 2004).

Las edades conocidas para la Formación Monte León en el sudeste de Santa Cruz, para el "Patagoniano" del Lago Cardiel y las obtenidas en este trabajo para la Formación Estancia 25 de Mayo de Lago Argentino, permiten afirmar que, al menos en la porción sur de la provincia de Santa Cruz, los sedimentos de las transgresiones Leonense y Superpatagoniense fueron depositados más o menos concomitantemente en el Mioceno temprano. La edad de la transgresión al sur del Lago Argentino es determinada como burdigaliana, comenzando su depositación hace aproximadamente 20 Ma y culminando rápidamente a los 18,8 Ma. Esto marca un lapso apenas mayor que 1 millón de años para la depositación de esta unidad. Probablemente la breve permanencia de la invasión marina en esta región se deba a un elevado aporte de sedimentos a la cuenca marina provocado por el alzamiento de la Cordillera de los Andes inmediatamente al oeste. De esta manera, el registro de la transgresión en la región de Lago Argentino corresponde al máximo eustático, luego del cual la cuenca marina fue rápidamente rellenada. Una edad similar a la obtenida en este trabajo para la Formación Estancia 25 de Mayo fue asignada a la transgresión "Superpatagoniana" en la Cuenca del Golfo de San Jorge, representada por la parte superior de la Formación Chenque (Bellosi y Barreda, 1993; Bellosi, 1995). También se determinó para el Superpatagoniano la mayor

extensión areal de los tres episodios de la transgresión Patagoniana en dicha cuenca (Legarreta y Uliana, 1994; Bellosi, 1995). Estos rasgos estratigráficos permiten establecer una correlación temporal entre la Formación Estancia 25 de Mayo con las tres secuencias superiores (III, IV y V) de la Formación Chenque (Bellosi y Barreda, 1993), es decir que los depósitos anteriormente mencionados son el resultado del mismo episodio transgresivo, en este caso la transgresión Superpatagoniana.

5.3 Paleogeografía

Con los datos cronoestratigráficos disponibles, es posible reconstruir los rasgos paleogeográficos generales al momento de la transgresión "Patagoniana", especialmente en el sur de Santa Cruz. La parte nororiental de la provincia se basa en las reconstrucciones realizadas por Bellosi (1995) y Goin et al. (2007). De esta manera se confeccionaron mapas paleogeográficos que abarcan el lapso entre 23 a 15 Ma antes del presente, es decir Aquitaniano temprano – Burdigaliano tardío (Figura 5.10). La base de información cartográfica utilizada para esta reconstrucción, además de los datos obtenidos durante el desarrollo de esta tesis y las edades previamente publicadas por otros autores (ver sección anterior), se basaron en Bellosi (1995), Malumián et al. (1999), Panza et al. (2003) y Goin et al. (2007). Dentro de estos esquemas, se destaca la presencia del Macizo del Deseado como un área positiva durante todo el período considerado, al cual se lo denomina como "Alto del Deseado". Las áreas indicadas corresponden a zonas de sedimentación netamente marina (plataforma nerítica), zonas marino someras a estuarinas (planicies costeras) y depósitos continentales sin influencia marina (Figura 5.10). Adicionalmente, se incluyeron datos generales de paleocorrientes en los intervalos en donde éstos están disponibles.

De acuerdo a las edades estimadas para la parte inferior de la Formación Monte León, ésta se inicia en la base del Mioceno (Barreda, 1997; Malumián y Náñez, 1998; Barreda y Palamarczuk, 2000; Náñez et al., 2009). Estas estimaciones se basan en análisis bioestratigráficos ya que no se tienen edades radimétricas para la parte inferior de esta unidad. Por lo tanto, al no contar con una resolución cronológica mayor, el inicio de la sedimentación de la Formación Monte León se considera cercano a los 23 Ma (base del Mioceno), estimación apoyada por las edades $^{87}Sr/^{86}Sr$ de aproximadamente 24 Ma para el tope de la Formación San Julián de Parras et al. (2008).

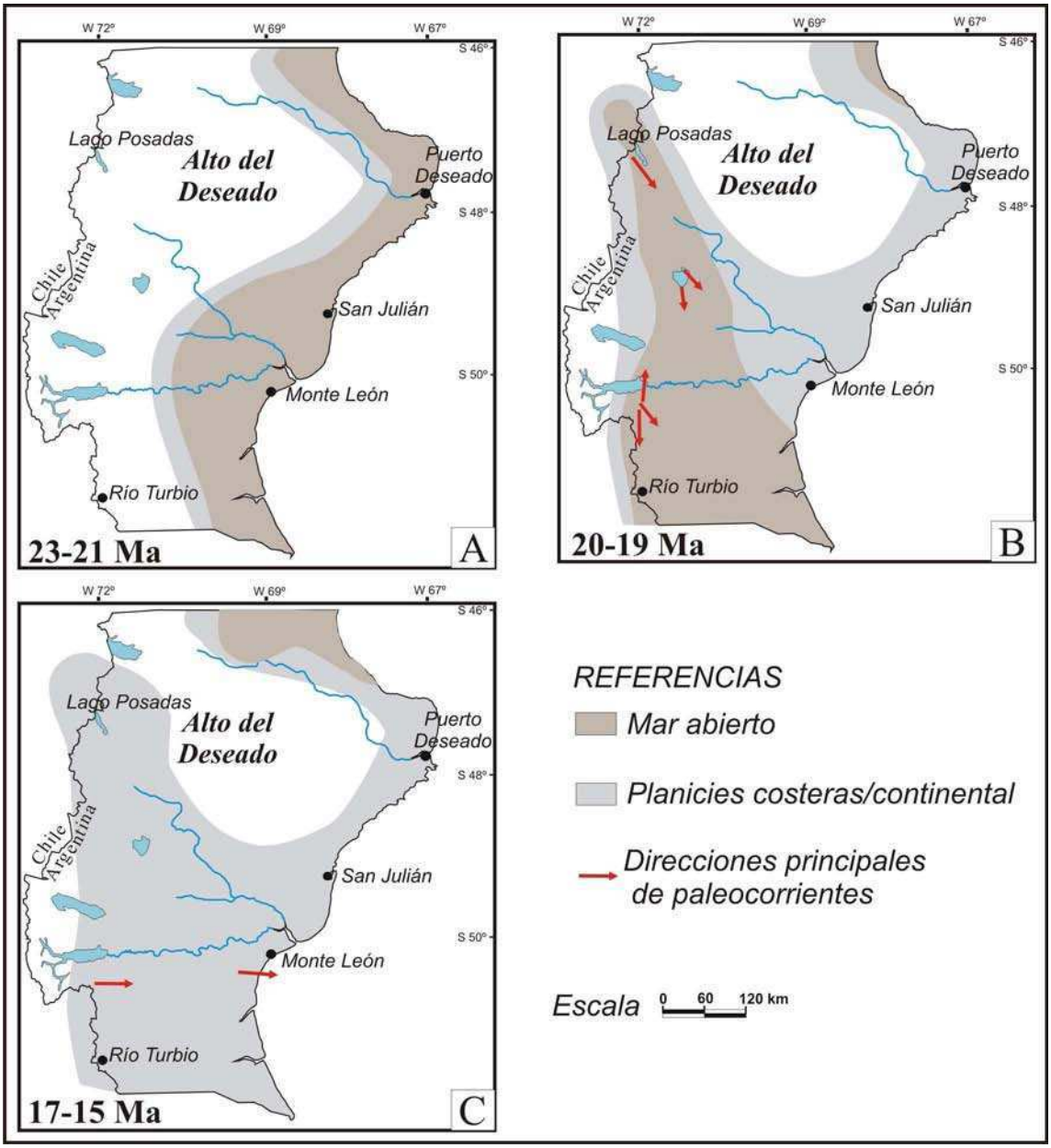


Figura 5.10. Mapas paleogeográficos de Santa Cruz durante el Mioceno temprano. A) Transgresión "Leonense": Mb. Punta Entrada de la Fm. Monte León y secuencias I y II de la Fm. Chenque; B) Transgresión Superpatagoniense: Mb. Monte Observación de la Fm. Monte León, Fm. Estancia 25 de Mayo, parte inferior del "Patagoniano" en Lago Cardiel, Fm. Chacay en Lago Posadas, Fm. Guadal en Aysen, Secuencia III Fm. Chenque; C) Santacrucense, depósitos continentales de Fm. Santa Cruz y Fm. Pinturas, Secuencias IV y V Fm. Chenque.

Se interpreta a la Formación Monte León como el resultado de la transgresión "Leonense" para la región sudeste de Santa Cruz. Además de la región anteriormente mencionada, depósitos de esta edad son reconocidos en la Cuenca del Golfo de San Jorge (Figura 5.10A) bajo la denominación de Formación Chenque (Barreda y Bellosi, 1993;

Bellosi y Barreda, 1993; Bellosi, 1995), en donde sus dos secuencias inferiores se han asignado a una edad más joven que 25,5 Ma y mas antigua que 21 Ma en base al análisis esporopolínico y correlación de discontinuidades (Bellosi y Barreda, 1993; Legarreta y Uliana, 1994). En el tope de los depósitos Leonenses de la Cuenca del Golfo San Jorge se registra una discontinuidad que representa un hiato que separa los depósitos Leonenses de los suprayacentes Superpatagonienses (límite entre las secuencias II y III de la Formación Chenque según Bellosi y Barreda, 1993). Este hiato se inicia a los 21 Ma aproximadamente y su amplitud temporal se incrementa de este a oeste (Bellosi y Barreda, 1993; Legarrta y Uliana, 1994). Para la región sudeste de Santa Cruz no existen datos suficientes como para extender esta discontinuidad hacia el sur. Más aún, la sucesión de la Formación Monte León no parece tener discontinuidades internas, siendo un paquete enteramente somerizante. Para la región sudoccidental de Santa Cruz, esta discontinuidad podría representar parte del hiato reconocido entre las formaciones Río Leona y Estancia 25 de Mayo (Barreda et al., 2009; este trabajo).

El máximo transgresivo en el sudoeste de Santa Cruz ocurre cercano a los 20 Ma, momento en el cual se alcanzan las mayores profundidades marinas en la Formación Estancia 25 de Mayo, formando cuencas de mar abierto (plataforma nerítica) que tuvieron su desarrollo areal extendido hacia el oeste y noroeste de la provincia de Santa Cruz, hasta las estribaciones de la Cordillera Patagónica (Figura 5.10B). Este episodio transgresivo se encuentra representado por la Formación Estancia 25 de Mayo, además del “Patagoniano” de Lago Cardiel (Parras et al., 2008b). Probablemente esta sea, al menos en parte, la edad de los depósitos reconocidos en Lago Posadas, los cuales subyacen en concordancia a la Formación Santa Cruz (Bande 2007), y de los depósitos de la Formación Guadal en la región de Aysén, Chile (Frassinetti y Covacevich, 1999). Este momento de máximo transgresivo se asigna a la transgresión Superpatagoniana en la provincia de Santa Cruz, período en el cual la invasión marina alcanzó su mayor desarrollo areal. Durante este momento, en el sudeste de Santa Cruz se registran las últimas fases de la sedimentación del Miembro Monte Observación de la Formación Monte León (Fleagle et al., 1995) en ambientes transicionales (Figura 5.10B), indicando que en este sector la subsidencia fue algo menor. La subsidencia ocasionada por la carga tectónica durante el levantamiento de la cordillera al oeste produjo una fosa elongada en sentido norte sur (Figura 5.8B), en la cual los depósitos marinos permanecieron un tiempo breve antes de ser reemplazados por los sistemas continentales de la Formación Santa Cruz. Esta subsidencia también sería la causa de las mayores profundidades registradas en la porción más occidental del Miembro Quién Sabe de la Formación Estancia 25 de Mayo.

A partir de los 19 Ma comienza la regresión de los sistemas sedimentarios, aunque pueden existir episodios transgresivos menores de alta frecuencia. En este período, se desarrollan extensas planicies costeras con dominio de corrientes de mareas, las cuales se encuentran representadas por el Miembro Monte Observación de la Formación Monte León (Fleagle *et al.*, 1995) y el Miembro Bandurrias de la Formación Estancia 25 de Mayo. En los depósitos estuarinos del Miembro Bandurrias, las paleocorrientes, principalmente controladas por la acción de mareas, indican direcciones en paralelo con esta la depresión elongada en sentido norte-sur. Nótese que para este momento también en la Cuenca del Golfo de San Jorge se reconocen depósitos marinos, representados por la parte superior de la Formación Chenque y asignados a la transgresión "Superpatagoniana", los cuales también fueron depositados en ambientes dominados por mareas (Bellosi, 1995).

Finalmente, aproximadamente a partir de los 17 Ma se instauran los depósitos continentales de las formaciones Santa Cruz y Pinturas (Fleagle et al., 1995; Kramarz y Bellosi, 2005), los cuales cubren una extensa área en toda la región de Santa Cruz y el sur de Chubut (Figura 5.8C), progradando directamente hacia el este, con procedencia desde las regiones elevadas de la Cordillera de los Andes, la cual registra un pico de levantamiento en el Mioceno medio (Kraemer *et al.*, 2002). En este momento, para la Cuenca del Golfo de San Jorge se registra la última etapa de la transgresión Superpatagoniana (Bellosi, 1995; Goin et al., 2007), cuyos depósitos aparecen por encima del Miembro Colhue Huapi de la Formación Sarmiento, cuyo techo se estima en 17 Ma (Ré et al., 2010). En Monte León la Formación Santa Cruz se dató en su parte inferior en 16,5 Ma (Fleagle et al., 1995). Por su parte la Formación Pinturas en el noroeste de Santa Cruz registra edades de entre 17,76 y 16,4 Ma (Fleagle et al., 1995). Marshall et al. (1986) establecieron la edad de la Formación Santa Cruz entre los 17.6 y 16 Ma. La parte más baja de la Formación Santa Cruz en Lago Argentino se dató en esta Tesis Doctoral en 18,8 Ma, lo cual constituye una de las edades más antigua registrada para esta unidad.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

6. CONCLUSIONES

El análisis sedimentológico del “Patagoniano” en Lago Argentino, representado por la Formación Estancia 25 de Mayo, permitió establecer diferencias litológicas entre los miembros Quién Sabe, inferior, y Bandurrias, superior, separados por una discontinuidad de alcance regional. Adicionalmente, este análisis permitió estimar los paleoambientes de sedimentación y las relaciones estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes.

El Miembro Quién Sabe yace en paraconcordancia sobre la Formación Río Leona, de carácter continental. El paleoambiente de depositación es marino de plataforma, en donde se registran eventos de tormentas y otros de condensación estratigráfica, con un arreglo general somerizante, culminando con depósitos asignados a planicies costeras. Por su parte, el Miembro Bandurrias, superior, se compone de sedimentitas que contienen un gran número de estructuras sedimentarias tractivas, depositadas en ambientes marinos someros en donde dominaron las corrientes producidas por oleaje y mareas, con variables cantidades de fósiles marinos y bioturbación. Estos ambientes varían desde netamente marinos, especialmente en la parte inferior, hasta continentales, con ambientes transicionales estuarinos a deltaicos dominados por mareas, formando un arreglo general progradante. El tope de este miembro es transicional con las facies continentales de la Formación Santa Cruz.

Entre ambos miembros se reconoce una discontinuidad importante denominada Discontinuidad Interna, la cual marca un cambio general en el modo de acumulación, y fue originada a partir de un ascenso relativo del nivel del mar.

Se analizaron en detalle dos niveles piroclásticos, el inferior en el Miembro Quién Sabe, y el superior en el límite entre el Miembro Bandurrias y la Formación Santa Cruz. Estos niveles registran la actividad del volcanismo explosivo concomitante con la sedimentación de la unidad, y cada uno muestra arreglos de facies y geometrías contrastantes, remarcando el control que los ambientes sedimentarios tienen sobre el modo de depositación y preservación del material piroclástico aportado bruscamente a los sistemas sedimentarios.

Con el esquema paleoambiental entendido y su ordenamiento vertical en la columna sedimentaria se definieron ciclos de sedimentación de diferentes jerarquías o rangos. El ciclo de mayor rango lo constituye el paquete formado por las formaciones Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz, marcando una progradación de carácter regional. A su vez, se reconocen ciclos de menor rango. Por un lado existen dos ciclos registrados por la somerización dentro de cada miembro, dentro de los cuales se reconocen ciclos de menor rango aún, que se definen por

paquetes granodecrecientes limitados en su base por discontinuidades erosivas asociadas a fluctuaciones menores del nivel relativo del mar. Estos ciclos de rango más bajo están mejor representados en el Miembro Bandurrias.

El análisis sedimentológico se extendió hacia otras localidades y unidades del sur santacruceño en las que se determinaron en forma general los paleoambientes de sedimentación y las relaciones estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes.

Se realizó un análisis isotópico de C, O y Sr sobre muestras calcíticas procedentes de ostras, preservadas en numerosos niveles en toda la columna estratigráfica. Estos niveles se encuentran intercalados en ambientes tanto marinos como transicionales. Los resultados de este análisis permitieron reconocer variaciones controladas por factores paleoambientales (primarios) y de alteración (secundarios). En el primer caso, los controles detectados sobre la composición isotópica (carbono y oxígeno) se relacionan con las paleotemperaturas y con las paleosalinidades del agua en donde las ostras vivieron. Las paleotemperaturas registradas se encuentran en un rango de entre 15º y 23º centígrados, lo cual representa un clima más calido que el actual pero con un rango de variaciones estacionales similar. Por su parte, las variaciones de salinidad se deducen de los valores negativos, tanto para el $\delta^{18}O$ como para el $\delta^{13}C$ que no pueden ser explicados por cambios de temperatura, ni alteración del material biogénico original. Adicionalmente, las interpretaciones basadas en el análisis de facies y fósiles son coherentes con los resultados obtenidos mediante el análisis isotópico.

La distribución de las variaciones de paleosalinidad encontradas a lo largo de la columna sedimentaria indica una disminución de la misma hacia la parte superior, causada por una mayor influencia de la descarga fluvial en el sistema costero hacia el tope del Miembro Bandurrias. Esta disminución de salinidad está registrada únicamente por especímenes de *Crassostrea orbignyi*, lo cual permite afirmar que esta especie se encontraba adaptada a vivir en ambientes de aguas salobres, mientras que *Crassostrea hatcheri* solo habitaba ambientes marinos de salinidad normal.

Las pequeñas variaciones de salinidad no han afectado la composición de isótopos de Sr original del carbonato, debido a que el agua dulce contiene una cantidad de Sr total 100 veces menor que el agua oceánica y por ende se necesita un grado de dilución elevado para que esta composición se vea alterada.

Además de los factores ambientales que controlaron la composición isotópica del carbonato en las ostras, se detectaron controles debidos a alteración. Éstas se encuentran estrechamente relacionadas con la microestructura de las valvas. Es así que para la

microestructura tipo chalky, la cual es típica del grupo de las ostras y es originalmente muy porosa, los valores isotópicos registrados se desvían notablemente del resto de las muestras procedentes de otras microestructuras. Esta desviación no se puede explicar mediante procesos ambientales, sino que es producto de una alteración posdepositacional de la microestructura, favorecida por su elevada porosidad en relación al resto de las microestructuras.

Las conclusiones obtenidas a través del análisis de facies y el análisis isotópico son coherentes entre si, lo que indica que la combinación de estas metodologías conforma una excelente herramienta para la determinación de paleoambientes de sedimentación. El análisis isotópico para el estudio de variaciones de paleosalinidades sólo es practicable cuando se conoce el estado de preservación del carbonato biogénico original.

El estudio de isótopos de Sr no sólo permitió detectar alteraciones diagenéticas y variaciones paleoambientales, sino que pudo ser utilizado para la datación de la unidad sedimentaria. Esto, combinado con el análisis de isótopos de U y Pb procedentes de circones de niveles piroclásticos, permitieron estimar la edad de acumulación del “Patagoniano” en el sur del Lago Argentino. Los resultados obtenidos mediante cada una de las técnicas mencionadas son muy consistentes entre sí, permitiendo datar el inicio y el final de la transgresión, entre 20 y 18,8 Ma, respectivamente.

Estas determinaciones cronoestratigráficas y paleoambientales, más la distribución geográfica de los afloramientos, en conjunto con los antecedentes registrados para estas unidades, permitieron establecer correlaciones regionales entre los depósitos asignados al “Patagoniano”, como así también bosquejar los mapas paleogeográficos para el Mioceno temprano en la región. De esta manera, se correlaciona a la Formación Estancia 25 de Mayo con la parte superior de la Formación Monte León, como así también con los depósitos del Patagoniano descriptos en Lago Cardiel y Lago Posadas. Adicionalmente se correlaciona estos depósitos con la parte superior de la Formación Chenque en la cuenca del Golfo de San Jorge y se los asigna conjuntamente a la transgresión Superpatagoniana. La distribución de estos afloramientos permite inferir una zona de subsidencia activa concomitante con la transgresión, elongada en sentido norte sur en paralelo con el frente orogénico para el Mioceno temprano.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, J. R. L., 1982. Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with applications to the Folkestone beds (Early Cretaceous, southeast England). Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 306: 291-345.

Allen, G. P. y Posamentier, H. W., 1993. Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. Joutnal of Sedimentary Petrology 63(3): 378-391.

Ameghino, F., 1906. Las formaciones sedimentarias del Cretáceo superior y del Terciario de Patagonia, con un paralelo entre sus faunas mastológicas y las del Antiguo Continente. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires, Serie 3 (8), 1–568.

Andreis, R. R, 2002. Cuenca de Baqueró. Secuencia volcanoclástica eocretácia del Macizo del Deseado. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-10: 149-164. Buenos Aires.

Arbe, H. A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-8: 103-128. Buenos Aires.

Arnott, R. W. C. y Hand, B. M., 1989. Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain. Journal of Sedimentary Petrology, 59 (6): 1062-1069.

Ashley, G. M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look to an old problem. Journal of Sedimentary Research 60 (1): 160-172.

Aucour, A. M., Sheppard, S. M. F y Savoye, R., 2003. $\delta^{13}C$ of fluvial mollusk shells (Rhône River): A proxy for dissolved inorganic carbon? Limnology and Oceanography 48 (6): 2186-2193.

Bande, A. E., 2007. Geología y sedimentología del Cenozoico de la margen sur del lago Posadas, provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Inédito.

Barreda, V. D., 1996. Bioestratigrafía de polen y esporas de la Formación Chenque, Oligoceno tardío? — Mioceno de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Patagonia, Argentina. Ameghiniana 33(1): 35–56.

Barreda, V. D., 1997. Palinoestratigrafía de la Formación San Julián en el área de Playa La Mina (Provincia de Santa Cruz), Oligoceno de la cuenca Austral. Ameghiniana 34 (3): 283-294.

Barreda, A. D. y Palamarczuk, S., 2000. Palinomorfos continentales y marinos de la Formación Monte León en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 37 (1): 3-12.

Barreda, V. y Bellosi, E., 2003. Ecosistemas del Mioceno Temprano de la Patagonia central, Argentina: primeros avances. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, n.s. 5(2): 125-134.

Barreda, V. D., Palazzesi, L. y Marenssi, S., 2009. Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): Stratigraphical and paleoenvironmental implications. Review of Palaeobotany and Palynology, 151 (1-4): 22-33.

Bellosi, E. S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. Boletín de Informaciones Petroleras 44: 50-83.

Bellosi, E. S., 2010. Physical stratigraphy of the Sarmiento Formation (middle Eocene – lower Miocene) at Gran Barranca, central Patagonia. En: Madden, R. H., Carlini, A. A., Vucetich, M. G. y Kay, R. F. (Eds.), The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and

Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia. Cambridge University Press, p. 19-31.

Bellosi, E. y Barreda, V., 1993. Secuencias y palinología del Terciario medio en la Cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1, 78–86.

Bertels, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 496-501.

Bertels, A., 1977. Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina. Ameghiniana 14 (1–4), 233– 293.

Bertels, A., 1980. Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos de la Formación Monte León (Oligoceno) en su área tipo, provincia de Santa Cruz, República Argentina. II Congreso Argentino de Paleontología y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas, 2: 213-273.

Bhattacharya, A., 1997. On the origin of non-tidal flaser bedding in point bar deposits of the river Ajay, Bihar and West Bengal, NE India. Sedimentology 44: 973-975.

Biddle, K. T., Uliana, M .A., Mitchum Jr., R. M., Fitzgerald, M. G., y Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen y Homewood (Eds.), *Foreland Basins*, Special Publication, International Association of Sedimentologists 8: 41-61. Blackwell.

Bonadonna, C., Ernst, G. G. J. y Sparks, R. S. J., 1998. Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. Journal of Volcanology and Geothermal Research 81: 173–187.

Bowen, G. J y Wilkinson, B., 2002. Spatial distribution of $\delta^{18}O$ in meteoric precipitation. Geology 30: 315-318.

Bown, T. M., Larriestra, C. N. y Powers, D .W., 1988. Análisis paleoambiental de la formación Pinturas (Mioceno Inferior), Provincia de Santa Cruz. Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1, 31–35.

Bown, T. M. y Larriestra, C. N., 1990. Sedimentary paleoenvironments of fossil platyrrhine localities, Miocene Pinturas Formation, Santa Cruz province, Argentina. Journal of Human Evolution 19: 87–119.

Boyd, R., Dalrymple R. W. y Zaitlin, B. A., 2006. Estuarine and incised-valley facies models. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G (Eds.), Facies Models Revisited, SEPM Special Publication 84: 171-235.

Bryant, J. D., Jones, D. S. y Mueller, P. A., 1995. Influence of freshwater flux on $^{87}Sr/^{86}Sr$ chronostratigraphy in marginal marine environments and dating of vertebrate and invertebrate faunas. Journal of Paleontology 69(1): 1-6.

Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M. y Dantas, E. L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais da Academia Brasileira de Ciências 81(1): 1-16.

Camacho, H. H., 1979. Significados y usos de “Patagoniano”, “Patagoniense”, “Formación Patagónica”, “Formación Patagonia” y otros términos de la estratigrafía del Terciario marino argentino. Asociación Geológica Argentina, Revista, 34 (3): 235-242.

Camacho, H. H., Chiesa, J. O. y Parma, S. G., 1998. Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53 (2): 273-281.

Camacho, H. H., Chiesa, J. O., Parma, S. G. y Reichler, V., 2000. Invertebrados marinos de la Formación Man Aike (Eoceno Medio), Provincia de Santa Cruz, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 64: 187-208. Córdoba.

Carriker, M. R. y Palmer, R. E., 1979. A new mineralized layer in the hinge of the oyster. Science 206: 691 – 693.

Carter, J. G., 1990. Shell microstructural data for the Bivalvia. En: Carter, J. G. (Ed.), Skeletal Biomineralization: Patterns, Processes and Evolutionary Trends, vol. I. Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 297-391.

Casadío, S., Feldmann, R. M y Foland, K. A., 2000a. $^{40}Ar/^{39}Ar$ age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich "Patagonian" beds. Journal of South American Earth Sciences 13: 123-132.

Casadío, S., Guerstein, G. R., Marenssi, S., Santillana, S., Feldmann, R., Parras, A. y Montalvo, C., 2000b. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 37 (4) 71R.

Casadío, S., Parras, A., Marenssi, S. y Griffin, M., 2001. Edades $^{87}Sr/^{86}Sr$ de *Crassostrea? Hatcheri* (Ortmann) - Bivalvia, Ostreoidea – en el "Patagoniano" de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 38 (4) 30R.

Casadío, S., Griffin, M., Marenssi, S., Net, L., Parras, A., Rodriguez Raising, M. y Santillana, S., 2009. Paleontology and sedimentology of middle Eocene rocks in Lago Argentino area, Santa Cruz Province, Argentina. Ameghiniana 46 (1): 27-48.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L, Galloway, W. E, Gibling, M. R, Giles, K. A., Holbrook, J. M, Jordan, R., Kendall, C. G., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D,. Neal, J. E, Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W, Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M. E. y Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews 92: 1–33.

Chiesa, J. O. y Camacho, H. H., 1995. Litoestratigrafía del Paleógeno marino en el noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Monografía 11: 9-15. Buenos Aires, Argentina.

Chiesa, J. O., Parma, S. G. y Camacho, H. H., 1995. Invertebrados marinos de la Formación El Chacay (Eoceno), provincia de Santa Cruz, Argentina. Sistemática y bioestratigrafía. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires, 11: 17-68.

Chinzei, K., 1986. Shell structure, growth and functional morphology of an elongate Cretaceous oyster. Palaeontology, 29: 139-154.

Chinzei, K., 1995. Adaptive significance of the lightweight shell structure on soft bottom oysters. Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie. Abhandlungen (195): 217-227.

Choi, K. S., Dalrymple, R. W., Chun, S. S. y Kim, S., 2004. Sedimentology of modern inclined heterolithic stratification (IHS) in the macrotidal Han River delta, Korea. Journal of Sedimentary Research 74 (5): 677-689.

Crawford, R. S, Casadío, S., Feldmann, R. M., Griffin, M., Parras, A. y Schweitzer, C. E., 2008. Mass mortality of fossils decapods within the Monte León Formation (Early Miocene), southern Argentina: victims of Andean volcanism. Anals of Carnegie Museum 77 (2): 259-287.

Cuitiño, J. I. y Scasso, R. A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagonaino y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(3): 406-417.

Dalrymple, R. W, Zaitlin, B. A. y Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology 62 (6): 1130-1146.

Dalrymple, R. W. y Rhodes, R. N., 1995. Estuarine dunes and bars. In: Perillo, G. M. E. (Ed.), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Elsevier Science, Developments in Sedimentology 53, 359–422. Amsterdam.

Dalrymple, R. W. y Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Science Reviews 81: 135–174.

Darwin, Ch. 1846. Geological observations on the volcanic islands and part of South America visited during the voyage of the H. M. S. Beagle, under the command of Capt. Fitz Roy, R. N. during the years 1832 to 1836. Smith Elder and co Ed., London, 279 p.

de Barrio, R. E., Yané, G. S. y Bond, M., 1984. La Formación Santa Cruz en el borde occidental del Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz) y su contenido paleontológico. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas IV, 539-556.

deBoer, P. L., Oost, A. P. y Visser, M. J., 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. Journal of Sedimentary Petrology 59 (6): 912-921.

del Río, 2004. Tertiary marine molluscan assemblages of eastern Patagonia (Argentina): a biostratigraphic analysis. Journal of Paleontology 78 (6): 1097-1122.

Di Paola, E., C. y Marchese, H., G., 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián – desembocadura del río Santa Cruz). Provincia de Santa Cruz. República Argentina. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 207-222.

d´Orbigny, A., 1842. Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République du Bolivia, la République du Perou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. P. Bertrand. Paris, V. Levrault, Strasbourg, vol. 3, 4.

Einsele, G., 2000. Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. Segunda Edición. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 792 pp.

Emiliani, C., 1978. The cause of ice ages. Earth and Planetary Science Letters 37 (3): 349-354.

Epstein, S. y Mayeda, T., 1953. Variation of O^{18} content of waters from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta 4: 213-224.

Faure, G. y Mensing, T. M., 2005. Isotopes: principles and applications. Tercera edición. J. Wiley & Sons, Hoboken, New Yersey, USA.

Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). (Expedición Alberto de Agostini 1930-31). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 37 (1): 3-255.

Feruglio, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Ministerio de Industria y Comercio de la República Argentina. Buenos Aires. 1: 1-334.

Fleagle, J. G., Bown, T. M., Swisher, C. y Buckley, G., 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-135. Trelew.

Flynn, J. J. y Swisher, C. C., 1995. Cenozoic South American Land Mammal Ages: correlation to global geochronologies. In: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P and Hardenbol, J (Eds). Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation, SEPM, Special Publication 54, pp. 317–333.

Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C., 1938. Una reunión de Geólogos de YPF y el problema de la Terminología Estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras 15: 31-95.

Frassinetti, D. y Covacevich, V. 1999. Invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, región de Aysén, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 51: 96 p.

Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 140, 1-51.

Furque, G. y Camacho, H.H., 1972. El Cretácico Superior y terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 61-75. Buenos Aires.

Gautier, D. L., Kharaka, Y. K. y Surdam, R. C., 1985. Relationship of organic matter and mineral diagenesis. SEPM Lecture Notes for Short Course No. 17, 279 pp.

Ghiglione, M. C, Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E. O., Pizzio, F. y Reinoso, R. M., 2009. Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 215-226.

Giacosa, R. E. y Márquez, M M., 2002. El basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-2: 45-55. Buenos Aires.

Giacosa, R. E., Márquez, M M. y Panza, J. L., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-2: 33-44. Buenos Aires.

Gibling, M. R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. Journal of Sedimentary Research 76: 731–770.

Goin, F., Abello, A., Bellosi, E., Kay, R., Madden, R. y Carlini, A. 2007. Los Metatheria sudamericanos de comienzos del Neógeno (Mioceno Temprano, Edad-mamífero Colhuehuapense). Parte I: Introducción, Didelphimorphia y Sparassodonta. Ameghiniana 44(1): 29-71.

Guerstein, G. R., Guler, M. V. y Casadío, S., 2004. Palynostratigraphy and palaeoenvironments across the Oligocene-Miocene boundary within the Centinela Formation, southwestern Argentina. En: Beaudoin, A. B. y Head, M. J., The Palynology and Micropalaeontology of boundaries. Geological Society, London, Special Publications, 230: 325-343.

Harrington, H. J. y Leanza, A. F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication, 1, 276 pp.

Hatcher, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. American Journal of Sciences, Fourth Series, Vol. IV (23): 327-354.

Hatcher, J. B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. American Journal of Sciences (4) 9(50): 85-107.

Hatcher, J. B., 1903. Geography of Southern Patagonia. In Scott, W.B. (ed.) Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896-1899, J. Pierpoint Morgan Publishing Foundation, Narrative of the expeditions 1: 45-332, Princeton.

Hayes, S. K., Montgomery, D. R. y Newhall, C. G., 2002. Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. Geomorphology 45: 211–224.

Hechem, J. J. y Strelkov, E. E., 2002. Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo de San Jorge. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-9: 129-147. Buenos Aires.

Heredia, M. E., Paez, M. M., Guerstein, G. R. y Casadío, S. A., 2008. Palinología del miembro Gran Bajo de la Formación San Julián (Oligoceno superior), Provincia de Santa Cruz. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, p. 82. Buenos Aires.

Hervé, F., Pankhurts, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M. y Yaxley, G. M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. Lithos 97: 373–394.

Higuera-Ruiz, R. y Elorza, J., 2004. Adaptación morfológica y microestructural de *Crassostrea* sp. en zonas de bahías contaminadas de Cantabria. Estudio preeliminar. Geogaceta 36:147-150.

Hünicken, M., 1955. Depósitos neocretácicos y terciarios del extremo SSW de Santa Cruz. Cuenca carbonífera de Río Turbio. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Ciencias Geológicas 4(l), 1-164.

Ihering, H. von, 1897. Os molluscos dos terrenos terciarios da Patagonia. Revista do Museu Paulista (2): 217-382.

Ihering, H. von, 1907. Les mollusques fossiles du Tertiaire et du Cretace supérieur de l´ Argentine. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, XIV, serie 3: 1-611.

Kay, R. F., Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., Perry, J. M. G., Prevosti, F. J. y Fernicola, J. C., 2008. Two new fossil vertebrate localities in the Santa Cruz Formation (late early – early middle Miocene, Argentina), -51º South latitude. Journal of South American Earth Sciences 25: 187–195.

Ke, X., Evans, G. y Collins, M. B., 1996. Hydrodynamics and sediment dynamics of The Wash embayment, eastern England. Sedimentology (43): 137– 174.

Kidwell, S. M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In: Taphonomy. Releasing the data locked in fossil record. Allison, P.A. and Briggs, D.E. (Eds.). Topics in Geobiology Vol. 9, Plenum Press, New York.

Kirby, M. X., Soniat, T. M. y Spero H. J., 1998. Stable isotope sclerochronology of Pleistocene and Recent oyster shells (*Crassostrea virginica*). Palaios 13: 560–569.

Kirby, M. X., 2000. Paleoecological differences between Tertiary and Quaternary *Crassostrea* oysters, as revealed by stable isotope sclerochronology. Palaios 15: 132–141.

Kirby, M. X., 2001. Differences in growth rate and environment between Tertiary and Quaternary *Crassostrea* oysters. Paleobiology 27(1): 84–103.

Kneller, B. C. y Branney, M. J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick ungraded sands. Sedimentology 42, 607–616.

Kraemer, P. E. y Riccardi, A. C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49º 40'-50º 10'lat. S), Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (3): 333-360.

Kramarz, A. G. y Bellosi, E. S., 2005. Hystricognath rodents from the Pinturas Formation, Early–Middle Miocene of Patagonia, biostratigraphic and paleoenvironmental implications. Journal of South American Earth Sciences 18: 199–212.

Lee, W. S., Kang, G., Lee, K. B. y Park, S. B., 2009. New approach for fabrication of folded-structure SiO_2 using oyster shell. Micron 40: 713-718.

Legarreta, L. y Uliana, M. A., 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el supracretácico-neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. Ameghiniana 31(3): 257–281.

Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1307-1388.

Lirer, L. y Vinci, A., 1991. Grain-size distributions of pyroclastic deposits. Sedimentology 38: 1075-1083.

Macellari, C. E., Barrio, C. A. y Manassero, M. J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). Journal of the South American Earth Sciences 2 (3): 223-239.

Malumián, N., 1990. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste del Lago Cardiel), Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 365-385.

Malumián, N., 1994. Foraminíferos nuevos o característicos del Eoceno medio de cuenca Austral: significado paleozoogeográfico. Ameghiniana 31(2):139-151.

Malumián, N., 2002. El terciario marino. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-15: 237-244. Buenos Aires.

Malumián, N. y Caramés, A., 1997. Upper Campanian-Paleogene from Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. Journal of South American Earth Sciences 10(2):189- 201.

Malumián, N. y Náñez, C. 1998. El género *Transversigerina* y la edad de la transgresión Patagoniana. 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1:285-290.

Malumián, N., Ardolino, A. A., Franchi, M., Remesal, M., y Salani, F., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. In: Geología Argentina (Caminos, R., editor), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(18): 557-612.

Manassero, M. J., Iñiguez Rodríguez, A. M. y Decastelli, O. O., 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior en la Cuenca Austral Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 37-46.

Manassero, M. A., Griffin, M y Pastorino, G., 1997. Coquinas and shelf deposits of the San Julián Formation (Upper Eocene - Lower Oligocene) southern Patagonia, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (3): 286-296.

Marenssi, S. A., Casadío, S. y Santillana, S. N., 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (3): 341-344.

Marenssi, S. A., Limarino, C. O., Tripaldi, A. y Net, L. I., 2005. Fluvial systems variations in the Río Leona Formation: tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 19: 359-372.

Marshall, L. G., Pascual, R., Curtis, G. H. y Drake, R. E., 1977. South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. Science 195 (4284): 1325-1328.

Marshall, L. G., Drake, R. E., Curtis, G. H., Butler, R. F., Flanagan, K. M. y Naeser, C. W., 1986. Geochronology of type Santacrucian (Middle Tertiary) Land Mammal Age, Patagonia, Argentina. Journal of Geology 94(4): 448-457.

Martin, A. J., 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. Sedimentary Geology 136: 1–5.

McArthur, J. M., Howarth, R. J. y Bailey, T. R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. Journal of Geology 109: 155-170.

Miall, A. D., 1999. In defense of facies classifications and models. Journal of Sedimentary Research, 69 (1): 2-5.

Michael, P. J., 1984. Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite (southern Chile) by in situ fractional crystallization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 87:179-195.

Michael, P. J., 1991. Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108:396-418.

Mozley, P. S. y Burns, S. J., 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. Journal of Sedimentary Petrology 63 (1): 73-83.

Mulder, T. y Syvitski, J. P. M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world ocean. Journal of Geology 103: 285-299.

Mulder, T. y Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48: 269-299.

Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugères, S. y Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology 20: 861–882.

Náñez, C., 1989. Foraminíferos y bioestratigrafía del Terciario medio de Santa Cruz oriental. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43 (4): 493-517.

Náñez, C., Quattrocchio, M. y 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 (4): 669-693.

Nielsen, L. H., Johannessen, P. N. y Surlyk, F., 1988. A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denmark. Sedimentology 35: 915-937.

Niemeyer, H., 1975. Geología de la región comprendida entre el Lago General Carrera y el río Chacabuco, Provincia de Aisén, Chile. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 309p. Santiago.

Nio, S. D. y Yang, C. S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: Smith, D. G., Reinson, G. E., Zaitlin, B. A. y Rahmani, R. A. (Eds.), Clastic Tidal Sedimentology. Canadian Society of Petroleoum Geologists, Memoir 16: 3-28.

Nullo, F. y Combina, A., 2002. Sedimentitas terciarias continentales. En M. J. Haller (Ed.), Geología y Recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-16: 245-258. Buenos Aires.

Nullo, F. E., Proserpio, C. y Ramos, V., 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina – Chile. VII Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 455-470.

Nullo, F. E., Panza, J. L. y Blasco, G, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(18): 528-535.

Ortmann, A. E., 1897. On some of the large oysters of Patagonia: American Journal of Science (4): 355–357.

Ortmann, A. E., 1902. Tertiary Invertebrates. In Scott, W. B. (ed.) Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896- 1899, J. Pierpoint Morgan Publishing Foundation, Paleontology volume 4(I), Part 2: 45- 332, Princeton.

Pankhurst, R. J., Leat, P. T, Sruoga, P., Rapela, C. W., Márquez, M., Storey, B. C., Riley, T. R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West

Antarctica: A silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research 81: 113–136.

Panza, J. L. e Irigoyen, M. V., 1994. Hoja Geológica 4969 - IV Puerto San Julián, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 211 (Nueva Serie):1-77.

Panza, J. L. y Haller, M. J., 2002. El volcanismo jurásico. En: M. J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-7: 89-101. Buenos Aires.

Panza, J. L., Sacomani, L. E. y Cobos, J. C., 2003. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.

Parras, A. y Casadío, S., 2005. Taphonomy and sequence stratigraphic significance of oyster-dominated concentrations from the San Julián Formation, Oligocene of Patagonia, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 217: 47– 66.

Parras, A. y Casadío, S., 2006. The Oyster *Crassostrea? hatcheri* (Ortmann, 1897), a Physical Ecosystem Engineer from the Upper Oligocene–Lower Miocene of Patagonia, Southern Argentina. Palaios (21): 168–186.

Parras, A., Griffin, M. y Guerstein, R., 2008a. Significado paleoambiental de concentraciones de *Crassostrea orbignyi* (Ihering, 1897), en el Mioceno inferior del sur de Patagonia, Argentina. Actas de la XII Reunión Argentina de Sedimentología. Buenos Aires.

Parras, A., Griffin, M., Feldmann, R., Casadío, S., Schweitzer, C. y Marenssi, S., 2008b. 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.

Parras, A. y Griffin, M., 2009. Darwin's Great Patagonian Tertiary Formation at the mouth of the Río Santa Cruz: a reappraisal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (1): 70-82

Piatnizky, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras, 15 (165): 45-85. Buenos Aires.

Plink-Björklund, P. y Steel, R. J., 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. Sedimentary Geology, 165: 29-52.

Pufahl, P. K. y James, N. P., 2006. Monospecific Pliocene oyster buildups, Murray Basin, South Australia: Brackish water end member of the reef spectrum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 233: 11 –33.

Pujana, R. R., 2007. New fossil woods of Proteaceae from the Oligocene of southern Patagonia. Australian Systematic Botany, 20: 119-125.

Pujana, R. R., 2008. Estudio paleoxilológico del Paleógeno de Patagonia austral (Formaciones Río Leona, Río Guillermo y Río Turbio) y Antártida (Formación La Meseta). Tesis Doctoral. Inédito. Universidad de Buenos Aires.

Ramos, V. A., 1982. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista, 37 (1): 23-49.

Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: R. Caminos (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29. Buenos Aires, 796p.

Ramos, V., 2004. La *Plataforma Patagónica* y sus relaciones con la Plataforma Brasilera. En: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Ré Carneiro, C. D. y Brito Nebes, B. B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Alemida*. Beca; São Paulo, Brasil, 647p.

Ramos, V., 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences 26: 235-251.

Ré, G. H., Bellosi, E. S., Heizler, M., Vilas, J. F., Madden, R. H., Carlini, A. A., Kay, R. F. y Vucetich, G., 2010. A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca. En: Madden, R. H., Carlini, A. A., Vucetich, M. G. y Kay, R. F. (Eds.), The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia. Cambridge University Press, p. 46-59.

Reineck, H. y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology 11: 99-104.

Riccardi, A. C. y Rolleri, E. O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, II: 1173-1306. Córdoba.

Riggi, J. C., 1958. Resumen Geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina 12: 65-97.

Riggi, J. C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia. Asociación Geológica Argentina, Revista 33 (2): 158-171.

Riggi, J. C., 1979a. Nuevo Esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 1-11.

Riggi, J. C., 1979b. Estratigrafía cretácica terciaria del subsuelo de Cabo Buen Tiempo, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34 (4): 255-270.

Robbiano, J. A., Arbe, H. A. y Gangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 17: 323-341. Buenos Aires.

Rodríguez, M. F. y Cobos, J. C., 2008. Las sedimentitas marinas del Cretácico superior y Paleógeno en la margen norte del río Santa Cruz, provincia de Santa Cruz. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas: 1045-1046. San Salvador de Jujuy.

Rodriguez, P. E., Tauber, A. A. y Krapovickas, J. M., 2008. Asociaciones tafonómicas y tasa sedimentaria en piroclastitas de la Formación Santa Cruz (Mioceno temprano-medio), Patagonia Austral. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, p.154. Buenos Aires.

Rodriguez Brizuela, R. y Pujana, R. R., 2006. Reconstructing the alluvial burying process of a tree in life position, Paleogene of South Patagonia, Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología, p 194. San Carlos de Bariloche, Argentina.

Rodríguez Raising, M., Marenssi, S. y Casadío, S., 2008. Sedimentología de los depósitos fluviales del Paleógeno medio de la Cuenca Austral, sudoeste de Santa Cruz. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, p. 155. Buenos Aires.

Rovereto, G., 1921. Studi di Geomorfologia Argentina V. La Peninsola de Valdéz. Bollettino della Societa Geologica Italiana, XL: 1-47.

Russo, A. y Flores, M. A., 1972. Patagonia austral extraandina. En: Leanza, A. F. (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 809 p.

Scasso, R A. y Limarino, C. O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación especial Nº 1 de la Asociación Argentina de Sedimentología, 258 p.

Scasso, R. A. y Castro, L. N, 1999. Cenozoic phosphatic deposits in North Patagonia, Argentina: Phosphogenesis, sequence-stratigraphy and paleoceanography. Journal of South American Earth Sciences. Volume 12 (5): 471-487.

Seilacher, A., Matyja, B. A. y Wierzbowski, A., 1985. Oyster beds: Morphologic response to changing substrate conditions. En: Friefman, G. M., Bayer, U. y Seilacher, A.,

Sedimentary and Evolutionary Cycles. Lecture Notes in Earth Sciences 1: 465 p. Srpinger, New York.

Smith, G. A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments. In: Sedimentation in volcanic settings (Fisher, R. V. and Smith, G. A., editors). SEPM Special Publication 45: 109-123.

Stenzel, H., 1971. Oysters. In: Moore, R. C., Teichert, C. (Eds.), Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N. Mollusca 6. Bivalvia 3. University of Kansas and Geological Society of America, Lawrence, pp. 953–1224.

Surge, D., Lohmann, K. C. y Dettman, D. L., 2001. Controls on isotopic chemistry of the American oyster *Crassostrea virginica*: implication for growth patterns. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 172: 283-296.

Sztanó, O. y de Boer, P. L., 1995. Basin dimensions and morphology as controls on amplifications of tidal motions (the Early Miocene North Hungarian Bay). Sedimentology 42: 665-682.

Tauber, A. A., 1997a. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. Ameghiniana 34 (4): 413–426.

Tauber, A. A., 1997b. Paleoecologia de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. Ameghiniana 34 (4): 517-529.

Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverley-Range, E. A. y Koster, E. H., 1987. Inclined heterolithic stratification – Terminology, description, interpretations and significance. Sedimentary Geology 53: 123-179.

Ugarte, F., 1957. El Grupo de Río Zeballos en el flanco occidental de la meseta Buenos Aires (provincia de Santa Cruz). Revista de la Asociación Geológica Argentina 11 (3): 202-216.

Vail, P. R., Mitchum, M y Thompson, S., 1977. Global cycles of relative changes of sea level in seismic stratigraphy application to the hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 83-98. Tulsa, USA.

Van den Berg, J. H., Boersma, J. R. y van Gelder, A. 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone. Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw 86(3): 287-306.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl D., Bruhn, F., Carden G. A. F, Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. y Strauss, H., 1999. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology 161: 59-88.

Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., Kay, R. F. y Milne, N., 2006. The armadillos (Mammalia, Xenarthra, Dasypodidae) of the Santa Cruz Formation (early–middle Miocene): An approach to their paleobiology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 237: 255– 269.

Walker, R. G., 2006. Facies models revisited: Introduction. En: Posamentier, H. W. and Walker, R. G, Facies Models Revisited. SEPM Special Publication 84, 532 pp.

Weimer, R. J., Howard, J. D. y Lindsay, D.R., 1982. Tidal flats and associated tidal channels. En: P. A., Scholle y Spearing, D. (Eds.), Sandstone depositional environments, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31: 191-245.

Wetzel, A., 2009. The preservation potential of ash layers in the deep-sea: the example of the 1991-Pinatubo ash in the South China Sea. Sedimentology 56 (7): 1992-2009.

Wiesner, M. G., Wetzel, A., Catane, S. G., Listanco, E. L. y Mirabueno, H. T., 2004. Grain size, areal thickness distribution and controls on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea. Bulletin of Volcanology 66: 226-242.

Wilckens, O., 1905. Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiäefortion in Patagonian. Neues Jahrb. F. Mineralogie, G. u. P., XXI, 98-195. Stuttgart.

Windhausen, A., 1931. Geología histórica y regional del territorio argentino, Vol. 2. Peuser, Buenos Aires.

Yoshida, S., Jhonson, H., Pye, K. y Dixon, R. J., 2004. Transgressive changes from tidal estuarine to marine embayment depositional systems: The Lower Cretaceous Woburn Sands of southern England and comparison with Holocene analogs. AAPG Bulletin 88(10): 1433–1460.

Zilli, N., Pedrazzini, M. y Peroni, G., 2002. La Cuenca Austral. En: M. J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, III – 3: 607-662. Buenos Aires.

ANEXO I

PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

TABLA DE REFERENCIAS

LITOLOGIAS

- Conglomerados
- Acumulaciones bioclásticas
- Areniscas
- Tobas
- Acumulaciones biogénicas
- Heterolíticas
- Pelitas
- Cubierto

ESTRUCTURAS

- Estratificación cruzada en artesa
- Estratificación cruzada tangencial
- Estratificación cruzada planar
- Laminación
- Estratificación cruzada bidireccional
- Estratificación cruzada *Hummokcy*
- Óndulas de corriente
- Óndulas de oscilación
- Intraclastos
- Cortinas de fango
- Deformación sinsedimentaria
- Dirección de paleocorrientes
- Concreciones
- *Lag*
- Estructuras pedogenéticas
- Bioturbación
- Pomez

CONTACTOS

- Neto
- Bioturbado
- Erosivo
- Irregular

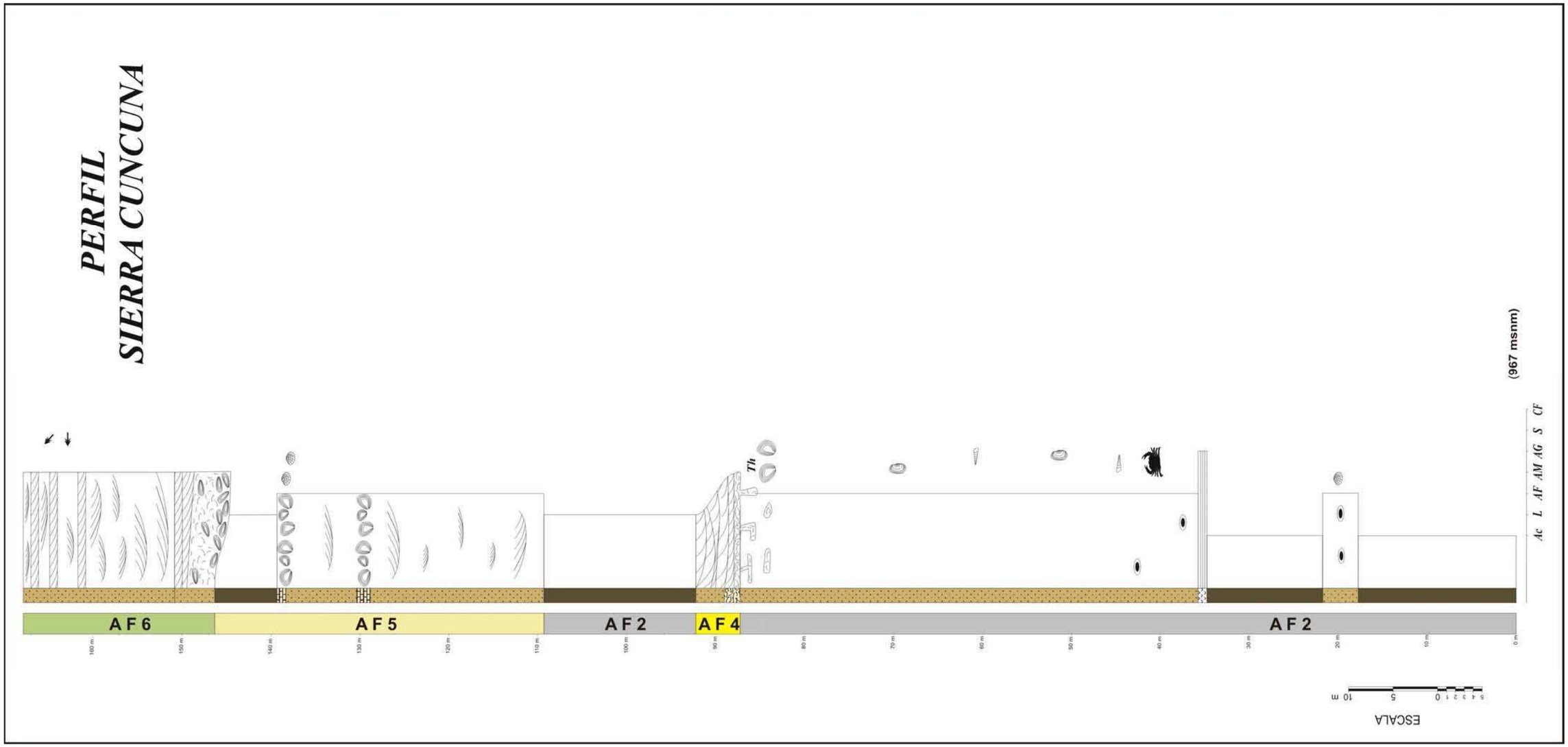
FÓSILES

- Bivalvos (Pectínidos)
- Bivalvos (Panopeas)
- Bivalvos (Indet.)
- *Crassostrea hatcheri*
- *Crassostrea orbignyi*
- Gasterópodos (indet.)
- Gasterópodos (Turritélidos)
- Decápodos
- Balánidos
- Equinodermos
- Braquiópodos
- Colonias de briozoos
- Escafópodos
- Fragmentos moluscos
- Restos de hojas
- Briznas vegetales
- Restos de troncos
- Nivel de carbón
- Restos de vertebrados
- *Th* Thalassinoides
- *Gs* Glossifungites
- *Ar* Arenicloites

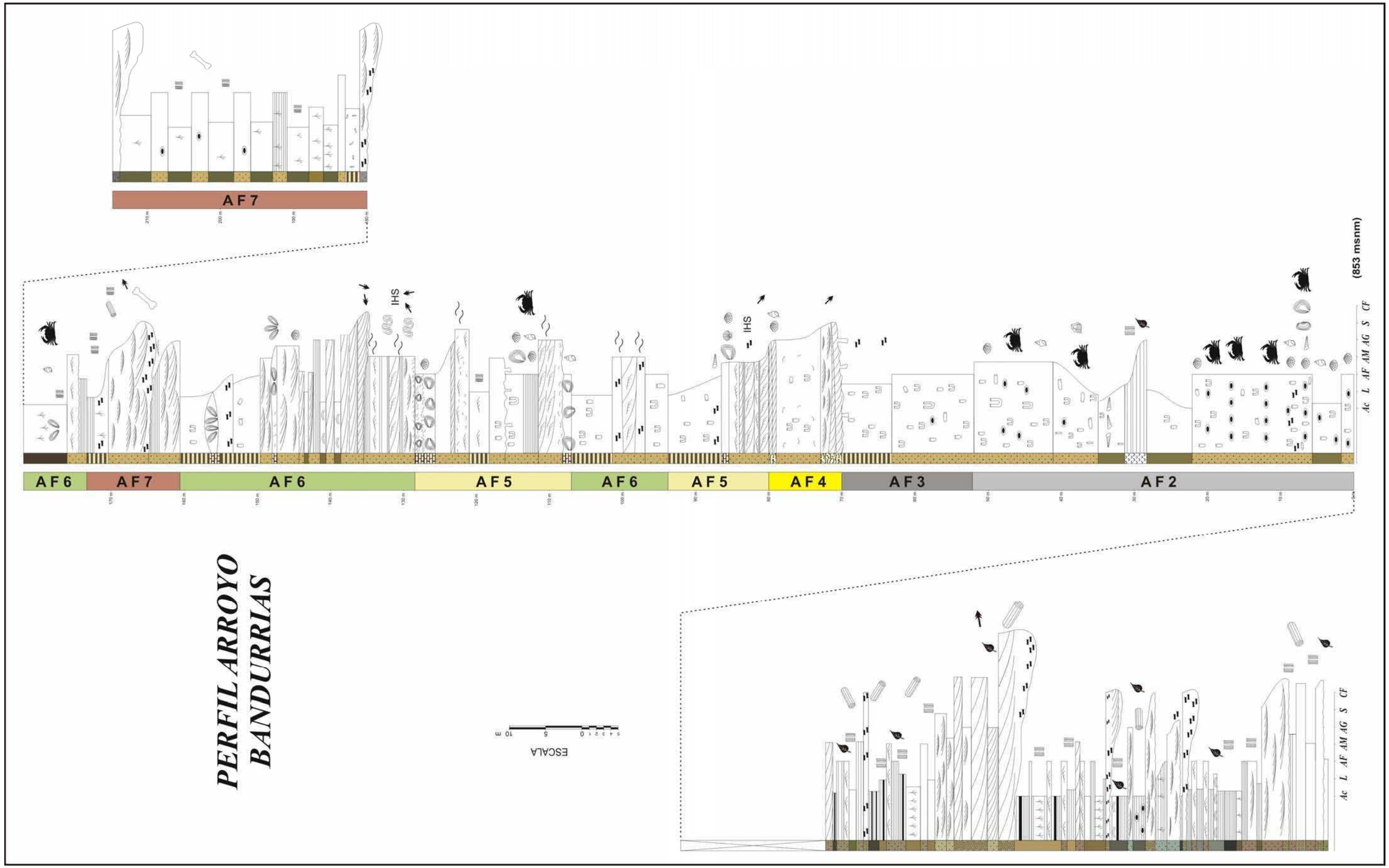
OTROS

- ★ Muestra
- *Ac* Arcilita
- *L* Limolita
- *AF* Arenisca fina
- *AM* Arenisca mediana
- *AG* Arenisca gruesa
- *S* Sabulita
- *CF* Conglomerado fino

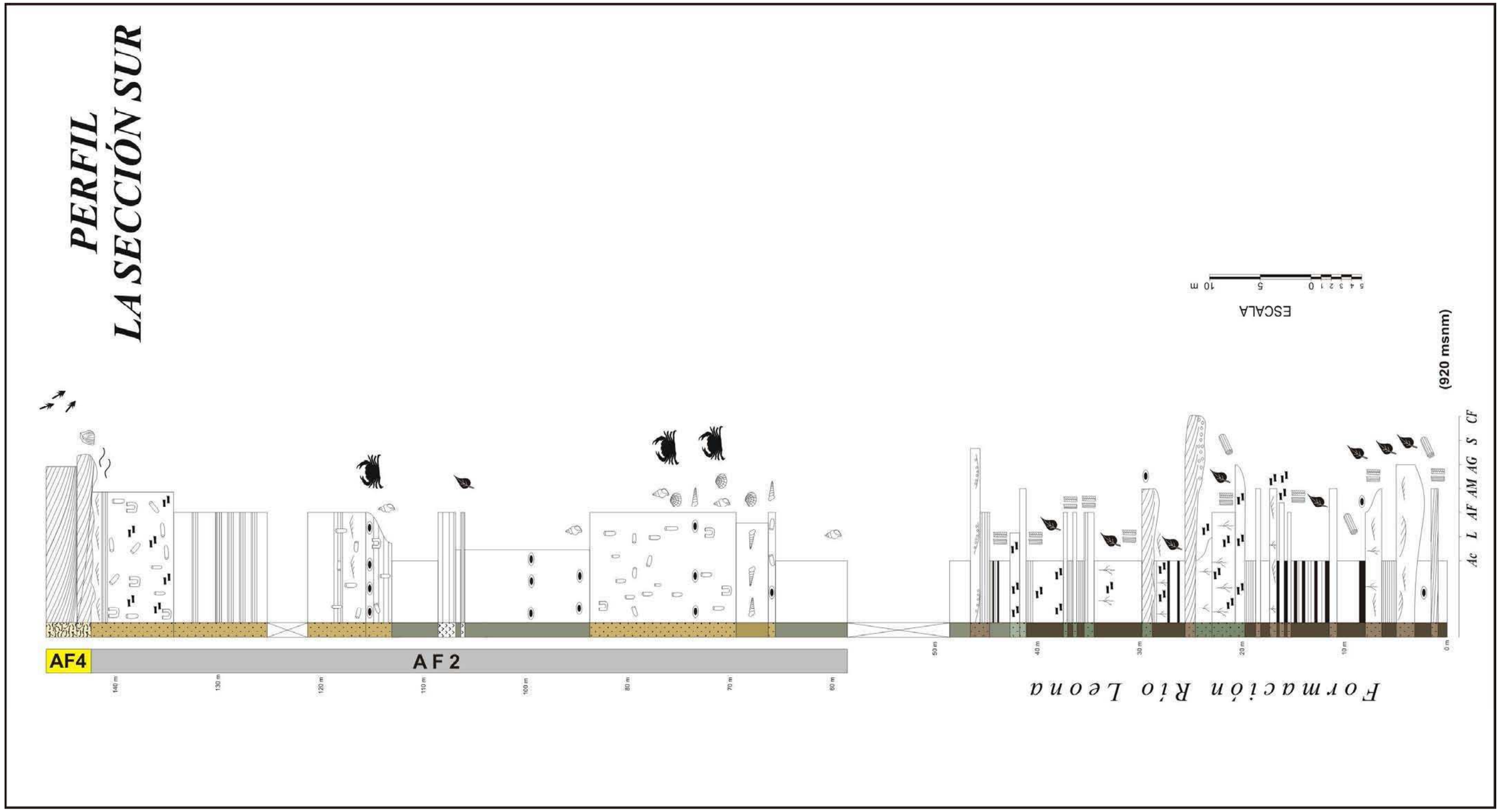
ANEXO I-B


PERFIL
SIERRA CUNCUNA
(967 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
Th
AF 6
AF 5
AF 2
AF 4
AF 2
160 m
150 m
140 m
130 m
120 m
110 m
100 m
90 m
80 m
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m
0 m
ESCALA
10 m
5
0

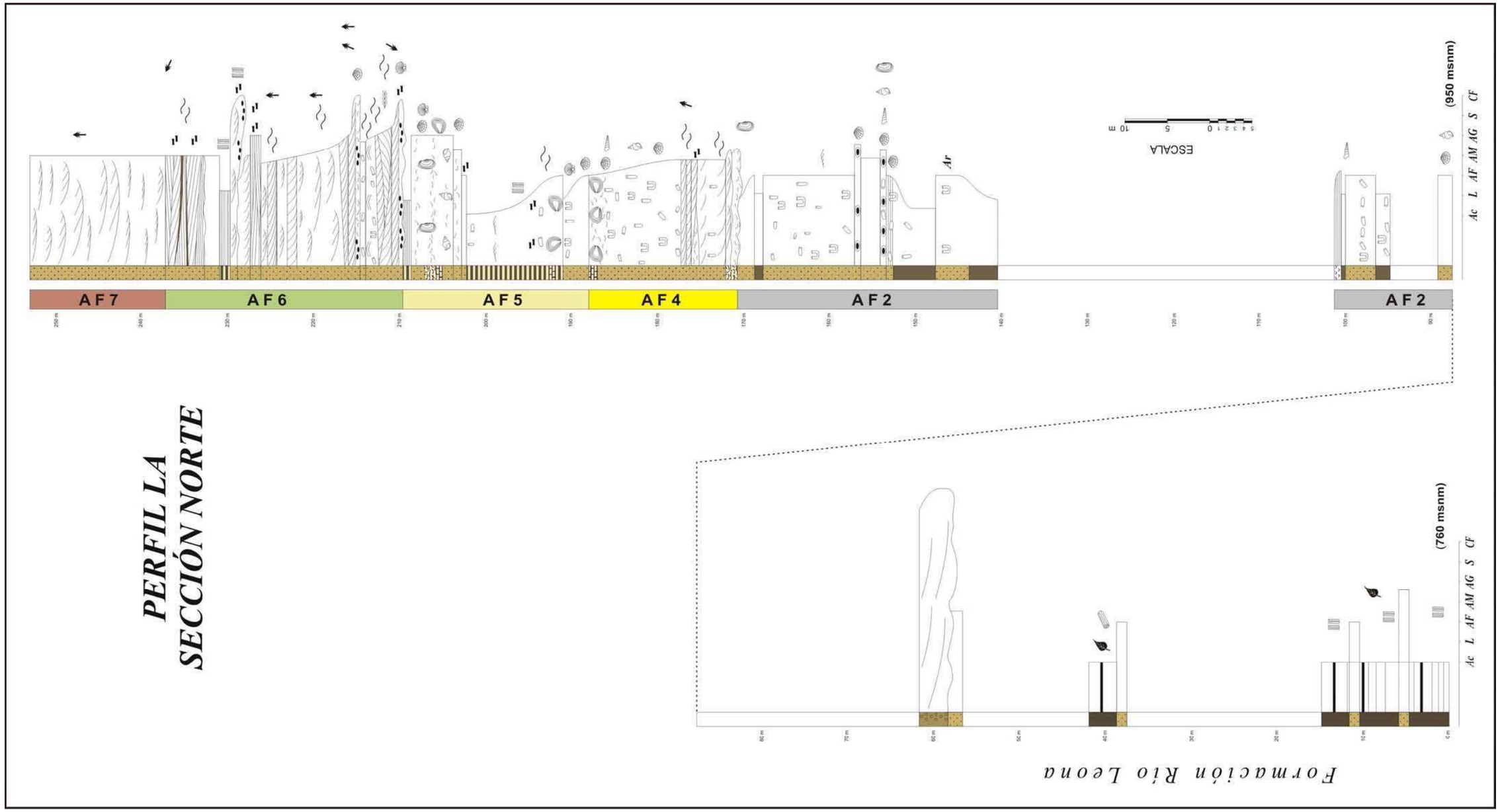
ANEXO I-C


PERFIL ARROYO BANDURRIAS
ESCALA
0 5 10 m
AF7
AF6
AF7
AF6
AF5
AF6
AF5
AF4
AF3
AF2
IHS
IHS
(853 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
Ac L AF AM AG S CF

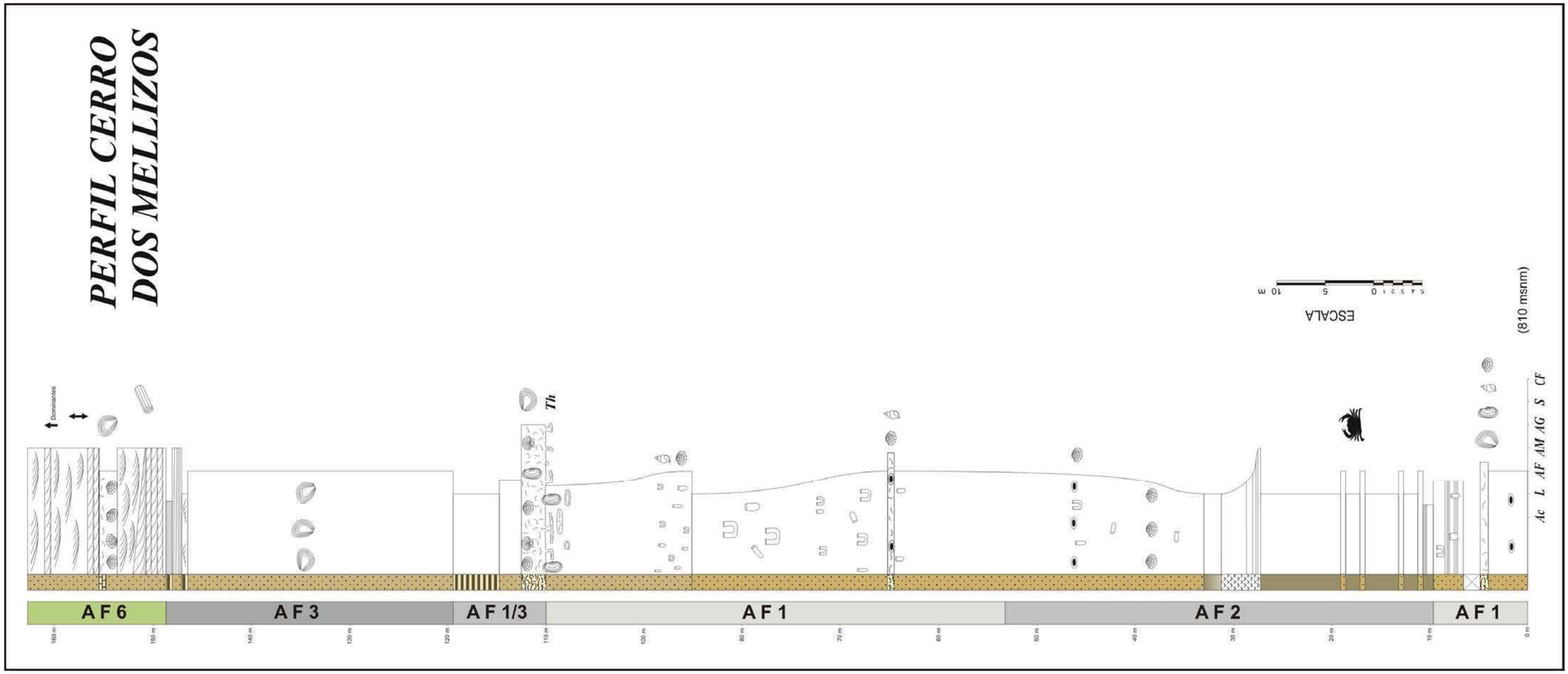
ANEXO I-D


PERFIL
LA SECCIÓN SUR
AF4
AF 2
140 m
130 m
120 m
110 m
100 m
90 m
80 m
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m
0 m
Ac L AF AM AG S CF
(920 msnm)
Formación Río Leona
ESCALA
5 4 3 2 1 0 5 10 m

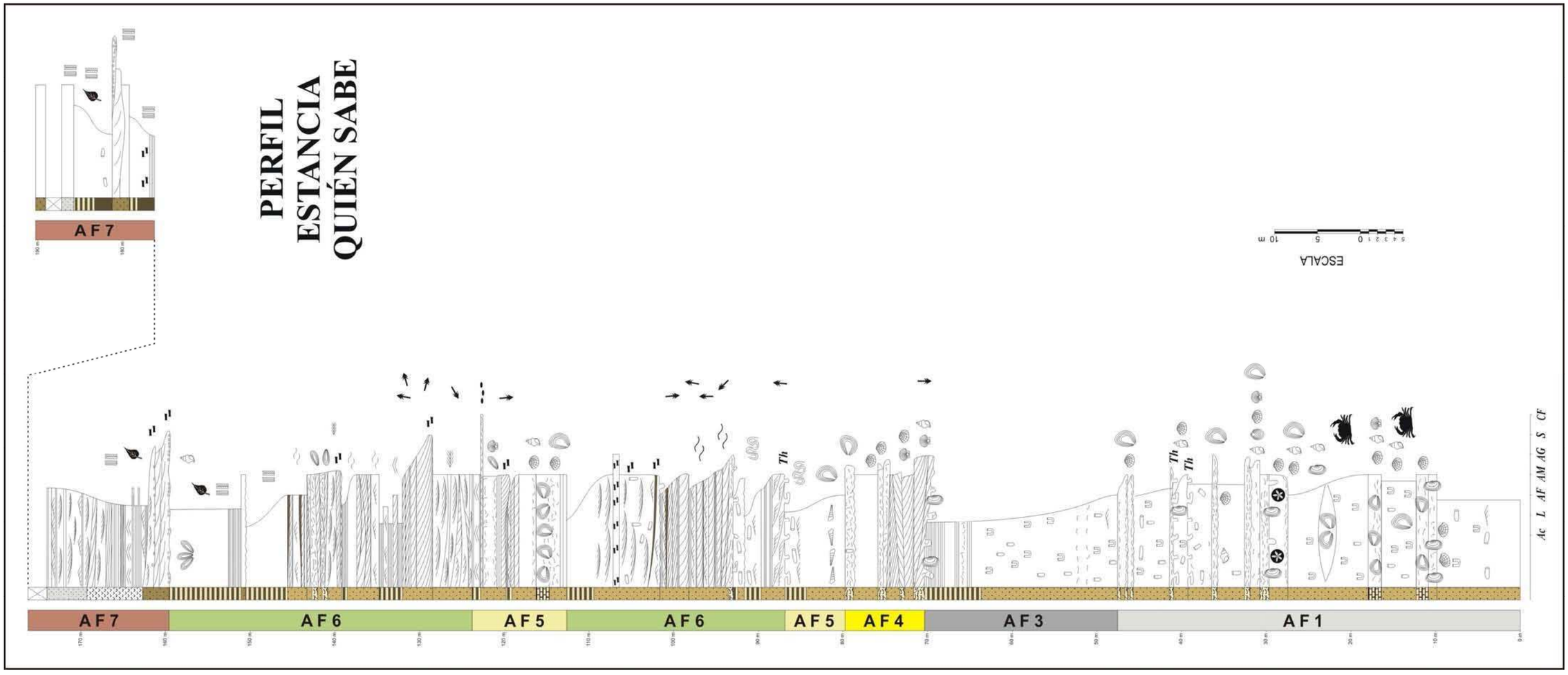
ANEXO I-E


PERFIL LA
SECCIÓN NORTE
Formación Río Leona
(760 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
(950 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
AF 7
AF 6
AF 5
AF 4
AF 2
AF 2
Ar
ESCALA

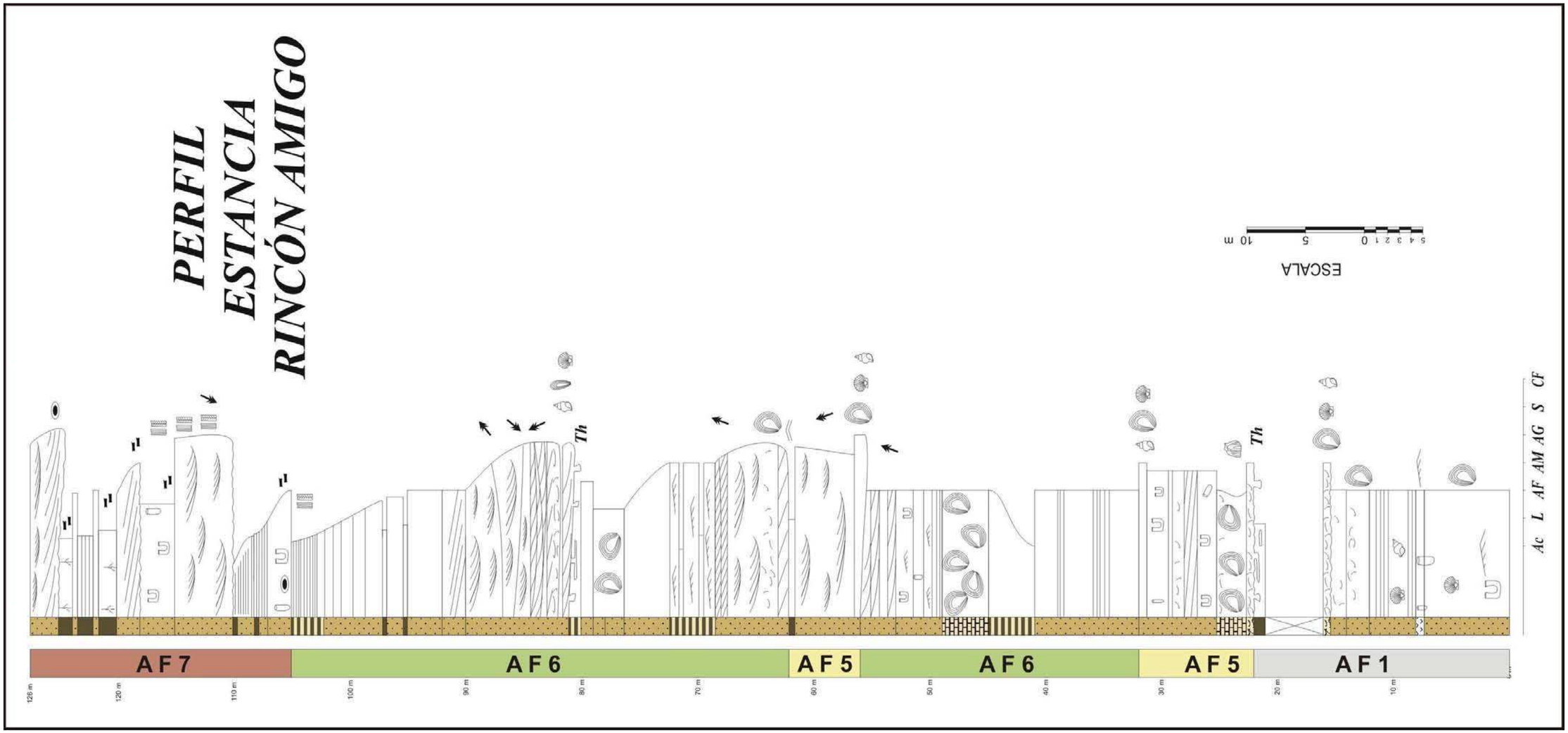
ANEXO I-F


PERFIL CERRO
DOS MELLIZOS
Dominantes
Th
ESCALA
10 m
5
0
(810 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
AF 6
AF 3
AF 1/3
AF 1
AF 2
AF 1
160 m
150 m
140 m
130 m
120 m
110 m
100 m
90 m
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m
0 m

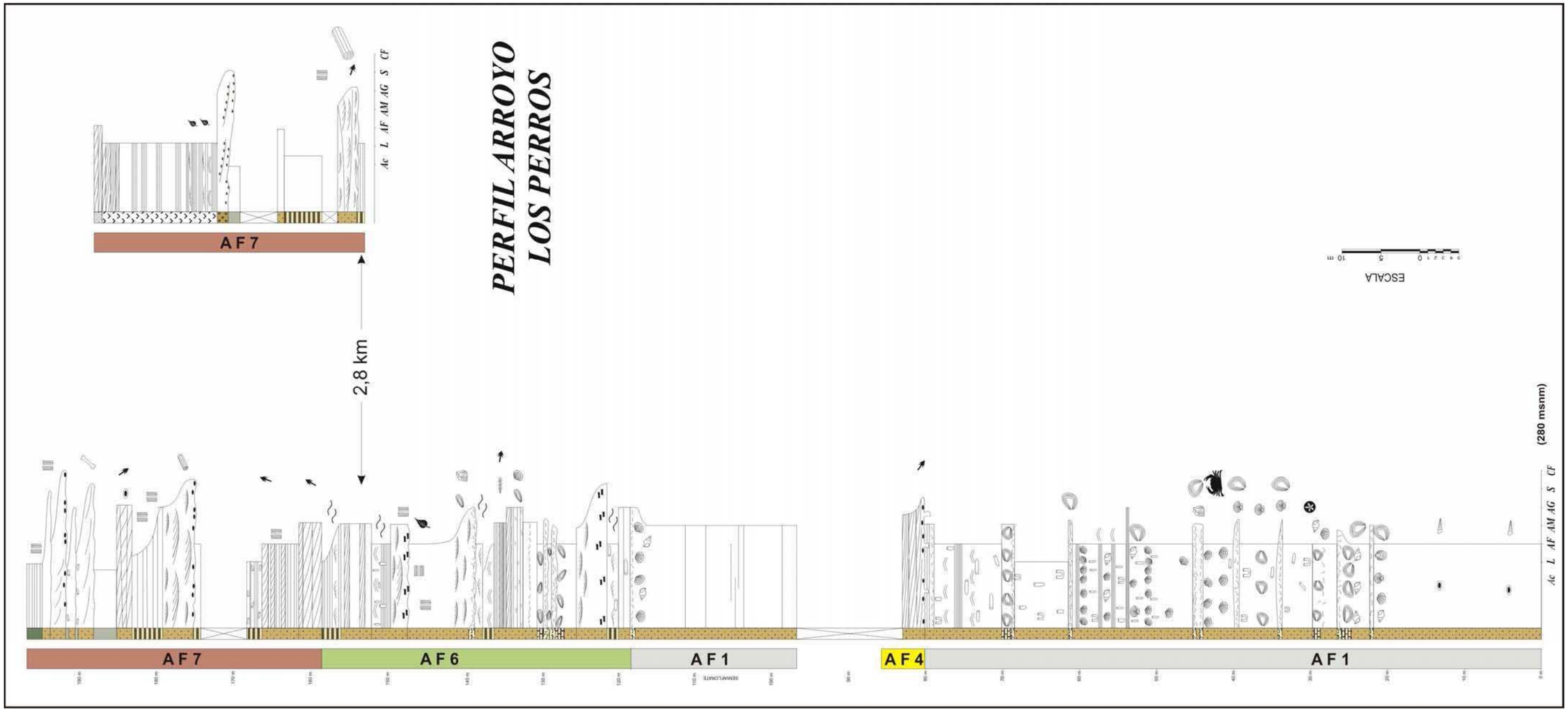
ANEXO I-G


PERFIL
ESTANCIA
QUIÉN SABE
AF7
AF7
AF6
AF5
AF6
AF5
AF4
AF3
AF1
Th
Th
Th
Ac L AF AM AG S CF
ESCALA
0 1 2 3 4 5
5 10 m

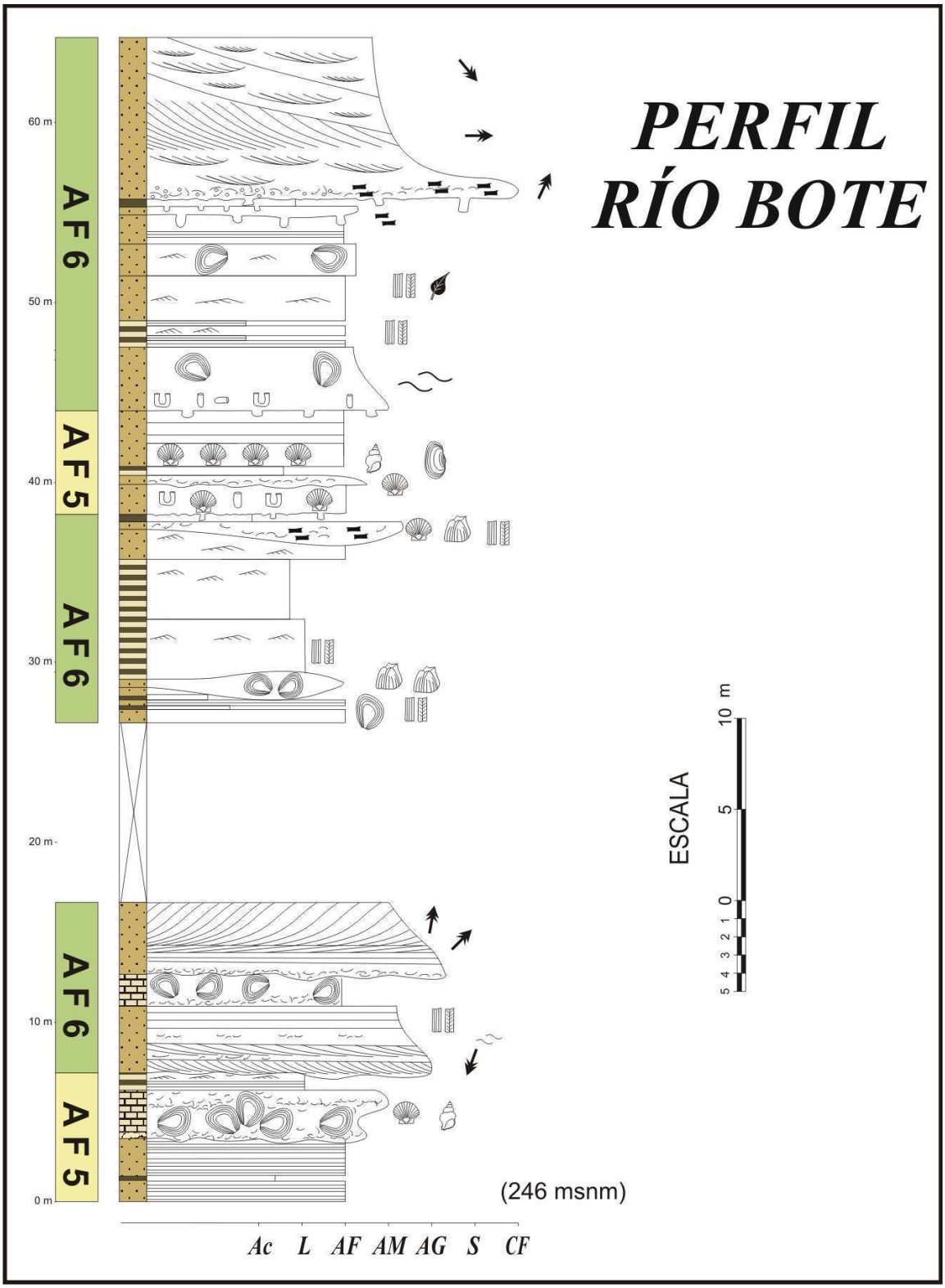
ANEXO I-H


PERFIL
ESTANCIA
RINCÓN AMIGO
ESCALA
5 4 3 2 1 0 5 10 m
Th
Th
Ac L AF AM AG S CF
AF 7
AF 6
AF 5
AF 6
AF 5
AF 1
126 m
120 m
110 m
100 m
90 m
80 m
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m

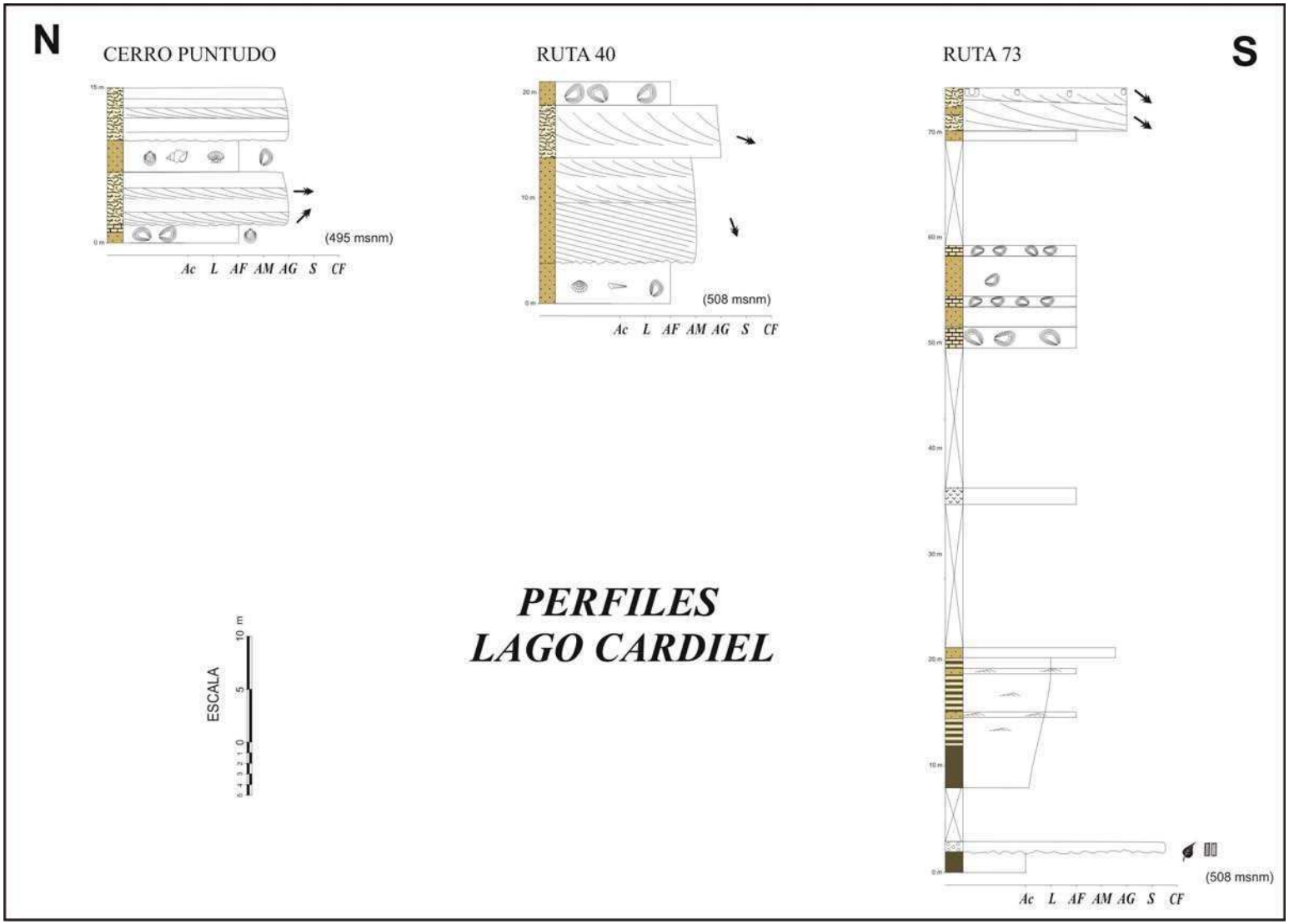
ANEXO I-I


PERFIL ARROYO
LOS PERROS
AF7
2,8 km
Ac L AF AM AG S CF
(280 msnm)
AF7
AF6
AF1
AF4
AF1
ESCALA

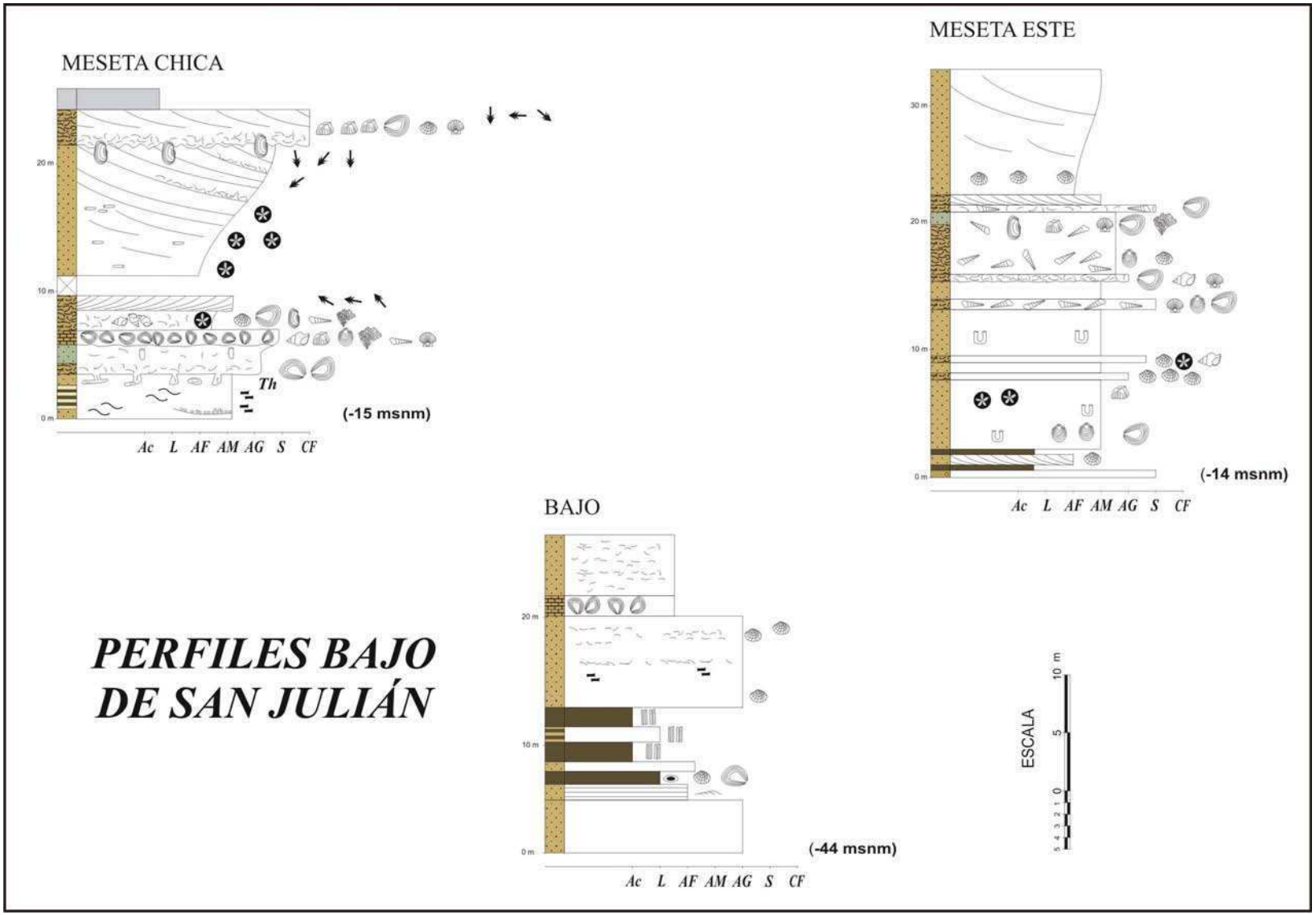
ANEXO I-J


PERFIL
RÍO BOTE
AF6
AF5
AF6
AF6
AF5
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m
0 m
ESCALA
10 m
5
0
1
2
3
4
5
(246 msnm)
Ac
L
AF
AM
AG
S
CF

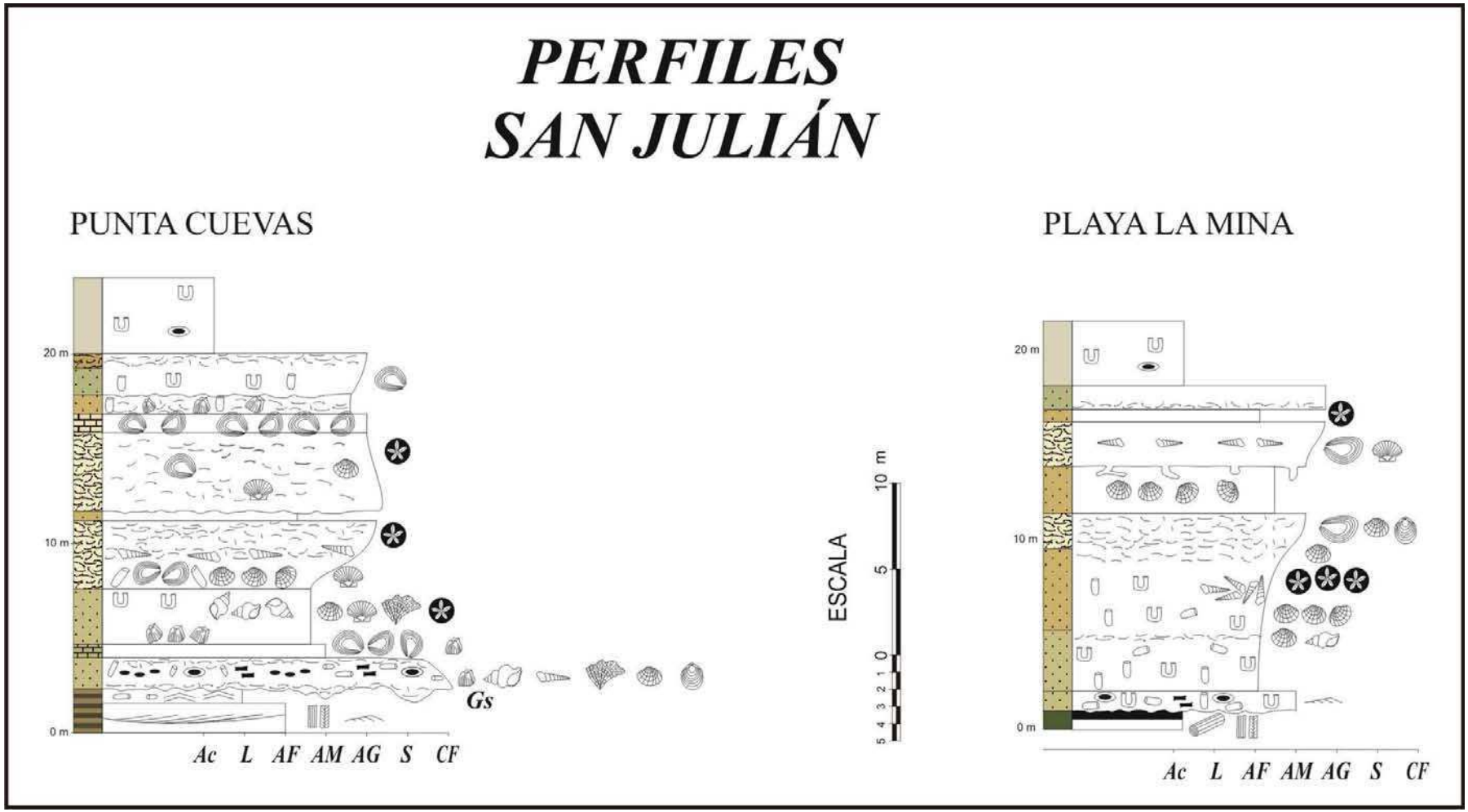
ANEXO I-J


N
CERRO PUNTUDO
(495 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
RUTA 40
(508 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
RUTA 73
S
(508 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
ESCALA
10 m
5
0
PERFILES
LAGO CARDIEL

ANEXO I-L


MESETA CHICA
20 m
10 m
0 m
Th
(-15 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
MESETA ESTE
30 m
20 m
10 m
0 m
(-14 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
BAJO
20 m
10 m
0 m
(-44 msnm)
Ac L AF AM AG S CF
PERFILES BAJO DE SAN JULIÁN
ESCALA
10 m
5
0

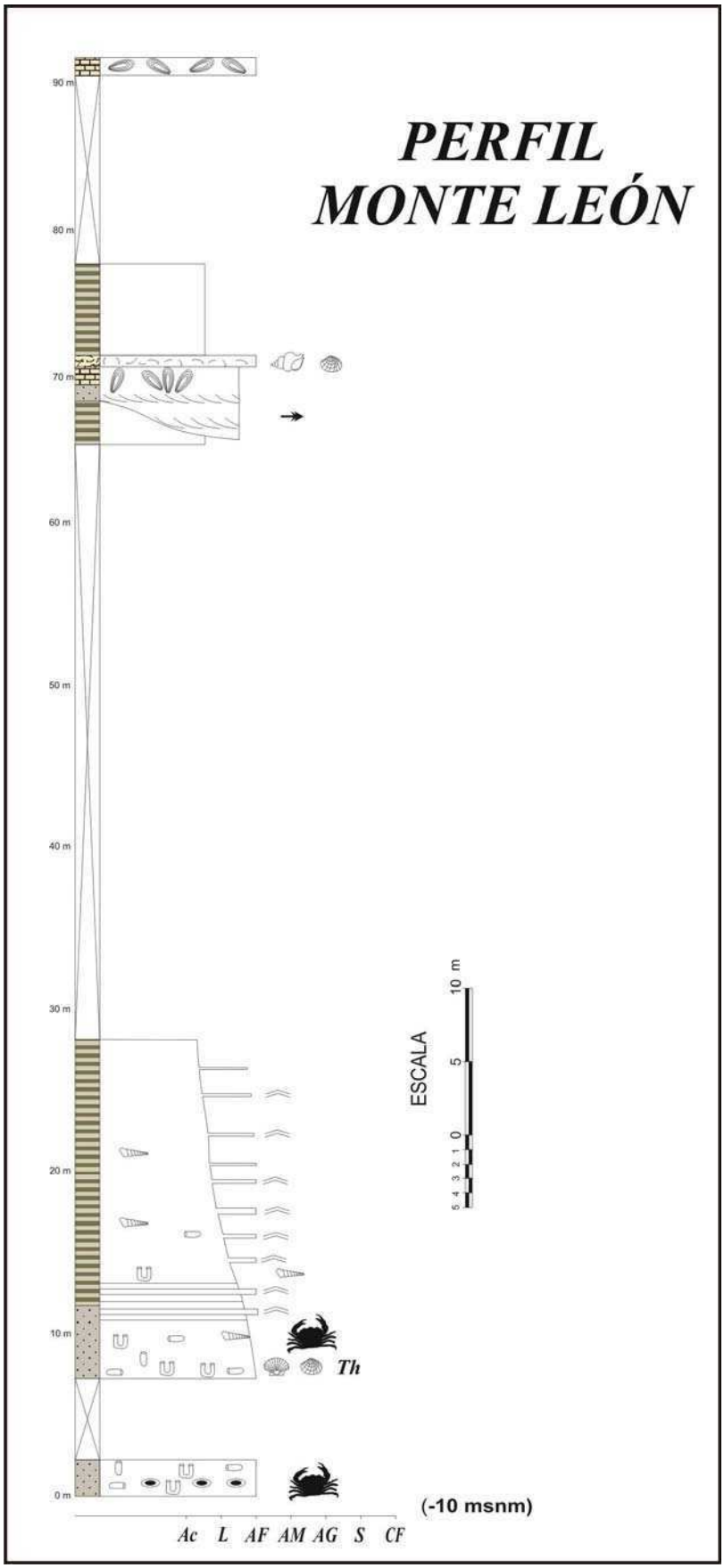
ANEXO I-M


PERFILES
SAN JULIÁN
PUNTA CUEVAS
PLAYA LA MINA
20 m
10 m
0 m
Gs
Ac L AF AM AG S CF
ESCALA
10 m
5
0
5 4 3 2 1 0

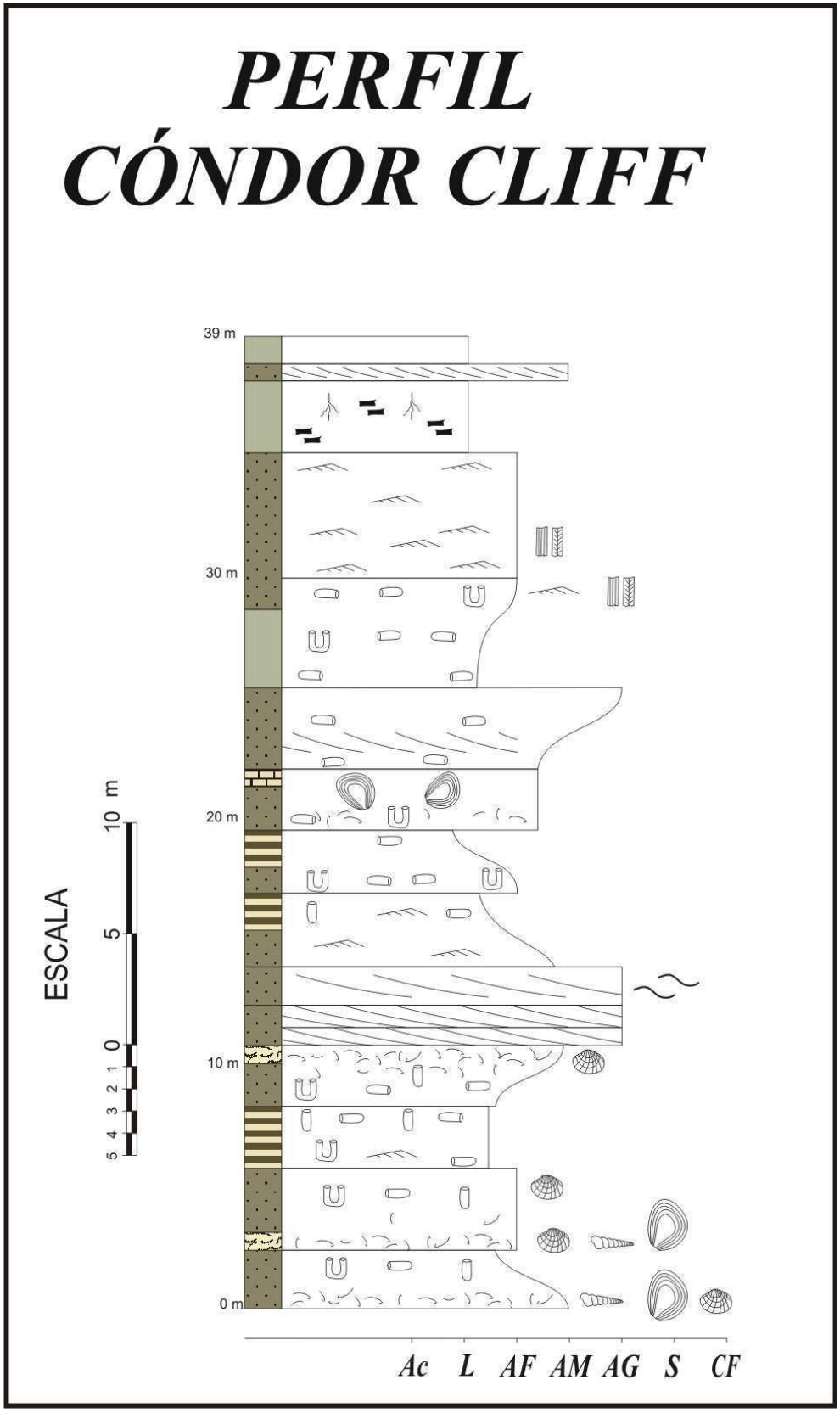
ANEXO I-N

Rodados Patagónicos
PERFIL
PUNTA QUILLA
ESCALA
10 m
5
0
(0 msnm)
Th
Th
Ac L AF AM AG S CF
120 m
110 m
100 m
90 m
80 m
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m
0 m

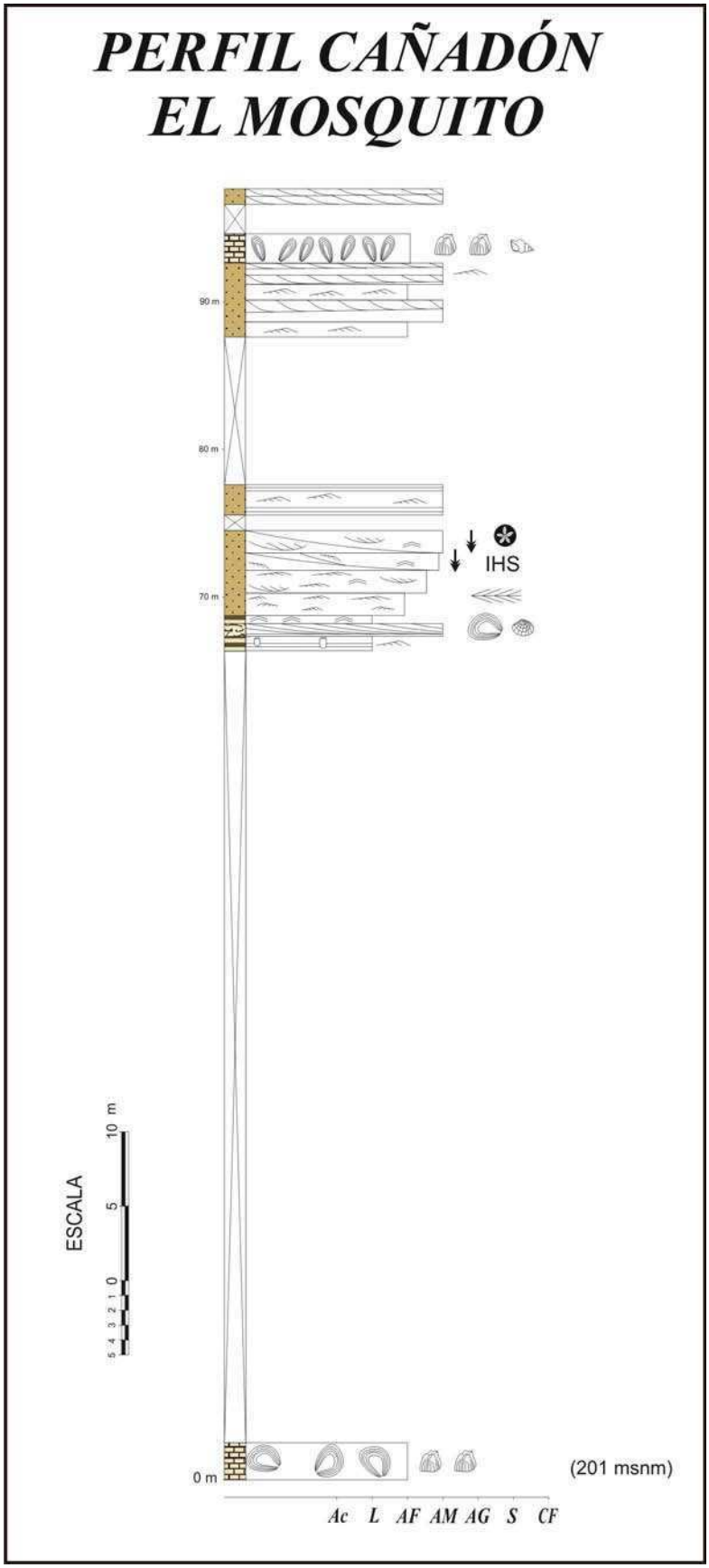
ANEXO I-O


PERFIL
MONTE LEÓN
90 m
80 m
70 m
60 m
50 m
40 m
30 m
20 m
10 m
0 m
ESCALA
10 m
5
0
5 4 3 2 1
Th
(-10 msnm)
Ac L AF AM AG S CF

ANEXO I-P


PERFIL
CÓNDOR CLIFF
39 m
30 m
20 m
10 m
0 m
ESCALA
10 m
5
0
1
2
3
4
5
Ac
L
AF
AM
AG
S
CF

ANEXO I-Q


PERFIL CAÑADÓN
EL MOSQUITO
90 m
80 m
70 m
0 m
IHS
ESCALA
10 m
5
0
5 4 3 2 1
(201 msnm)
Ac L AF AM AG S CF

ANEXO II – DATOS ISOTÓPICOS

Tabla de datos de isótopos de carbono y oxígeno.

Muestra	Micromuestra	$\delta^{13}C$	$\sigma\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\sigma\delta^{18}O$	Capa
QS-I	2	0,40	0,18	-1,78	0,11	Translúcida
QS-II	3	0,81	0,09	-0,61	0,09	Translúcida
QS-V	4	0,62	0,08	0,43	0,11	Translúcida
QS-V	5	0,89	0,13	0,28	0,13	Translúcida
QS-VII	6	-13,80	0,08	-1,31	0,14	Chalky
QS-VII	7	-0,15	0,08	-0,93	0,06	Translúcida
QS-VIII	8	0,58	0,12	-0,66	0,11	Translúcida
QS-IX	9	-0,16	0,06	-1,56	0,12	Translúcida
QS-X	10	0,29	0,05	-0,53	0,07	Translúcida
QS-XI	11	2,00	0,04	0,15	0,06	Translúcida
QS-XI	12	1,24	0,05	-0,59	0,05	Translúcida
QS-XIII	13	-13,17	0,08	-6,48	0,14	Chalky
QS-XV	14	1,26	0,04	-1,91	0,07	Translúcida
QS-XVII	15	1,38	0,05	-1,11	0,08	Translúcida
QS-XVIII (1)	16	0,84	0,03	-2,40	0,10	Translúcida
QS-XVIII (1)	17	-7,63	0,10	-14,55	0,14	Chalky
QS-XVIII (2)	18	-0,12	0,10	-0,29	0,12	Translúcida
QS-XVIII (3)	19	-9,03	0,08	-16,07	0,05	Chalky
QS-XIX (2)	20	-5,57	0,08	-13,74	0,09	Chalky
QS-XIX (3)	21	0,38	0,07	-1,79	0,06	Translúcida
QS-XX (3)	22	0,25	0,08	-4,21	0,12	Translúcida
QS-XX (1)	23	-0,15	0,07	-3,93	0,06	Translúcida
QS-XXI	24	-6,88	0,06	-17,26	0,13	Chalky
QS-XXIII (2)	25	-1,12	0,05	-2,13	0,09	Translúcida
QS-XXIII (2)	26	-17,39	0,04	-16,01	0,06	Chalky
QS-XXIII (4)	27	-1,79	0,11	-2,44	0,07	Translúcida
QS-XXIII (1)	28	-0,93	0,07	-2,23	0,05	Translúcida
QS-XXIII (1)	29	-13,81	0,12	-12,71	0,06	Chalky
QS-XXIII (5)	30	-16,37	0,05	-14,67	0,06	Chalky
QS-XXIII (5)	31	-1,22	0,08	-1,96	0,05	Translúcida
QS-XXIV	32	-3,70	0,06	-3,22	0,05	Chalky
AB-II	33	-14,04	0,05	-9,99	0,10	Chalky
AB-IX	34	0,88	0,03	-0,37	0,07	Translúcida
AB-X	35	0,77	0,06	0,37	0,07	Translúcida
AB-X	36	-13,35	0,07	-4,62	0,04	Chalky
AB-XI	37	2,13	0,06	-0,18	0,05	Translúcida
AB-XV	38	1,15	0,05	-1,01	0,12	Translúcida
AB-XV	39	2,12	0,11	-0,88	0,11	Translúcida
AB-XV	40	-4,75	0,08	-15,49	0,11	Chalky
AB-XVI (1)	41	-13,34	0,04	-16,28	0,06	Chalky
AB-XVI (1)	42	-2,21	0,05	-4,84	0,04	Chalky

Muestra	Micromuestra	$\delta^{13}C$	$\sigma\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\sigma\delta^{18}O$	Capa
AB-XVI (4)	43	0,53	0,05	-2,11	0,07	Chalky
AB-XVI (4)	44	-11,87	0,11	-16,61	0,04	Chalky
AB-XVI (3)	45	0,13	0,06	-3,07	0,07	Translúcida
AB-XVI (3)	46	0,48	0,04	-3,02	0,08	Translúcida
AB-XVI (2)	47	-14,30	0,05	-17,21	0,07	Chalky
AB-XVI (2)	48	0,55	0,05	-2,00	0,04	Translúcida
AB-XVII (1)	49	-2,23	0,04	-3,28	0,07	Translúcida
AB-XVII (1)	50	-7,12	0,05	-8,12	0,05	Chalky
AB-XVII (2)	51	-2,18	0,09	-3,45	0,07	Translúcida
AB-XVII (2)	52	-14,11	0,06	-10,61	0,07	Chalky
AB-XVII (3)	53	-1,89	0,05	-3,88	0,03	Translúcida
AB-XVII (3)	54	-1,42	0,08	-2,67	0,03	Translúcida
AB-XVII (3)	56	-2,61	0,05	-3,52	0,05	Translúcida
AB-XVII (3)	57	-1,28	0,09	-1,86	0,04	Translúcida
AB-XVII (3)	58	-2,96	0,06	-4,52	0,06	Translúcida
AB-XVIII (1)	59	-0,65	0,07	-1,83	0,07	Translúcida
AB-XVIII (3)	60	-0,44	0,06	-3,29	0,05	Translúcida
AB-XVIII (3bis)	61	-0,30	0,09	-2,44	0,04	Translúcida
AB-XVIII (4)	62	-0,95	0,09	-1,51	0,06	Translúcida
QS-XIX (2)	63	0,89	0,04	-0,22	0,05	Translúcida
QS-XIX (2)	64	-3,48	0,05	-10,99	0,06	Chalky
QS-XIX (2)	65	-0,01	0,09	-1,51	0,05	Translúcida
QS-XIX (2)	66	-6,90	0,08	-13,00	0,06	Chalky
QS-XIX (2)	67	-0,01	0,07	-1,08	0,06	Translúcida
QS-XIX (2)	68	-5,64	0,06	-10,59	0,06	Chalky
QS-I	69	-9,15	0,09	-1,93	0,05	Chalky
QS-III	70	0,98	0,09	-0,09	0,06	Translúcida
QS-III	71	-9,31	0,05	-1,38	0,08	Chalky
QS-VII	72	0,62	0,06	-1,39	0,05	Translúcida
QS-VIII	73	0,36	0,05	0,11	0,06	Translúcida
QS-X	74	0,83	0,06	-0,74	0,04	Translúcida
QS-XIII	75	-13,40	0,06	-9,14	0,06	Chalky
QS-XV	76	2,03	0,09	-1,18	0,08	Translúcida
QS-XVII	77	-11,92	0,08	-15,29	0,05	Chalky
QS-XVII	78	1,48	0,05	-1,08	0,06	Translúcida
AB-IX	79	1,79	0,05	-0,08	0,07	Translúcida
AB-XV	80	1,96	0,09	-0,12	0,05	Translúcida
AB-XV	81	2,14	0,07	-0,92	0,06	Translúcida
AB-XV	82	1,29	0,07	-1,21	0,07	Translúcida
AB-XV	83	2,23	0,07	-0,86	0,03	Translúcida
AB-XV	85	1,21	0,10	0,26	0,05	Translúcida
AB-XV	86	1,95	0,05	-0,87	0,06	Translúcida
AB-XV	87	1,40	0,06	-0,95	0,04	Translúcida
AB-XV	88	1,81	0,08	0,34	0,05	Translúcida

Muestra	Micromuestra	$\delta^{13}C$	$\sigma\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\sigma\delta^{18}O$	Capa
AB-XV	89	1,81	0,05	-1,23	0,04	Translúcida
AB-XV	90	1,26	0,09	0,47	0,04	Translúcida
AB-XV	91	1,98	0,08	0,18	0,06	Translúcida
AB-XV	92	1,67	0,09	-0,84	0,06	Translúcida
AB-XV	93	1,75	0,05	-0,43	0,05	Translúcida
AB-XV	94	1,43	0,08	0,44	0,04	Translúcida
AB-XV	95	2,13	0,07	-0,06	0,05	Translúcida
AB-XV	96	1,28	0,06	0,48	0,08	Translúcida
AB-XV	97	1,57	0,05	0,05	0,09	Translúcida
AB-XV	98	2,19	0,13	-0,08	0,05	Translúcida
AB-XV	99	1,76	0,06	-0,61	0,03	Translúcida
AB-XV	100	1,03	0,08	0,05	0,07	Translúcida
AB-XV	101	0,98	0,06	-0,40	0,05	Translúcida
AB-XV	102	1,40	0,05	-0,50	0,07	Translúcida
AB-XV	103	1,61	0,06	-0,19	0,12	Translúcida
AB-XV	104	1,58	0,10	-0,06	0,06	Translúcida
AB-XV	105	1,86	0,07	0,04	0,05	Translúcida
AB-XV	106	1,68	0,06	-0,09	0,04	Translúcida
AB-XV	107	1,76	0,05	-0,36	0,05	Translúcida
AB-XV	108	2,37	0,08	-0,79	0,05	Translúcida
AB-XV	109	2,22	0,08	-0,39	0,08	Translúcida
AB-XV	110	2,03	0,08	-0,42	0,10	Translúcida
AB-XV	111	2,36	0,08	-0,39	0,05	Translúcida
AB-XV	112	2,05	0,04	-0,46	0,06	Translúcida
AB-XV	113	2,14	0,08	-0,59	0,07	Translúcida
AB-XV	114	1,94	0,08	-0,63	0,08	Translúcida
AB-XV	115	1,99	0,08	-1,27	0,09	Translúcida
AB-XV	116	1,60	0,11	-1,62	0,05	Translúcida
AB-XV	117	1,66	0,04	-0,76	0,07	Translúcida
AB-XV	118	1,83	0,07	-0,98	0,08	Translúcida
AB-XV	119	1,96	0,04	-0,59	0,07	Translúcida
AB-XV	120	2,07	0,04	-0,47	0,09	Translúcida
AB-XV	121	2,38	0,08	-0,61	0,07	Translúcida
AB-XV	122	2,58	0,07	-0,26	0,04	Translúcida
AB-XV	123	2,33	0,08	-0,79	0,09	Translúcida
AB-XV	124	2,49	0,05	-0,36	0,05	Translúcida
AB-XV	125	2,33	0,09	-0,84	0,03	Translúcida
AB-XV	126	-4,84	0,13	-0,78	0,17	Chalky
AB-XV	127	-7,23	0,05	-18,82	0,06	Chalky
AB-XV	128	-2,99	0,05	-12,51	0,07	Chalky
AB-XV	129	-3,95	0,06	-17,45	0,06	Chalky
AB-XV	130	-6,30	0,07	-19,19	0,06	Chalky

Tabla de datos de isótopos de estroncio.

Muestra	Micromuestra	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sd Dev	Capa
SBS 987		0,710213	2,60E-05	
QS-XXIII (5)	30	0,708533	7,55E-05	Chalky
QS-XXIII (5)	31	0,708500	3,10E-05	Translúcida
AB-X	35	0,708537	2,69E-05	Translúcida
AB-X	36	0,708449	3,36E-05	Chalky
AB-XV	39	0,708483	2,96E-05	Translúcida
AB-XVI	47	0,708488	6,94E-05	Chalky
AB-XVI	48	0,708512	7,02E-05	Translúcida
AB-XVII	51	0,708501	3,56E-05	Translúcida
AB-XVII	52	0,708457	7,24E-05	Chalky
QS-XIX (2)	63	0,708508	5,37E-05	Translúcida
QS-XIX (2)	64	0,708543	5,54E-05	Chalky
QS-XIX (2)	65	0,708478	3,47E-05	Translúcida
QS-XIX (2)	66	0,708411	4,49E-05	Chalky
QS-XIX (2)	67	0,708500	2,20E-05	Translúcida
QS-I	2	0,708435	7,68E-05	Translúcida
QS-I	69	0,708305	7,05E-05	Chalky
QS-III	70	0,708514	3,58E-05	Translúcida
QS-III	71	0,708396	3,00E-05	Chalky
QS-VII	72	0,708464	1,55E-05	Translúcida
QS-VIII	73	0,708464	2,87E-05	Translúcida
QS-XIII	75	0,708350	3,75E-05	Chalky
QS-XV	76	0,708496	2,67E-05	Translúcida
QS-XVII	78	0,708494	3,58E-05	Translúcida
AB-IX	79	0,708489	2,76E-05	Translúcida