



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

EVOLUCIÓN DE LA COSTA COMPRENDIDA ENTRE EL RÍO GALLEGOS Y CHORRILLO DE LOS FRAILES

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

Bettina Ercolano

Director de tesis: Dr. Jorge Osvaldo Codignotto
Consejero de Estudios: Dr. Sergio Marensi

Lugar de trabajo: Universidad Nacional de la Patagonia Austral - Unidad Académica Río Gallegos

Buenos Aires, 2010

ÍNDICE

Índice	1
Dedicatoria	3
Resumen	4
Abstract	6
PARTE 1 - INFORMACIÓN GENERAL.....	7
1.1. INTRODUCCIÓN.....	7
1.1.1. Temática de la investigación y objetivos	7
1.1.2. Ubicación y vías de acceso	8
1.1.3. Clima	10
1.1.4. Fisiografía	11
1.1.5. Oceanografía	13
1.2. MARCO TEÓRICO.....	15
1.2.1. Las oscilaciones del nivel del mar. Conceptos básicos.....	15
1.2.2. Las terrazas marinas de Patagonia.....	20
1.2.2.1. Antecedentes	22
1.2.3. Cronología glacial y marina de la región del Estrecho de Magallanes.....	28
1.3. ASPECTOS METODOLÓGICOS, MATERIALES Y TÉCNICAS	32
1.3.1. Obtención y tratamiento de la información geomorfológica y estratigráfica	33
1.3.2. Obtención y tratamiento de la información altimétrica	35
1.3.3. Cronologías.....	36
1.3.3.1. Dataciones numéricas – Niveles marinos pleistocenos	38
1.3.3.2. Dataciones numéricas – Niveles marinos holocenos.....	39
1.3.3.3. Dataciones Relativas	41
PARTE 2 - DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA	43
2.1. RESEÑA GEOLÓGICA REGIONAL	43
2.2. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA	46
2.2.1. Descripción General	46
2.2.2. Descripción de las Unidades Morfoestratigráficas.....	48
2.2.2.1. Unidades del dominio glacial	48
• “Drift Sierra de los Frailes” (DSF)	48
• Abanicos Paraglaciales (AP) – “Drift Punta Delgada” (DPD).....	60
2.2.2.2. Unidades del dominio volcánico	67
• “Basalto Frailes” (BAF)	67
2.2.2.3. Unidades del dominio marino-litoral	70

• Antecedentes	70
• Planicie de Cordones Litorales I (PCL I)	71
• Bajofondo I (BF I).....	78
• Planicie de Cordones Litorales II (PCL II)	86
• Complejo Intermareal Ascendido I (CIA I).....	94
• Sistema Bajofondo II / Espiga de barrera (SBFII/EB)	102
• Complejo Intermareal Ascendido II (CIA II).....	114
• Complejo Intermareal Ascendido III (CIA III).....	134
• Complejo Intermareal Estuárico (CIE).....	145
• Planicie de Cordones Litorales III (PCL III)	160
• Playa Atlántica (PA)	166
PARTE 3: EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA - RESULTADOS	172
3.1. CONSIDERACIONES GENERALES	172
3.2. CRONOLOGÍAS RELATIVAS.....	173
3.3. SECUENCIA DE EVENTOS MORFOGENÉTICOS. DISCUSIÓN.....	176
3.3.1. Estado A.....	176
3.3.2. Estado B.....	178
3.3.3. Estado C	181
3.3.4. Estado D	186
3.3.5. Estado E.....	188
3.3.6. Estado F.....	192
3.3.7. Estado G	197
3.3.7.1. Estado G ^I	199
3.3.7.2. Estado G ^{II}	203
3.3.7.3. Estado G ^{III}	206
3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR COSTERO COMPRENDIDO ENTRE EL RÍO GALLEGOS Y EL CHORRILLO DE LOS FRAILES	210
3.5. CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES	211
3.6. CONCLUSIONES.....	213
3.7. AGRADECIMIENTOS	217
3.8. CITAS BIBLIOGRÁFICAS.....	218
Apéndice A: Acrónimos.....	236
Apéndice B: Dataciones.....	238
Apéndice C: Mapa Geomorfológico.....	244

A mis hijas:

*Que gracias a ellas soy la mujer más feliz del mundo,
por saber entender mis "ausencias" y malos momentos*

y

por los "tiempos" no compartidos.

EVOLUCIÓN DE LA COSTA COMPRENDIDA ENTRE EL RÍO GALLEGOS Y CHORRILLO DE LOS FRAILES

RESUMEN

Se estudian las características geomorfológicas de la faja de acreción marino costera que se extiende entre el estuario de Río Gallegos al norte e inmediaciones del Chorrillo de los Frailes al sur (51°45' S / 69°00' O, coordenadas centrales) y se propone un modelo evolutivo para explicar su origen y desarrollo.

La faja litoral se adosa a depósitos glaciogénicos del Pleistoceno inferior tardío, su génesis se vincula con los procesos derivados de la sucesión de episodios glaciales y transgresiones marinas que afectaron el sur del continente durante el Cuaternario. Los rasgos costeros fueron generados durante los breves y más cálidos intervalos transgresivos y si bien el área estuvo libre de hielos desde hace aproximadamente un millón de años, las evidencias sugieren que en una oportunidad fue alcanzada por las aguas de fusión de un evento frío del Pleistoceno medio (ca. 350 ka AP). Los datos obtenidos demuestran también que en al menos tres de los períodos fríos, estuvo sometida a condiciones de permafrost casi continuo en un ambiente de extrema aridez.

El ambiente costero está representado por planicies de cordones litorales gravoarenosos presentes bajo la forma de playas o eventualmente barreras que encerraron sistemas albuféricos donde se desarrollaron extensas planicies de marea.

Los depósitos fueron reconocidos como unidades morfoestratigráficas en las que se identificaron las principales litofacies sedimentarias y los procesos relacionados con morfogénesis posteriores, incluyendo los procesos formadores de suelo y el análisis de rasgos periglaciales (cuñas de arena relícticas, moldes de cuña de hielo, involuciones, etc.).

Sobre la base de un mapeo detallado, trabajos de campo y una precisa determinación de altimetrías, se determinó la existencia de cuatro niveles de acumulación marina más elevados que el actual. Los dos primeros fueron asignados al Pleistoceno y probablemente se corresponden con el estadio isotópico marino de ^{18}O 11 y con el subestadio 5e (Último Interglacial), los otros dos son holocenos. Si bien las posibilidades de obtener edades numéricas fueron limitadas, la edad de los niveles fue establecida aplicando metodologías relativas tales como: análisis morfológicos, grado de evolución

pedogenética, grado de desarrollo e incisión de las redes de drenaje o estableciendo correlaciones con niveles marinos de localidades cercanas de edad conocida.

Palabras clave: Evolución costera, Geomorfología costera, Provincia de Santa Cruz, Pleistoceno, Holoceno.

COASTAL EVOLUTION BETWEEN GALLEGOS RIVER AND CHORRILLO DE LOS FRAILES

ABSTRACT

The geomorphological setting of accretionary coastal deposits placed between the Rio Gallegos estuary and nearby Chorrillo de los Frailes valley (51° 45' S - 69° 00' W, central coordinates) are herein presented together with a proposal of an evolutive model in order to explain its origin and development.

Coastal landforms are delimited landward by late Lower Pleistocene glacial deposits. Processes related to Quaternary glaciations and marine transgressions affected the southern part of the continent controlling its origin and evolution. During warm marine interglacial stages these coastal features were generated. This was an ice-free area since the last million years nevertheless, the evidence suggests that melt water streams reached it during the Middle Pleistocene (ca. 350 ka BP). The data prove that permafrost was nearly continuous at least during three cold episodes with extremely arid climatic conditions.

The coastal environment is represented by coarse beach ridge coastal plains and eventually beach ridge barriers that constrain lagoons systems where extensive tidal flats develop.

The morphostratigraphic criteria was used in the recognition of coastal deposits. Each unit was studied in terms of sedimentary lithofacies and post-genetic processes, including soil forming processes and periglacial features development (relict sand wedges, ice wedges cast, crioturbations, etc.).

Based on detailed mapping, field works and a fine definition of altimetry it was possible to define four marine elevated levels apart from the actual. The two oldest are Pleistocene and they would probably correspond to the ^{18}O isotope marine stage 11 and substage 5e (Last Interglacial), the other two are of Holocene age. Despite the few numerical datings, a reconstruction of the coastal system evolution was attempted, using relative dating methods such as: morphological analysis, the degree of pedogenetic evolution, the degree of developments and incision or drainage systems and correlations with marine levels of other sites of known age.

Key-words: Coastal evolution, coastal geomorphology, Santa Cruz province, Pleistocene, Holocene.

PARTE 1

INFORMACIÓN GENERAL

1.1. INTRODUCCIÓN

1.1.1. TEMÁTICA DE LA INVESTIGACIÓN Y OBJETIVOS

La Patagonia expone más de 2000 km de costa al océano Atlántico a lo largo un margen continental de relativa estabilidad tectónica que cuenta con una extensa plataforma, cuyo ancho incrementa de 150 a 800 km en sentido N-S.

El registro de las fluctuaciones relativas del nivel del mar desde el Plioceno a la actualidad se preserva en diferentes sectores costeros bajo la forma de terrazas marinas, cuyos relictos se hallan a diferentes alturas. La morfología, altimetría, relaciones estratigráficas y edad de estos niveles han sido el eje de numerosas investigaciones, en su mayoría posteriores al inicio de la década del 50', inspiradas por el trabajo pionero de Feruglio (1950) a lo largo del litoral patagónico.

El presente estudio fue planteado a los efectos de contribuir al conocimiento de dichas fluctuaciones, en un territorio de acreción marina del sur de la provincia de Santa Cruz conformado por una serie de niveles pleistocenos y holocenos de los cuales o bien no había referencias previas o se tenía una información muy general.

La costa santacruceña es de régimen macromareal, con rangos extraordinarios de hasta 14 m y está sujeta al oleaje de alta energía del Atlántico. A lo largo de extensos tramos está bordeada por acantilados activos e inactivos de hasta 150 m de altura y plataformas de abrasión. Estos rasgos son indicadores del notable retroceso sufrido por la costa durante el Cuaternario, hecho que también es consignado desde el ámbito continental por el notable truncamiento de las redes de drenaje (Kokot y Codignotto 2000). De allí que las formas de acumulación marino litorales pre-holocenas no sean demasiado frecuentes, hallándose preservadas sólo en algunos sectores y de manera fragmentaria. Por este motivo, reviste un particular interés el estudio de un espacio costero donde la depositación ha prevalecido por sobre la erosión durante gran parte del Pleistoceno medio hasta la actualidad.

EL área de estudio fue englazada hace aproximadamente un millón de años durante la Gran Glaciación Patagónica (GGP, Mercer 1976) mientras que en los períodos glaciales posteriores estuvo sometida a condiciones periglaciales (Rabassa *et al.* 2007). Durante los interglaciares, las transgresiones marinas generaron depósitos que inicialmente se adosaron a los terrenos glaciogénicos para luego disponerse a modo de fajas sucesivas siguiendo el mismo patrón de acreción.

Este trabajo de investigación se propone generar un modelo evolutivo para explicar el origen y desarrollo de las sucesivas líneas de costa que se presentan entre el estuario de Río Gallegos y el Chorrillo de los Frailes en un ambiente marino litoral de naturaleza paraglacial (*sensu* Forbes y Syvitski 1994). Este objetivo general puede ser desglosado a su vez en tres objetivos específicos principales:

(a) Identificar y caracterizar con un criterio morfoestratigráfico las unidades de origen marino y continental, haciendo especial hincapié en las primeras.

(b) Relacionar las geoformas con los agentes/procesos que las originaron y determinar aquellos que actuaron con posterioridad a su formación.

(c) Establecer la cronología de eventos morfogenéticos apoyada en metodologías relativas y edades numéricas.

El trabajo está organizado en tres partes. La primera contiene la descripción del medio físico, la metodología y el marco teórico donde se presenta una síntesis del estado actual de los conocimientos en la temática. La segunda parte constituye la base de la investigación; incluye la descripción, caracterización e interpretación genética de las unidades identificadas a partir de los datos obtenidos en el terreno y registros teledetectados, con el acompañamiento de numerosa cartografía. En la tercer parte se integra y discute la información precedente para establecer la cronología de eventos morfogenéticos, la evolución paleogeográfica y paleoambiental y el modelo geodinámico propuesto para el área.

1.1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de interés se encuentra ubicada en el departamento de Güer Aike, extremo austral de la provincia de Santa Cruz. Comprende la franja costanera adyacente a bahía Grande que se extiende entre los 51° 36' y 51° 52' de latitud sur y un límite interior que aproximadamente está dado por el meridiano de 69° 11' O (Fig. 1.1). Los límites fisiográficos norte y sur coinciden con el estuario de Río Gallegos y la

desembocadura del Chorrillo de los Frailes respectivamente, mediando entre ambos una distancia aproximada de 34 km. La superficie total investigada abarca unos 600 km², hallándose casi por completo dentro de los campos de la estancia Punta Loyola.

El centro urbano más cercano es la ciudad de Río Gallegos, capital provincial. Se accede muy fácilmente partiendo desde esta ciudad hacia el sur por la ruta Nacional N° 3 hasta el paraje Chimen Aike, localizado a 6,5 km. Desde allí se toma hacia el este por la ruta Nacional N° 40 y tras recorrer unos 8 km se llega al ángulo noroccidental del área de trabajo. Alternativamente para ingresar por el flanco occidental, se prosigue en dirección sur por la ruta Nacional N° 3, donde a unos 3 km del cruce anterior está el empalme con la ruta Provincial N° 1. Tanto a esta última vía como a la ruta Nacional N° 40 se conectan numerosos caminos secundarios que permiten recorrer el área en su mayor parte.

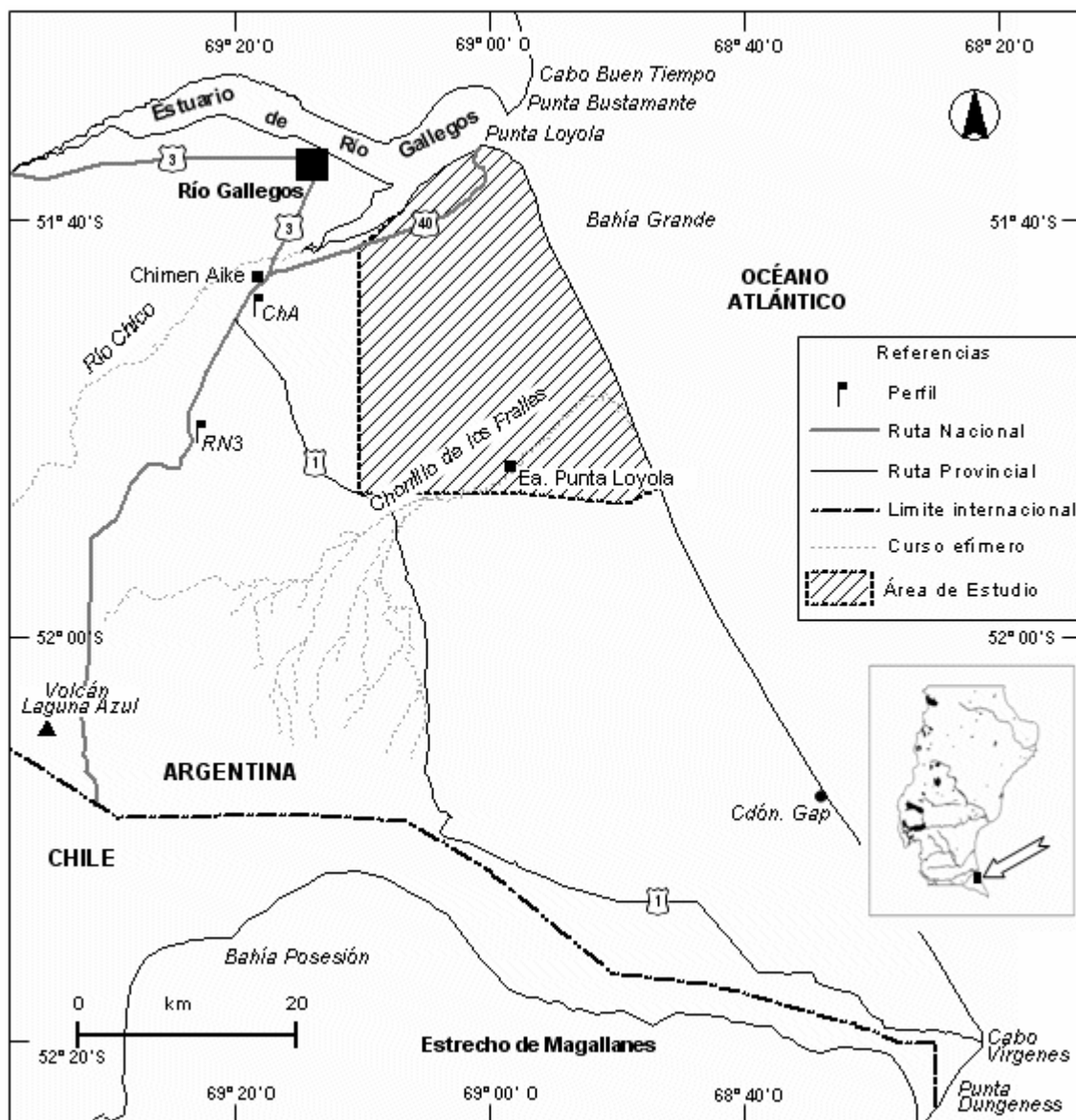


Figura 1.1. Mapa de ubicación general y de sitios de interés mencionados en el texto.

1.1.3. CLIMA

Para considerar climatológicamente el área se tomaron los datos estadísticos provistos por la estación meteorológica del Aeropuerto Internacional Norberto Fernández de la ciudad de Río Gallegos.

El clima del extremo austral de la Patagonia es templado frío semiárido. Está influenciado preponderantemente por tres factores: a) la latitud; b) la cordillera de los Andes que se levanta perpendicularmente a la dirección de la circulación atmosférica y c) el frente polar antártico del cual se desprenden las masas de aire polar marítimo que ingresan a la región por el sector O.

La posición latitudinal del área de estudio determina el clima templado frío con una temperatura media anual de 7° C. Las temperaturas medias de los meses de enero y julio son de 13° C y 1° C respectivamente, mientras que los promedios de las temperaturas absolutas alcanzan 30° C y -15° C para los valores máximos y mínimos respectivamente. Durante el año se registran 101,2 días de heladas.

La cordillera de los Andes constituye una barrera orográfica que influye en el gradiente pluviométrico que se establece de oeste a este. Debido a la dirección casi perpendicular de esta cadena montañosa respecto a las masas de aire húmedo procedentes del Pacífico, existe una marcada diferencia pluviométrica a ambos lados de la misma. Se observa así que las precipitaciones disminuyen abruptamente en unos pocos kilómetros, desde una media anual de 2000 mm a barlovento del macizo Andino, a aproximadamente 400 mm inmediatamente al este del mismo para, en esa misma dirección disminuir gradualmente hasta unos 270 mm en la zona de estudio.

Las precipitaciones son de tipo pluvial y nival, siendo el primero más importante que el segundo. Se distribuyen irregularmente a lo largo del año, concentrándose entre los meses de noviembre a mayo, con promedios mensuales que oscilan entre 20 y 40 mm. Durante los meses invernales, los valores disminuyen a 10 o menos mm mensuales, en tanto que la humedad relativa es máxima durante esta estación superando el 80 % entre mayo y julio. La media anual de humedad relativa ambiente es del 66 %.

Las masas de aire provenientes del frente polar antártico influyen tanto en la variación térmica así como en la distribución de precipitaciones y en la frecuencia e intensidad del viento.

A lo largo del año, el frente polar migra en dirección N-S emplazándose en distintas posiciones relativas al extremo sur del continente. Así, durante el período invernal en el cual el frente se ubica entre los 45° y 50° de latitud sur, las temperaturas son muy bajas (-18° y aún menos), la humedad relativa es alta y los vientos son menos intensos.

Durante el verano, en cambio, el frente se desplaza hacia el S (hasta los 60° S) permitiendo el ingreso de masas de aire más templadas desde el N. Esto da origen a un incremento de la temperatura, disminución de la humedad relativa, descenso de la presión atmosférica y aumento de la frecuencia e intensidad de los vientos.

Más allá de las condiciones de temperatura y precipitación, la intensidad y persistencia del viento procedente del O es sin duda el elemento de mayor influencia en la caracterización climática de la región. La existencia de vientos es constante a lo largo del año, su velocidad media anual es de 22 km/h, los promedios mensuales muestran máximos entre los meses de octubre a febrero, particularmente en horario diurno, superando los 25 km/h. Los valores de ráfaga máximos alcanzan y superan durante este período los 140 km/h. Los vientos del E son raros en esta zona y en general vienen acompañados de lluvias.

Estas características climáticas condicionan la existencia de un ecosistema de estepa dominado por coirón fueguino (estepa magallánica seca, Cuadra y Oliva 1996).

1.1.4. FISIOGRAFÍA

El área se extiende casi en su totalidad por debajo de la cota de 80 m, los únicos elementos discordantes del paisaje son los conos volcánicos de la Sierra de los Frailes que alcanzan los 120 m de altura en el sector sudoriental (Fig. 1.2).

En términos orográficos pueden reconocerse dos superficies que se desarrollan a distintos niveles topográficos, ambas con un relieve relativo escaso y gradiente suave hacia el mar. El paisaje tiene la estructura típica de las regiones de Patagonia adyacentes al litoral marino, con un sector elevado mesetiforme al oeste conectado al sector litoral más bajo del este por una zona de mayor pendiente muy disectada. El desnivel que media entre ambos varía entre 30 y 55 m.

El relieve de la superficie más alta es extraordinariamente monótono sólo interrumpido por el encajamiento de la red de drenaje y el mencionado alineamiento volcánico. El paisaje del sector litoral, más deprimido, está formado por colinas alargadas,

subparalelas a la costa, que sobresalen de las planicies que median entre ellas alcanzando no más de 25 m de altura.

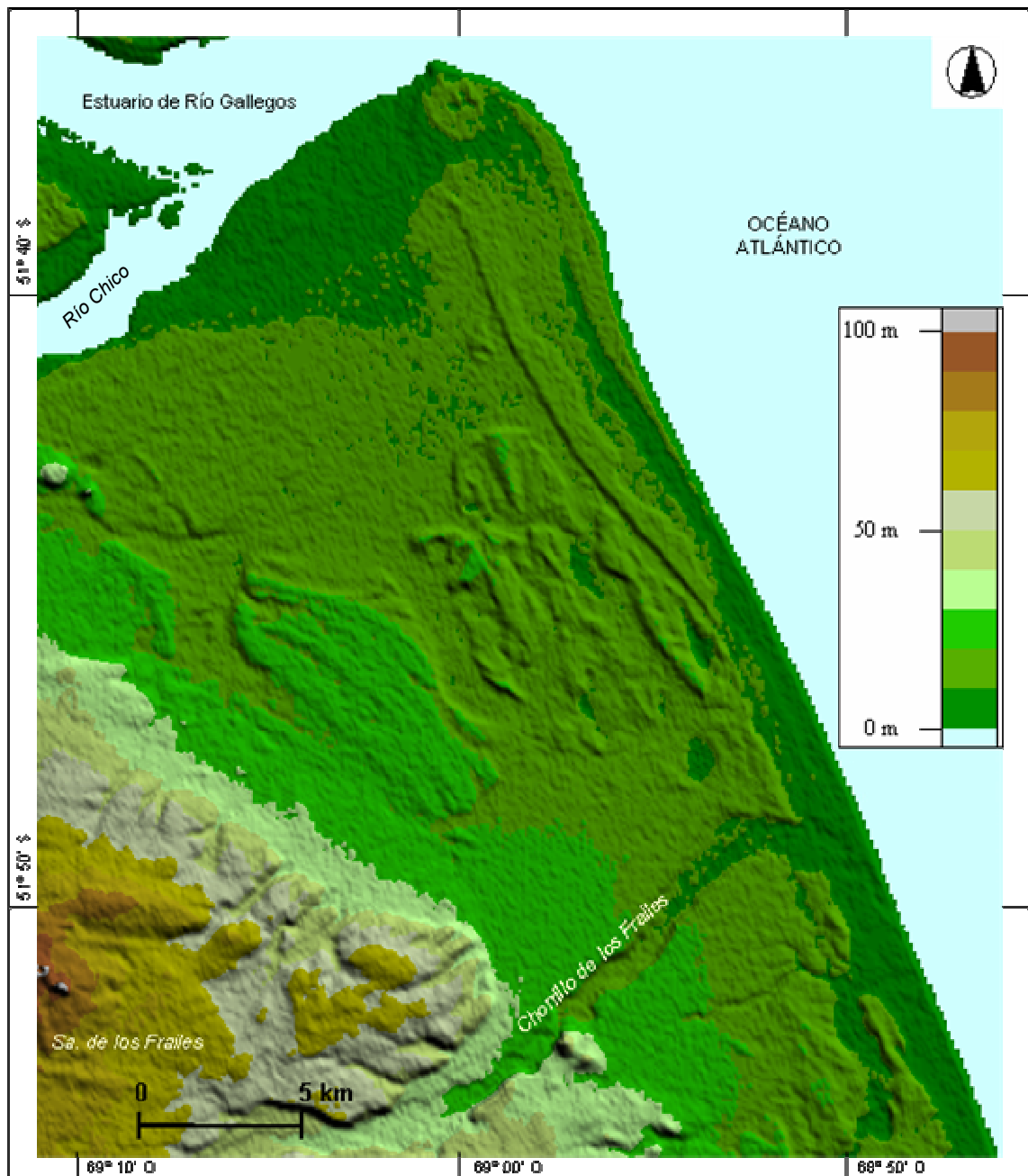


Figura 1.2. Relieve del área de estudio.

El curso de agua de mayor relevancia es el río Gallegos que drena el límite septentrional de área. Conformar una cuenca cercana a los 8.400 km² de superficie recorriendo unos 300 km desde su origen, en los contrafuertes de la cordillera Austral Patagónica, hasta la desembocadura. Nace de la confluencia de los ríos Rubens y Penitentes, recibiendo en el tramo superior la contribución de la subcuenca del río Turbio.

Desde allí corre transversalmente al eje cordillerano a lo largo de la Patagonia Extraandina por un valle desproporcionado, sumando los aportes de varios cursos menores que tributan exclusivamente en la margen sur. El río alcanza el océano Atlántico a través de un estuario adonde confluye el último de sus tributarios, el río Chico. Este curso procede de los espaldones morénicos del estrecho de Magallanes y proporciona una entrada de agua dulce despreciable durante la mayor parte del año. En la actualidad, el río Gallegos presenta un diseño de cauce meandroso y un caudal promedio anual de $15 \text{ m}^3/\text{seg}$.

El estuario tiene la clásica forma de embudo que caracteriza a los regímenes macromareales, con fuertes corrientes de flujo que penetran unos 40 km continente adentro. Sin embargo el reflujos es de mayor magnitud, no en relación con la descarga fluvial sino porque se ve potenciado por los vientos procedentes del oeste. El rango de marea medio en la boca es de 9,5 m y 5.4 m, para condiciones de sicigia y cuadratura, respectivamente. El ancho varía de aproximadamente de 8 km cerca de la boca a 800 m en la cabecera. La margen norte está enmarcada por acantilados de 80 a 150 m de altura labrados sobre un relieve mesetiforme. Inversamente, la margen opuesta, donde se localiza el área de estudio, es baja.

Debido a las condiciones climáticas la red de drenaje local es prácticamente autóctona con moderada a incipiente integración, compuesta por cañadones poco profundos y efímeros. El drenaje de mayor importancia que atraviesa el área es el Chorrillo de los Frailes, único curso alóctono con nacientes en la región del estrecho de Magallanes. Igual que el río Chico, tiene en la actualidad un caudal ínfimo aunque su valle da cuenta de mayores regímenes en épocas pretéritas. Por esta razón y debido a la hidráulica costera su tramo inferior deflexiona al sur y su desembocadura se ve alternativamente obturada por depósitos litorales gravosos.

Existen además, numerosos bajos de poca extensión superficial ocupados por lagunas temporarias a los que ocasionalmente se asocian pequeñas redes centrípetas.

1.1.5. OCEANOGRAFÍA

Uno de los agentes hidrodinámicos o factor morfodinámico que juega un papel fundamental en la configuración y geomorfología de la costa es el oleaje y como producto de éste la deriva litoral de sedimentos. El mismo tiene un mayor control sobre los procesos de erosión, transporte y sedimentación litoral en comparación con otros factores

asociados a la dinámica costera y es determinante en el origen y progradación de playas, islas de barrera, etc.

El tramo de costa estudiado es abierto, de diseño rectilíneo con orientación NO-SE. Experimenta condiciones extremas que incluyen, además de un rango de mareas que es el quinto a nivel mundial, un clima de olas enérgico que se traduce en una línea de costa muy dinámica mantenida por el transporte de sedimentos hacia el sur.

En el frente atlántico las mareas, aunque de gran amplitud, no presentan efectos de corrientes debido a la forma abierta de la costa, siendo su efecto más importante el de mover el tren de olas en forma perpendicular a ella, ampliando de esta forma la zona donde se concentra la acción erosiva de las mismas.

La costa está totalmente expuesta al oleaje de mar de fondo de los cuadrantes NE y SE, siendo esta última orientación desde la cual provienen las olas de mayor tamaño si bien su frecuencia es de sólo 3%. El oleaje dominante proviene del NE en el 71% de los casos (González Bonorino 2002), lo cual condiciona que la dirección preferente de deriva de las corrientes costeras sea hacia el sur.

No se cuenta con datos estadísticos locales de oleaje. Los más cercanos proceden de un modelado físico de la boca oriental del estrecho de Magallanes cuyos resultados se presentan en la Tabla 1.1. Para la misma localidad, Pousa *et al.* (1995) proporcionan datos de las potencias promedio y máximas del oleaje que, respectivamente, corresponden a valores de 2.4 KW/m y 31,1 KW/m.

Dirección de olas	Altura (m)	Período (seg.)
Noreste	7.5	16
Este	9.5	15
Sudeste	13.3	15
Sur	s/d	s/d
Sudeste	7.1	12

Tabla 1.1. Modelo físico del oleaje en la boca Oriental del estrecho de Magallanes (Castellano 1994, en González Bonorino 2002)

Según datos del período 1949-1968 del reporte de la *British Meteorological Office* para el Atlántico suroccidental (en Isla y Bujalesky 2004), la *Compagnie de Recherches et d'Études Oceanographiques-Geomatter* informa en 1985 que:

- La frecuencia de olas mayores a 3.5 m es baja.

- Cerca del 20% de las olas son menores a 1 m de altura en promedio anual.
- Olas extremas, mayores a 12 m de altura y período de 11.5 seg., en aguas de 50 m de profundidad, se estiman con una recurrencia de 50 años.
- La ola extrema estimada rompería en profundidades de entre 10 y 15 metros

1.2. MARCO TEÓRICO

1.2.1. LAS OSCILACIONES DEL NIVEL DEL MAR. CONCEPTOS BÁSICOS.

Una de las vías para conocer las posiciones del nivel del mar en el pasado es mediante la reconstrucción de antiguas líneas de costa, las cuales pueden encontrarse tanto por debajo como por encima del nivel del mar actual. Éstas representan períodos de estabilidad relativa del mar en los cuales se forman terrazas ya sea de acumulación o de erosión. La extensión que finalmente alcancen dependerá de cuanto tiempo permanezca estable el nivel del mar respecto de la tierra y también de la intensidad de procesos locales, ya sea de índole marina, fluvial y/o glacial. En consecuencia, es más común que sólo se preserven en forma fragmentaria. Las áreas costeras de la Argentina se caracterizan por conservar relictos de terrazas a diferentes alturas respecto del nivel del mar actual, las cuales están generalmente representadas por sistemas de cordones litorales de grava en el tramo correspondiente a Patagonia.

A lo largo del tiempo geológico el nivel marino ha fluctuado en forma periódica. Como resultado, las áreas continentales han experimentado alternativamente transgresiones y regresiones. Los cambios en la posición relativa del mar y la tierra son indicativos de movimientos de ascenso o descenso de la tierra, cambio de volumen de los océanos o, en muchos casos, de ambos (Lambeck y Chappell 2001).

Las fluctuaciones que resultan de modificaciones a escala planetaria del volumen de agua de los océanos se denominan eustáticas (Suess 1888). Estos cambios globales son provocados por una combinación de fenómenos altamente complejos que operan a distinta escala espacial y temporal. Los que manifiestan sus efectos a más largo plazo ($\sim 10^8$ años) y tienen una influencia más significativa se asocian principalmente a movimientos litosféricos de placas y a procesos de sedimentación marina, que en conjunto conducen a cambios en la configuración y volumen de las cuencas oceánicas (Lambeck y Chappell 2001).

A estas contribuciones a largo plazo se les superponen otras de menor rango temporal ($\sim 10^5$ años), tales como las que han venido dominando la historia de cambios del nivel del mar desde el Terciario y que derivan de la expansión y contracción reiterada de las masas de hielo (*glacioeustasia*, Maclaren 1842). En este caso el clima ha sido el factor de control, regulando el intercambio de agua entre las masas de hielo y los océanos. Los descensos del nivel marino ocurren durante las épocas frías (períodos glaciales, estadiales) cuando el agua de mar evaporada de los océanos se acumula en los continentes bajo la forma de hielo, mientras que los ascensos se producen por la fusión del hielo durante las épocas más cálidas (períodos interglaciales, interestadiales). La amplitud de estas fluctuaciones puede alcanzar el orden de la centena de metros según lo cuantificado para el Último Máximo Glacial (UMG) hace unos 20.000 años (20 ka), cuando el nivel del mar descendió entre 120 y 140 m (Flint 1971; Shackleton 1987; Fairbanks 1989, entre otros).

De este fenómeno derivan otros, cuyos efectos contribuyen también a generar oscilaciones del nivel marino. La *glacioisostasia* (Daly 1934), ocurre cuando la corteza continental se deforma a consecuencia de las variaciones de carga que experimenta por el crecimiento y posterior retracción del hielo. De igual manera, la corteza oceánica se deforma cuando recibe el aporte de las aguas de fusión conduciendo a la *hidroisostasia*, en cambio el proceso inverso (menor carga de la corteza oceánica por evaporación) no necesariamente se produce (Mörner 1987, en Lowe y Walker 1997). La respuesta del nivel del mar al intercambio de agua entre los mantos de hielo y los océanos es variable en el espacio debido a la influencia de la redistribución de masas sobre la Tierra y el campo gravitacional (Clark *et al.* 1978). Los efectos combinados deformación/gravedad son referidos en conjunto como glacio-hidro-isostáticos (Lambeck y Chappell 2001). Otra contribución que puede sumarse a las anteriores es la que provoca la actividad tectónica o *tectonoeustasia* (Suess 1988) que, como aquellas, opera a escala regional.

El efecto estérico (expansión/contracción) que se produce en la parte superficial de los océanos por cambios de temperatura y en menor medida de salinidad, lleva a fluctuaciones globales en períodos muy cortos de tiempo ($\sim 10^{1-3}$ años). Según se ha podido reconocer, la expansión termal producida por el calentamiento global del planeta es uno de los factores que más ha contribuido en el ascenso eustático del último milenio (Gregory *et al.* 2006). Los fenómenos meteorológicos y mareales también operan a lo largo de lapsos similares dando lugar a fluctuación de orden local.

Por lo expuesto y como ciertamente se ha verificado, la obtención de un registro de los cambios eustáticos que tenga validez universal es sumamente difícil. A modo de

ejemplo basta comparar las fluctuaciones del mar durante el Holoceno, que no obstante estar avaladas por un registro muy rico muestran patrones de comportamiento diferenciales, con niveles del mar en ascenso para el Hemisferio Norte y por el contrario niveles en descenso o fluctuantes para el Hemisferio Sur (Isla 1989). Por eso es preferible considerar a las variaciones del nivel del mar como relativas hasta tanto las componentes eustáticas y de la corteza puedan ser separadas (Martin *et al.* 1986).

Durante las últimas décadas se han venido llevando a cabo en todo el mundo estudios tendientes a estimar la frecuencia y magnitud de las oscilaciones del nivel marino desde el fin del Terciario y especialmente de aquellas que ocurrieron durante el tramo final del Cuaternario. Para ello se ha recurrido a varias vías de análisis independiente que utilizan la evidencia procedente de indicadores de distinta naturaleza y se apoyan en edades numéricas obtenidas por distintos métodos radimétricos. A través de estos estudios quedó demostrada no sólo la contribución de la componente glacioeustática en el nivel del mar sino que además, permitieron revelar que existía un patrón de comportamiento cíclico de las fluctuaciones a escala global.

Un primer grupo de métodos reconstruye los paleoniveles marinos a partir de registros posicionados en la costa o cerca de ella e incluyen tanto análisis de rasgos erosivos (ej.: marcas de marea) como rasgos depositacionales (ej.: terrazas de acumulación). De estos, uno de los que lleva a mayores imprecisiones se relaciona con el estudio de terrazas marinas de acumulación, debido a que este tipo de registro por su carácter ecotonal es muy sensible a todas las variables mencionadas más arriba y como resultado es muy fragmentario.

Las reconstrucciones que derivan del análisis geomórfico de terrazas marinas coralinas (Esat *et al.* 1999; Lambeck y Chappell 2001; Chappell 2002; Lambeck *et al.* 2002; Schellmann y Radtke 2004; Potter y Lambeck, 2003; Potter *et al.* 2004, entre otros) generan datos bastante más continuos que los anteriores. En este caso las variaciones del nivel del mar se infieren a partir de la relación altura/edad de las terrazas, las cuales son cronológicamente acotadas utilizando dataciones en corales que se consideran relativamente fiables. Las curvas obtenidas en Bahamas o en el oeste de Australia (Stirling *et al.*, 1998) provenientes de áreas tectónicamente estables y alejadas de los grandes centros de englazamiento son las más precisas. Éstas se utilizan como control de edad para otras de costas tectónicamente ascendidas como la de Barbados y la península de Huong, donde la señal tectónica pudo ser individualizada y removida con un buen grado de certeza.

El segundo grupo de métodos basa sus interpretaciones en las variaciones de la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$) que registran tanto las conchillas de foraminíferos planctónicos y bentónicos contenidos en los sedimentos del fondo marino, como el hielo obtenido en testigos de Antártida y Groenlandia (Emiliani 1955; Shackleton y Opdike 1973; Shackleton 2000; Petit *et al.* 1999; Lea *et al.* 2002; Waelbroeck *et al.* 2002; EPICA Community Members 2004, entre muchos otros).

Las variaciones en la relación $\delta^{18}\text{O}$ de los caparzones son función de la temperatura y de la relación $\delta^{18}\text{O}$ del agua de mar donde se forman. Esta última a su vez, es una función del volumen total de hielo que pone en evidencia la existencia de condiciones glaciales o interglaciales. Así, mientras que durante las glaciaciones el isótopo más liviano es preferencialmente evaporado de los océanos, ocurre a la inversa durante los períodos más templados. Valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ son indicativos de bajas temperaturas, de grandes volúmenes de hielo y de niveles eustáticos bajos. Los perfiles del fondo oceánico se dividieron en estadíos isotópicos de oxígeno (EIO) donde los intervalos fríos están representados por números pares y los más templados por números impares, asumiendo el 1 como el presente interglacial. Suponiendo una tasa de depositación constante, el espesor de un estadío es proporcional al tiempo transcurrido, con lo que puede establecerse una cronología bastante precisa. En los testigos de hielo la evidencia que surge es recíproca de la anterior y revela variaciones en la relación $\delta^{18}\text{O}$ comparables con el registro de los sedimentos de fondo marino.

La curva de Barbados fue una de las primeras en ser utilizadas para contrastar las reconstrucciones de los cambios glacioeustáticos aportados por el registro marino y generar registros combinados que ofrecen una mejor aproximación del volumen total de hielo de los últimos 5 Ma (Fig. 1.3).

Otra parte de la evidencia procede de métodos que utilizan indicadores paleoambientales del ámbito continental, tales como secuencias de paleosuelos-loess, secuencias lacustres o bien espeleotemas (estalactitas y estalagmitas). Una de las más extensas y completas secuencias de paleosuelos y loess se encuentra en la meseta de China. Los depósitos eólicos que alcanzan hasta unos 300 metros de espesor proveen un registro sedimentario virtualmente continuo de los últimos 2,5 Ma y son interpretados como representativos de condiciones glaciales, mientras que los interglaciales están caracterizados por el desarrollo de horizontes edáficos indicativos de climas más cálidos. Las mejores correlaciones con los registros de $\delta^{18}\text{O}$ se dan fundamentalmente desde el Pleistoceno medio en adelante (Kukla 1987, Zhongli *et al.* 1991; entre otros).

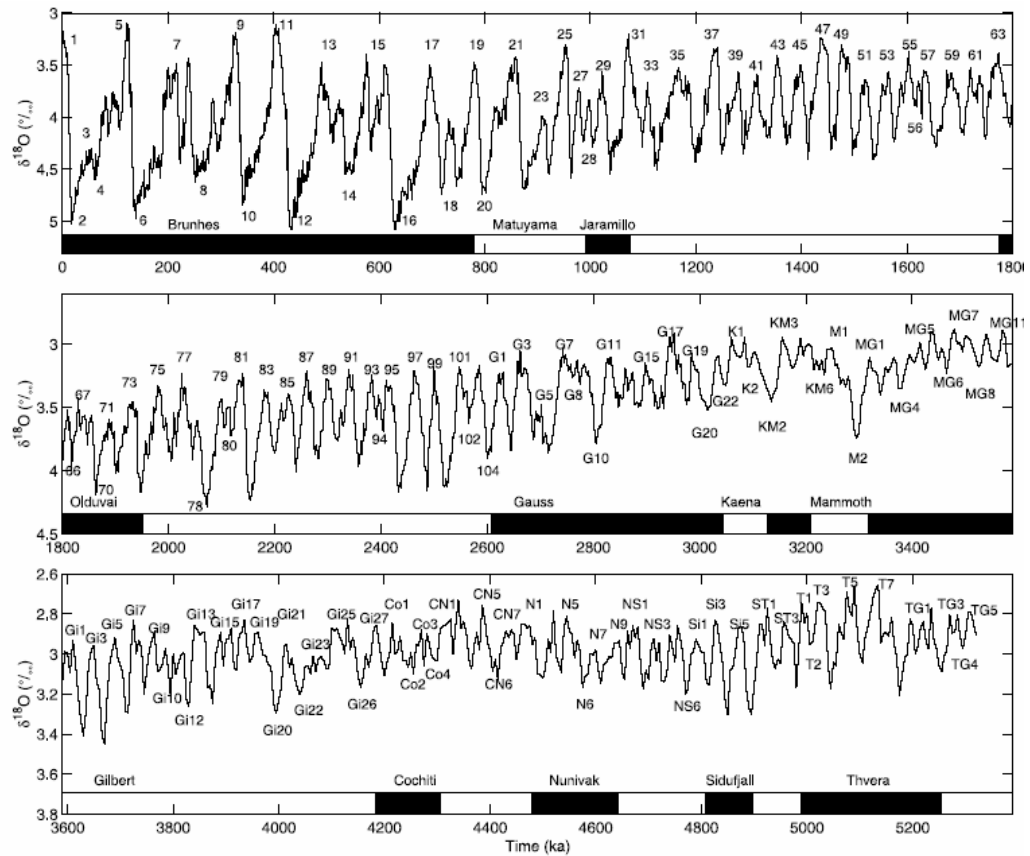


Figura. 1.3. Curva construida a partir de la correlación de 57 registros $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos globalmente distribuidos (LR04). Tomado de Lisiecki y Raymo (2005).

Todas estas señales combinadas permitieron detectar un patrón cíclico de fluctuaciones climáticas que corroboraron la propuesta experimental de Milankovitch expuesta en la “Teoría Astronómica” a comienzos de la década del cuarenta. En la actualidad, está plenamente aceptado que las variables astronómicas de presesión, oblicuidad y excentricidad, a través de su control de la estacionalidad y la distribución latitudinal de la radiación solar, conducen a los ciclos climáticos principales (Imbrie *et al.* 1992). Los cambios eustáticos han estado en buena medida influenciados por el clima, el cual se ha verificado oscila en forma periódica. Existiría una cierta correlación entre las variaciones del nivel del mar medidas en regiones no afectadas por tectonismo o glacioisostacia y los principales ciclos glaciales/interglaciales provenientes del registro marino. Fuera de estas regiones resultan más difíciles las correlaciones sobretodo allí donde se han sumado distintas señales locales.

Estas dificultades se han visto reflejadas en los resultados alcanzados por los modelos matemáticos propuestos, que permiten explicar comportamientos a escala local hasta regional pero fallan a la hora de explicar tendencias globales. Esto es aplicable tanto a los primeros modelos sencillos de la década del setenta, orientados a representar

variaciones globales del nivel del mar durante el Holoceno (ej.: Farell y Clark 1976), hasta los más recientes y complejos con mayor profundidad temporal (ej: Peltier 1994, 1996 y 1998; Lambeck 1993, entre otros). Si bien ha habido mucho progreso para mejorar los modelos numéricos y testear las simulaciones con los datos obtenidos, faltan aún muchos ajustes. Como se verá más adelante, este es el caso de lo ocurrido al intentar modelar las costas de Patagonia.

Para finalizar, cabe destacar que más allá del EIO 9 (~300 ka AP) existen todavía muchas discrepancias entre las reconstrucciones que surgen de los distintos indicadores, debido en buena medida a las grandes incertidumbres en los datos radimétricos que se utilizan para el posicionamiento temporal (Sidall *et al.* 2007) (véase 1.3).

1.2.2. LAS TERRAZAS MARINAS DE PATAGONIA

La costa atlántica sudamericana corresponde casi en su totalidad, a excepción del extremo sur fueguino, a un margen pasivo donde no cabría esperar movimientos tectónicos globales de magnitud. Su disposición meridiana determina que atravesase varias unidades morfoestructurales donde el alzamiento o la subsidencia han sido dominantes durante el Cuaternario (Clapperton 1993). La parte más estable de la costa comprende la sección que se extiende entre Guayanas y el norte de la provincia de Buenos Aires (~ 38° S) donde la unidad más importante es el escudo Brasileiro (Urien y Ewing 1974 y Urien y Zambrano 1973). Aquí, la actividad tectónica ha elevado las terrazas marinas cuaternarias a no más de 20 m sobre el nivel del mar actual. Ya en la región patagónica, una serie de altos estructurales (Meseta de Somuncurá y Macizo del Deseado) enmarcan ámbitos de cuenca (Colorado, San Jorge y Austral) donde los niveles aterrizados marinos más antiguos, pertenecientes al Plioceno, se elevan hasta alturas de 170 m (Feruglio 1950). El escenario es diferente en la parte austral de Tierra del Fuego, situada en el área sismotectónicamente activa de los Andes Fueguinos y en el dominio de la microplaca de Scotia, donde al menos para el Holoceno se pone en evidencia que la neotectónica ha afectado los niveles costeros allí desarrollados en forma diferencial (Porter *et al.* 1984 y Rabassa *et al.* 1989). Gordillo *et al.* (1992) señalan que las playas del Holoceno en el Canal de Beagle se encuentran a una mayor altura que sus coetáneas de la costa atlántica de Tierra del Fuego, localizadas en el dominio de la Placa Sudamericana en un ambiente extrandino más estable.

La evolución de la costa argentina, sujeta en primera instancia a las fluctuaciones glacieustáticas (Rutter *et al.* 1989), está ligada por consiguiente con las historias de alzamiento y subsidencia particulares de cada una de las diferentes unidades

morfoestructurales en las cuales se ha desarrollado. A esto, se suman factores locales que devienen de los diferentes regímenes de marea (progresivamente más amplios hacia el sur), las condiciones de viento y consecuente energía de olas, la posición de la costa respecto de la dirección de incidencia del oleaje y a procesos de subsidencia por sedimentación diferencial y/o neotectonismo (Rutter *et al.* 1989; Codignotto *et al.* 1992; Gornitz 1995; Shellmann y Radtke 2003; entre otros). El panorama resulta aún más complejo en el sur de Patagonia, por su cercanía a los centros de englazamiento (continental y Antártico) (Rutter *et al.* 1989) y al borde subductivo del Pacífico (Rostami *et al.* 2000), así como también por la amplia plataforma submarina (~ 800 km) (Rostami *et al.* 2000), lo que en conjunto supone una compleja interacción de fenómenos glacio-hidro-isostáticos y tectónicos.

Estas son las principales razones por las cuales los modelos numéricos no han podido reproducir en forma ajustada el comportamiento de esta parte de la costa. El modelo ICE-4G (VM2)-Viscoelástico de deglaciación (Peltier 1994), predice en forma ajustada los niveles relativos del mar a lo largo del litoral atlántico de Sudamérica entre Venezuela y Brasil, mientras que para la Patagonia los resultados ponen en evidencia la necesidad de tener en cuenta otras influencias (Rostami *et al.* 2000 y Guilderson *et al.* 2000). Otro tanto ocurre con los modelos más complejos de ajuste isostático glacial (GAI) aplicados en varias localidades costeras entre Jamaica y el Canal de Beagle, en los que, nuevamente, los mayores desajustes ocurren en los dos sitios de Patagonia analizados (Estrecho de Magallanes y Canal de Beagle) (Milne *et al.* 2005). Los autores los atribuyen a la baja calidad de los datos en algunas localidades (principalmente errores en la medición de alturas), a la existencia de procesos tectónicos activos no tenidos en cuenta y a la cercanía de la Patagonia al manto de hielo antártico, cuya influencia aún merece ser estudiada más de cerca a fin de que puedan ser reproducidas en el modelo.

A la problemática intrínseca ha contribuido la falta de precisión que poseen aún los métodos geocronológicos más allá del límite de detección del método radiocarbónico y, secundariamente, el escaso ajuste altimétrico de los niveles. No es de extrañar entonces, que las terrazas holocenas sean las que presentan un menor grado de conflicto, cronológicamente están bien acotadas debido al alto nivel de confiabilidad actual de las técnicas de fechado por ^{14}C , resultando asimismo claras sus relaciones estratigráficas con los depósitos actuales.

Mucho se ha avanzado en las técnicas de datación numérica para el Pleistoceno, particularmente para el lapso medio a tardío. No obstante, todas las técnicas que sirven para datar valvas de moluscos, invariablemente utilizadas en las costas patagónicas por

su frecuente aparición, tienen problemas aún sin resolver (Resonancia Electromagnética del Electrón o Series de U; véase apartado 1.3.3). En muchas de las investigaciones que emplearon estas técnicas, se advierte una gran dispersión en los valores de edad obtenidos para un mismo nivel marino, llegando en ocasiones a 100 ka, lapso que es semejante al de la ciclicidad de los períodos glaciales de los últimos 800 ka, con lo cual la asignación a uno u otro interglacial resulta comprometida (ej.: Schellmann 1998b; Rostami *et al.* 2000 y Schellmann y Radke 2000).

En cuanto a la posición altitudinal de las terrazas, generalmente han sido estimadas mediante altímetros de buena precisión (± 1 m). Sin embargo hay que ser cautos con la fiabilidad de los valores así obtenidos, habida cuenta que en la región patagónica las variaciones de presión barométrica se suceden muy rápidamente, especialmente en cercanía a la costa. Rostami *et al.* (2000, p. 1498) consignan este hecho al señalar que “para las terrazas más antiguas del Pleistoceno se incrementa el error en las estimaciones de altitud, los cuales son atribuidos a la gran distancia entre la localización de la terraza y la playa actual donde se hace el ajuste nulo”.

1.2.2.1. Antecedentes

La revisión de antecedentes que se presenta a continuación incluye los trabajos de índole regional cuyos aportes han sido más significativos en el conocimiento de los niveles costeros de Patagonia, aquellos que hacen mención específica al área de estudio o sus inmediaciones se abordan en la revisión de la literatura local (Parte 2).

Los depósitos litorales del Holoceno tardío que se extienden a lo largo de las costas patagónicas se conocen desde mediados del siglo XIX a través de descripciones asistemáticas (Darwin 1846) o desde una perspectiva paleontológica (D'Orbigny 1834-1847 y 1842-1844). El estudio de los niveles marinos de Argentina cobra verdadero impulso a partir del excepcional trabajo de Feruglio (1950), que puede considerarse pionero e inspirador para los numerosos investigadores que lo sucedieron durante las décadas siguientes.

Feruglio (1950) fue el primero en correlacionar globalmente los diferentes niveles marinos de la Patagonia sobre una base estratigráfica, topográfica y fosilífera, lo que permitió visualizar claramente los movimientos en sentido vertical ocurridos desde fines del Terciario. Componiendo las observaciones provenientes de distintas localidades del litoral patagónico, reconoció una serie de seis niveles marinos entre los 186 y 5-6 m s.n.m, a los que denominó terrazas. A pesar de no contar con dataciones numéricas, el

contenido de moluscos y otros invertebrados marinos le permitió diferenciar un nivel inferior holoceno, tres seguramente pleistocenos y dos más elevados, que dedujo se habrían originado entre el Plioceno y Pleistoceno inferior, cada uno de ellos ocupando un rango de elevación (Fig. 1.4). Estos estudios brindaron el primer marco teórico para el estudio de los niveles marinos ascendidos de Patagonia, el cual es válido en líneas generales en la actualidad.

	Denominación	Cota (m)	Edad
Terraza I	<i>T. del Cerro Laciár</i>	170 - 186	Plioceno Superior
	<i>T. de Cabo Buen Tiempo</i>	131 - 138	
Terraza II	<i>T. de la Estancia Cabo Tres Puntas y Cerro Blanco</i>	115 - 140	Pleistoceno inferior
	<i>T. de Monte Espejo</i>	150	
	<i>T. Estancia Darwin</i>	65 - 70	
	<i>T. Cañadón de Santa Rosa (San Julián)</i>	0 - 42	
Terraza III	<i>Terraza de Camarones</i>	40 - 95	
Terraza IV	<i>T. del Escarpado Norte (Pto. Deseado) y Bahía Sanguinetta</i>	30 - 40	Pleistoceno superior
	<i>Cordón litoral de Mactra Isabeleana (Ba. Bustamante)</i>	26 - 42	
Terraza V	<i>Terraza de Puerto Mazarredo</i>	15 - 30	
	<i>Cordón litoral intermedio Ea. La Ibérica (Ba. Bustamante)</i>		
Terraza VI	<i>Terraza de Comodoro Rivadavia</i>	6 - 19	Holoceno

Figura 1.4. Terrazas marinas según Feruglio (1950).

Recién tres décadas más tarde, Codignotto (1983) confirma la edad holocena de la Terraza VI de Feruglio (1950) al aplicar por primera vez técnicas de fechado radiocarbónico en forma sistemática a lo largo de todo el litoral atlántico, tarea que profundiza durante los años subsiguientes (Codignotto 1983, 1984, 1990; Codignotto *et al.* 1988; Codignotto *et al.* 1992). Cerca de la década de los 90' y con el advenimiento de nuevos métodos geocronológicos con mayor profundidad temporal, cobra impulso el conocimiento de los niveles costeros pleistocenos. En particular, entre el sur de Chubut y Tierra del Fuego fueron llevadas a cabo varias investigaciones aplicando estas nuevas técnicas. Rutter *et al.* (1989) utilizan por primera vez el método de racemización de aminoácidos en valvas fósiles, cuyos resultados fueron calibrados con los obtenidos por la técnica de Resonancia Electromagnética del Electrón (ERS) (Rutter *et al.* 1990, en Clapperton 1993). Más recientemente, Schellmann (1998a y b), Shellmann y Radke (1997), Rostami *et al.* (2000), Shellmann y Radke (2000 y 2003) aplican las técnicas anteriores y suman edades radiocarbónicas y por series de uranio, complementando la cronoestratigrafía con análisis morfo y pedoestratigráficos.

Existe consenso en que a escala continental las terrazas marinas del litoral atlántico del norte de Sudamérica se encuentran más bajas que sus niveles equivalentes del sur. Esta apreciación puede hacerse extensiva a la costa argentina si se comparan las terrazas de Patagonia con sus equivalentes de La Pampa y Buenos Aires (Fasano *et*

al. 1983; Schnack *et al.* 1987; Rutter *et al.* 1989; Codignotto *et al.* 1992; Rostami *et al.* 2000; entre otros). Por el contrario resulta difícil encontrar un criterio unánime sobre las causas de este ascenso diferencial, sobretodo para los niveles pleistocenos y más antiguos, hecho que se vincula con la compleja historia de procesos glacio-hidro-isostáticos y tectónicos que afectaron el extremo sur del continente.

En cambio si el análisis se reduce únicamente a la Patagonia surgen diferencias respecto a la existencia o no de una tendencia similar a la referida. La opinión es coincidente en lo referido al lento alzamiento tectónico a que ha estado sujeta la costa patagónica, hecho que Feruglio (1950) ya manifestaba, era el responsable de la elevación de las terrazas marinas al menos desde el Plioceno superior. Este mismo autor planteaba la posibilidad de un alzamiento diferencial para algunos sectores de la costa. Así, a partir del análisis comparativo de las Terrazas I y II de la región de Deseado y San Julián sugería que había existido un levantamiento más intenso en la primera de las regiones. Lo mismo indica para la Terraza VI del Holoceno, más elevada en la región Comodoro Rivadavia que en Tierra del Fuego.

Entre los muchos trabajos que posteriormente abordan esta temática se encuentra el de Codignotto *et al.* (1992) que, del mismo modo que Feruglio (1950), postula alzamientos diferenciales en los depósitos litorales holocenos los cuales son atribuidos a neotectonismo, siendo cuantificada la tasa en 0,12 mm/año para los sectores de cuenca y en 1,63 mm/año para los de intercuenca. De esta forma, los macizos de Somuncurá y del Deseado habrían sido más ascendidos que las cuencas del Golfo de San Jorge y Austral. Se señala asimismo, que las velocidades de ascenso relativo se incrementan hacia el sur debido a mayor cercanía entre la costa y el sector cordillerano.

Schellmann (1998a y b) y Schellmann y Radtke (1997 y 2000) estudian varios sistemas de terrazas del Pleistoceno medio al Holoceno del tramo de costa comprendido entre Camarones y San Julián. Luego de comparar los sistemas de terrazas de Bahía Bustamante y Camarones vs. los de San Julián, encuentran que en las primeras dos localidades habría existido un alzamiento tectónico leve (<2 mm/año) desde el Pleistoceno medio, mientras que en San Julián, debido a la reciente subsidencia, las terrazas del Holoceno tienen una misma altura que las del Pleistoceno medio. Sin embargo, no reconocen que exista relación alguna entre los movimientos neotectónicos cuaternarios y la distribución de las cuencas según lo sugieren Codignotto *et al.* (1992).

Rostami *et al.* (2000) examinan un tramo de costa prácticamente similar al anterior agregando la de Tierra del Fuego y calculan un valor de ascenso regional de 0,09

mm/año para los últimos 300 ka. Encuentran que los rasgos costeros del Holoceno aparecen a una altura progresivamente mayor desde el norte al sur de Patagonia, resultado que asimilan a los encontrados por Snack *et al.* (1987) y Radke *et al.* (1989), mientras que en referencia a Codignotto *et al.* (1992), dicen que a partir de su trabajo no están en posición de confirmar los alzamientos diferenciales para ámbitos de cuenca e intercuenca. Cabe consignar que los datos de Tierra del Fuego que Rostami *et al.* (2000) utilizan para llegar a dicha conclusión (Fig. 11a, p. 1512) fueron tomados de Gordillo *et al.* (1992 y 1993), que como ya se señalara corresponden al canal de Beagle que ha experimentado una historia de alzamientos diferente que el resto de la Patagonia. Schellmann y Radtke (2003) discrepan con los autores anteriores en cuanto explicitan no detectar incremento alguno de altura en las terrazas holocenas de norte a sur.

En relación con los niveles marinos del Pleistoceno, Rostami *et al.* (2000) analizan la altimetría de aquellos que representan al Último Interglacial (EIO 5e) y encuentran una tendencia similar a la que hallaron para las terrazas del Holoceno. Sin embargo en este análisis incluyen datos provenientes de una sola localidad de Patagonia (que los mismos autores consideran escasos) y los extrapolan directamente con el norte de Brasil, lo cual no hace más que confirmar la tendencia a escala continental ya conocida. Por su parte, Bujalesky e Isla (2006) comparan los niveles de paleoplayas correspondientes al EIO 11 (~400 ka AP) del norte de Tierra del Fuego con los previamente estudiados por Schellmann (1998a) en Chubut y Santa Cruz. En función de la menor altimetría de los niveles fueguinos concluyen que el ascenso tectónico al que estuvieron sometidos fue menor que el que evidencian sus equivalentes de Chubut y Santa Cruz.

En vista de las discrepancias que se observan en todos estos trabajos puede concluirse, en acuerdo con Schellmann y Radtke (1997 y 2000), que a lo largo de las costas de Patagonia la mera correlación altimétrica entre diferentes sistemas de terrazas es virtualmente imposible y que sólo pueden ser diferenciadas sobre la base un trabajo regional que incluya además estudios morfoestratigráficos y pedoestratigráficos.

Un tópico que fue menos abordado en los trabajos es el que se relaciona con la determinación de los niveles eustáticos. Rostami *et al.* (2000) son los únicos que analizan los últimos tres períodos interglaciales teniendo en cuenta la tasa de ascenso regional, la altimetría de las terrazas y la edades obtenidas por las series de U. Consideran que para el EIO 9 el nivel del mar se habría encontrado a $+6 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ por encima del actual, para el EIO 7 a $-4 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ por debajo y para el EIO 5e nuevamente a $+6 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ por encima; valores que encuentran comparables con los del registro coralino. Guilderson *et al.* (2000) reconstruyen las posiciones del nivel del mar entre el Pleistoceno tardío y Holoceno

temprano a partir de testigos de plataforma y encuentran que se ajusta muy bien con la curva del nivel del mar del Caribe, aunque discrepan con lo hallado por Rostami *et al.* (2000) a partir de depósitos de playa. Para los primeros, el nivel del mar se habría encontrado a -18 y -33 m entre los 7 y 8 ka. AP, respectivamente, mientras que los segundos estiman un valor de + 6 m para ese mismo lapso, al que consideran correspondientes al máximo de la transgresión holocena. Guilderson *et al.* (2000) discuten en su trabajo los datos Rostami *et al.* (2000) sugiriendo que esta diferencia podría deberse bien, a problemas con las dataciones por las Series de U o, alternativamente, a que las reconstrucciones basadas en las altimetrías de depósitos de playa reflejan niveles del mar “más” altos debido a que su origen se relaciona con oleaje de tormenta (*storm surges*). Este último concepto es ilustrado por Schellmann y Radtke (2003) al comparar dos curvas que elaboran a partir de la elevación de depósitos de playa y de terrazas fluviales aledañas a la costa, a las que consideran mejores indicadores de la posición relativa del nivel del mar. La curva de mayor altimetría es la correspondiente a los depósitos de playa y tiene una diferencia con la segunda de 8,5 m para el Holoceno medio y de 2,5 m para hoy en día. Estos valores les sugieren además, que la energía de olas y las altas mareas fueron mayores durante el Holoceno medio.

Otro aspecto interesante al que varios trabajos hacen mención, es acerca del carácter pulsátil de la regresión que siguió al máximo transgresivo del Holoceno el cual es detectado en diferentes tramos de la costa atlántica sudamericana. Al respecto Martin y Suguio (1992) y Domínguez *et al.* (2002), entre otros, señalan que el registro del nivel del mar en Brasil muestra que el descenso fue interrumpido por dos importantes oscilaciones de alta frecuencia que ocurrieron entre 4,2 -3,6 ka y 2,9-2,4 ka AP, que coinciden con las descritas por Wong (1992) en Guayanas. En Patagonia, Codignotto *et al.* (1998) encuentran que en Bahía Solano se produjo un descenso del nivel relativo del mar de 1,5 m entre los 3,8 y 2,7 ka AP, mientras que Monti (2000) describe algo similar en el tramo costero Rawson-Bahía Engaño entre los 3,9 y 3,2 ka AP. Más tarde y para la costa del sur de Buenos Aires, Gómez *et al.* (2005, 2006) detectan un pulso entre 2,72 -2,38 ka cal. AP y Laprida *et al.* (2007) dos: uno entre 5,79 - 5,51 ka cal. AP y otro entre 3,18–2,85 ka cal. AP, que, en todos los casos, relacionan con los intervalos Neoglaciales inicialmente propuestos por Mercer (1976). En cambio, otros autores proponen un descenso paulatino del nivel relativo del mar, como por ejemplo Milne *et al.* (2005) a partir de modelos GAI.

En la Figura 1.5 se presenta una síntesis del estado actual del conocimiento de los niveles marinos del Pleistoceno medio a la actualidad identificados entre el sur de Chubut y Tierra del Fuego.

A fin de hacer más viable la comparación altimétrica entre las distintas localidades, la información provista por cada uno de los autores fue recalculada al mismo plano de referencia utilizado en el área de estudio (véase Aspectos metodológicos, materiales y técnicas). Con idéntico propósito, las edades volcadas corresponden a fechados sobre valvas obtenidas en cordones litorales, geformas que por su gran frecuencia son de donde proviene el mayor volumen de datos.

1.2.3. CRONOLOGÍA GLACIAL Y MARINA DE LA REGIÓN DEL ESTRECHO DE MAGALLANES

Se analiza en esta parte la información de base necesaria para la elaboración del modelo evolutivo del área, que incluye una revisión de los procesos de glaciario que tuvieron lugar en el extremo sur del continente, especialmente en la región del estrecho de Magallanes, y su relación con los niveles marinos del litoral atlántico.

Los registros combinados elaborados a partir de distintos indicadores muestran que durante los últimos 800 ka los ciclos mayores de variaciones del nivel del mar ocurren a intervalos de ~100 ka, con amplitudes máximas de 120 a 140 m, a los que sobreimponen ciclos de algunas decenas de cientos de años y corta duración (Lambeck *et al.* 2002) (Fig. 1.6).

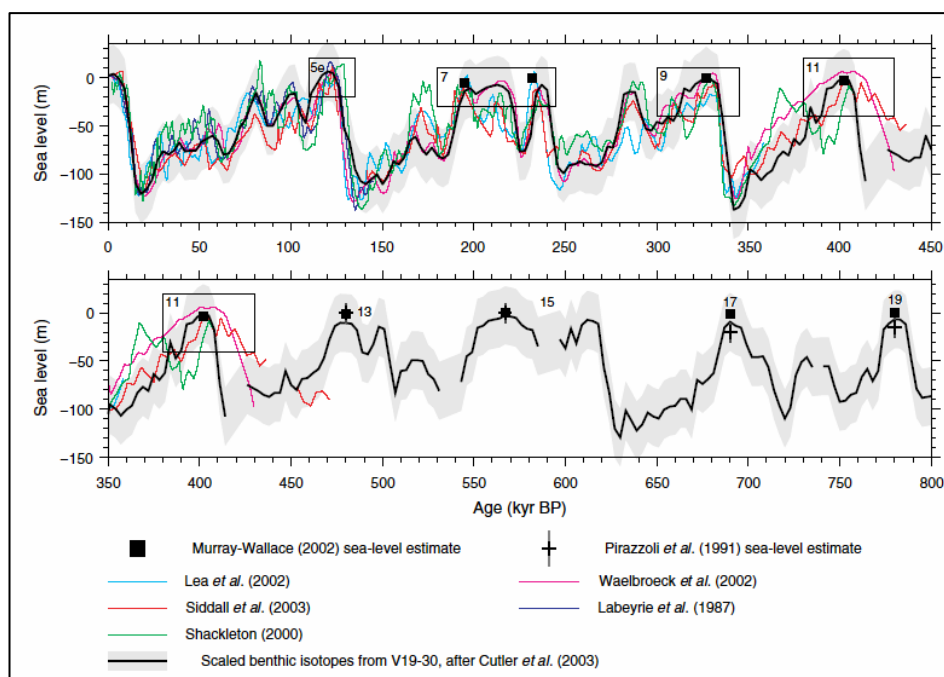


Figura 1.6. Fluctuaciones del nivel del mar durante los últimos 800 ka según varios autores. (Tomado de Siddall *et al.* 2007, p. 79).

En las costas de Patagonia, las investigaciones más recientes tienden a confirmar que el espaciamiento temporal de los niveles marinos del Pleistoceno medio en adelante responde aproximadamente a la mencionada ritmicidad. Entre estos ciclos mayores de fluctuación se sucedieron eventos glaciales que han sido estudiados por numerosos investigadores desde los primeros trabajos sistemáticos de Nordenskjöld (1899), cuya mención detallada escapa al propósito de este trabajo.

El modelo glacial vigente para la región fue propuesto por Meglioli (1992) tomando como precedente principal el trabajo paradigmático de Caldenius (1932), cuyo esquema básico modifica en lo que hace al número y cronología de eventos. Mediante un mapeo de detalle, técnicas de datación relativa (grado de desarrollo de anillos de meteorización en rodados y geometría y morfometría de cuñas de arena y moldes de cuña de hielo) y edades numéricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de basaltos estratigráficamente relacionados con los depósitos glaciogénicos, reconoce para la región seis unidades de drift que se corresponden con sendos episodios glaciales mayores. Mapeó un total de cinco sistemas de arcos morénicos a ambos lados del estrecho de Magallanes e identificó una sexta glaciación más antigua cuyas evidencias, bloques erráticos y un till muy meteorizado, sólo se hallan en el territorio de Tierra del Fuego. Como el mismo autor señala, algunos de los avances glaciales no cuentan con un estricto acotamiento cronológico, razón por la cual en algunos casos la correlación con los estadíos isotópicos del registro marino que propone es de carácter tentativo.

Según este esquema, en repetidas oportunidades a partir del Plioceno tardío y durante el Pleistoceno el estrecho de Magallanes fue ocupado por lóbulos glaciales que avanzaron hacia el este desde el manto de hielo de montaña ubicado en la cordillera de Darwin (Fig. 1.7). El registro glacial más antiguo de la margen norte corresponde al segundo de los avances, conocido como "Gran Glaciación Patagónica" (GGP, Mercer 1976, Inicial de Caldenius 1932), la cual tuvo las características de una glaciación pedemontana. El glaciar que avanzó por el estrecho en esa oportunidad fue el más extenso que cubrió alguna vez el extremo austral del continente (Rabassa *et al.* 2000). Una de las numerosas lenguas que se proyectaron en diferentes direcciones progresó hacia el norte a través del territorio de Patagonia continental hasta la latitud del actual río Chico (límite N del área de estudio). Hacia el este, alcanzó la actual plataforma submarina en ese momento expuesta, en algún punto al sur de la actual desembocadura del río Gallegos (Caldenius 1932; Meglioli 1992; Coronato *et al.* 2004; entre otros). Los depósitos reciben el nombre de "**Drift Sierra de los Frailes**" (Inicial de Caldenius

1932) y están acotados cronológicamente por ^{40}Ar - ^{39}Ar entre 1-1,1 Ma (Ton-That *et al.* 1999; Singer *et al.* 2004).

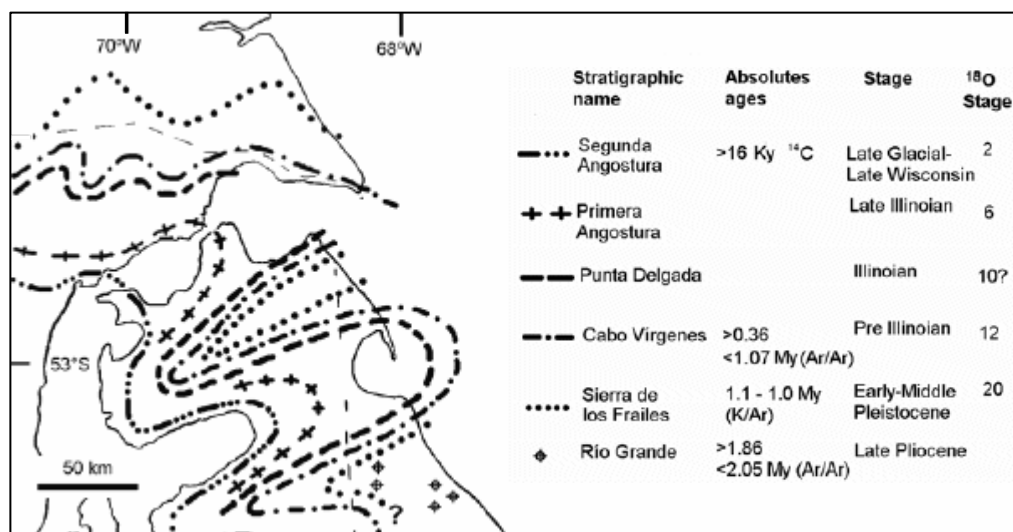


Figura 1.7. Límite y cronología de las glaciaciones del Estrecho de Magallanes y norte de Tierra del Fuego según Caldenius 1932, Rabassa *et al.* 1989, Meglioli 1992 y Coronato *et al.* 1999). Tomando de Bujalesky *et al.* 2001.

Los arcos morénicos frontales de las glaciaciones subsiguientes se ubicaron progresivamente más cerca de la cordillera y a su vez a las márgenes del estrecho de Magallanes. En una posición relativamente cercana al área de estudio, se encuentran los depósitos correspondientes a dos de las glaciaciones posteriores a la GGP, localmente denominados “**Drift Cabo Virgenes**” (Codignotto 1969) (<1,07->0,36 Ma, Meglioli 1992; Daniglacial, Caldenius 1932) y “**Drift Punta Delgada**” (Marangunic 1974)(Gotiglacial, Caldenius 1932).

Las morenas que representan el frente de avance de las dos últimas glaciaciones, “**Drift Primera Angostura**” (Gotiglacial, Caldenius 1932) y “**Drift Segunda Angostura**” (>16 ka, Meglioli 1992; Finiglacial: Caldenius 1932), se localizan en una posición bastante más alejada, aguas arriba dentro del estrecho de Magallanes. Para la región que se extiende al norte no han surgido hasta el presente nuevos aportes que hayan permitido refinar la cronología de Meglioli (1992). En cambio trabajos posteriores llevados a cabo en el territorio de Tierra del Fuego, han contribuido a circunscribir la edad de algunos de los avances glaciales.

En la costa atlántica de Tierra del Fuego, al sur de la bahía San Sebastián, Bujalesky *et al.* (2001) datan por series de U restos fósiles marinos pertenecientes a tres niveles de paleoplayas pleistocenas que asignan a los estadios isotópicos de oxígeno 11

(Formación Laguna Arcillosa), 7 o 9 (Formación Las Vueltas) y 5 (Formación La Sara, Codignotto 1969). Las relaciones estratigráficas entre el nivel asignado al EIO 11 y los depósitos glaciogénicos, les permite ajustar la cronología de Meglioli (1992), postulando una edad mayor a 600 ka para la glaciación que en territorio fueguino equivale a la Glaciación Cabo Vírgenes en el estrecho de Magallanes. En un trabajo posterior al sur de Río Grande, Bujalesky e Isla (2006), autores en primera instancia del trabajo anterior, realizan sustanciales modificaciones al cuadro geocronológico; entre otras asignan al EIO 10 (~ 350 ka) a la glaciación que antes postularan como mayor a 600 ka y al EIO12 a la glaciación que en el área equivale a la Glaciación Sierra de los Frailes del estrecho, la cual es ampliamente aceptada como representante de la GGP (~ 1Ma, EIO 30-34). Debido a la falta de argumentación de tales modificaciones, la autora del presente trabajo no tomará en consideración la cronología presentada en dicho trabajo.

En recientes estudios paleomagnéticos también en Tierra del Fuego, cuyos resultados revisten el carácter de preliminares, se sugiere una edad paleomagnética más joven que el límite Brunhes-Matuyama (0,78 Ma, Singer y Pringle 1996) para los depósitos equivalentes a las glaciaciones Glaciación Cabo Vírgenes y Punta Delgada (Walther *et al.* 2007). En relación con los primeros, la unidad estratigráfica que se corresponde en el lago Buenos Aires tiene una edad mínima datada en $0,760 \pm 0,007$ Ma $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ según basaltos que la suprayacen (Singer *et al.* 2004) y por consiguiente son más antiguas que la edad de la transición Brunhes-Matuyama. Rabassa (2008) estima de acuerdo a los nuevos datos paleomagnéticos que al menos parte de esta unidad en el estrecho de Magallanes y Tierra del Fuego serían posteriores.

El único nivel marino del Holoceno formalmente reconocido en la región es la Formación San Sebastián (Codignotto 1969) de Tierra del Fuego, cuyos tres miembros cuentan con varios fechados con edades comprendidas entre los 4,62 ka AP ^{14}C (Bujalesky *et al.* 2001) y 1,31 ka ^{14}C AP (Codignotto y Malumián 1981). Otros depósitos holocenos datados, corresponden a dos territorios cuspidados, punta Dungeness ubicado en la margen norte de la boca del estrecho de Magallanes y punta Bustamante en igual posición dentro del estuario de Río Gallegos. Para la primera de las puntas, Uribe y Zamora (1981) presentan cuatro edades radiocarbónicas comprendidas entre 0,9 a 0,2 ka AP pertenecientes a las crestas de playa actual, determinando por extrapolación una edad ca. 2,55 ka AP para la berma más antigua. Para la segunda, González Bonorino *et al.* (1999) obtienen un fechado de 6,3 ka ^{14}C AP. en los cordones más antiguos.

En la Figura 1.8 se presenta el cuadro cronoestratigráfico que sintetiza la cronología glacial y marina para el estrecho de Magallanes y la costa atlántica del sur de

Santa Cruz y norte de Tierra del Fuego, que será el marco de referencia temporal del presente estudio.

ESTRATIGRAFÍA GLACIARIA Y MARINA <i>Estrecho de Magallanes y costa atlántica Río Gallegos - Tierra del Fuego</i>	Edad Numérica	EIO ¹⁸	Época
<i>Formación San Sebastián</i> ² Punta Dungeness Punta Bustamante	4,6 ka ¹⁴ C ³ 0,9 - 0,2 ka ¹⁴ C ⁴ 6,3 ka ¹⁴ C ⁵	1	Holoceno
Drift Segunda Angostura ¹	>16 ka ¹⁴ C ¹ <25 ka - ~12 ka ¹⁴ C - ¹⁰ Be ⁶	2-4	Pleistoceno superior
<i>Interglacial Formación La Sara</i> ²	>82 ka ³	5 (e?)	Pleistoceno medio
Drift Primera Angostura ¹	>41 ka ¹⁴ C ¹ ~0,125-0,3 Ma ^{7,8}	6-8 ⁶	
<i>Interglacial Formación Las Vueltas</i> ³	0,3? U Ma ³	¿7-9? ³	
Drift Punta Delgada ¹	0,3-0,4 U Ma ³ <0,78 Ma - >0,3 Ma ⁷	10? ^{1,3}	
<i>Interglacial Laguna Arcillosa</i> ³	0,4-0,6 U Ma ³	¿11? ³	
Drift Cabo Virgenes ¹	<1,07 Ma - >0,36 ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar ¹ >0,6 U Ma ³ <0,78? Ma ⁷	≥12-18?	
Drift Sierra de los Frailes ¹	1-1,1 Ma ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar ⁹	30-34	Pleistoceno inferior

Figura 1.8. Estratigrafía glacial y marina para el estrecho de Magallanes y la costa atlántica entre el río Gallegos y el río Chico de Tierra del Fuego. ¹Estratigrafía glacial: según el modelo regional de Meglioli 1992. Estratigrafía marina: de acuerdo a: ²Codignotto 1969; ³Bujalesky *et al.* 2001. Referencias para cronología: ⁴Uribe y Zamora 1981; ⁵González Bonorino *et al.* 1999; ⁶McCulloch *et al.* 2005; ⁷Walther *et al.* 2007 (dato paleomagnético); ⁸Coronato y Rabassa 2007; ⁹Ton-That *et al.* 1999. Estadios isotópicos ¹⁸O de acuerdo a Sidall *et al.* 2007.

1.3. ASPECTOS METODOLÓGICOS, MATERIALES Y TÉCNICAS

La fase inicial de la investigación consistió en realizar una exhaustiva búsqueda, selección y recopilación de bibliografía en términos de antecedentes geológico-geomorfológicos y paleoclimáticos del extremo sur de Santa Cruz. La búsqueda alcanzó al resto de la provincia y a Tierra del Fuego aunque sólo acotada a trabajos llevados a cabo en la faja costera. La información obtenida fue analizada, catalogada y valorizada en función de los objetivos del estudio, siendo permanentemente actualizada en el transcurso del tiempo.

La interpretación *cronoestratigráfica* de las terrazas se apoyó en estudios *morfoestratigráficos* y *altimétricos* que requirieron de la implementación de un conjunto de metodologías y técnicas. A continuación se discuten distintos aspectos metodológicos referidos a estos tres ejes principales de análisis, tal como han sido considerados en este trabajo.

1.3.1. OBTENCIÓN Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN GEOMORFOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA

Las primeras inspecciones en el terreno estuvieron centradas en la elección de las unidades de trabajo. De inmediato fue evidente que en la mayor parte del área eran infrecuentes los afloramientos naturales y que las posibilidades de ver cortes verticales se limitaban a algunas canteras y otros destapes antrópicos. Sin embargo, los cuerpos de roca podían ser bien identificados a partir de la forma superficial. En virtud de ello se consideró que el criterio más apropiado para la subdivisión del área era el morfoestratigráfico, que permite generar unidades de carácter formal tratando a los depósitos superficiales como legítimas entidades estratigráficas y a su vez aplicar todos los fundamentos de la geomorfología.

El mapeo de las unidades y más que nada de los contactos, muchas veces enmascarados en el terreno por la vegetación y el escaso relieve relativo, requirió de un trabajo de base previo utilizando como herramientas fuentes cartográficas y registros teledetectados.

En una primera etapa el objetivo fue la elaboración de un mapa preliminar empleando los programas de computación de tipo SIG (Sistema de Información Geográfico), *Arc View v.3.2.a.* y *Global Mapper v.7.1.* (y versiones posteriores). Con este propósito se trabajó preferentemente en gabinete a fin de identificar las formas del terreno en cartas topográficas, fotografías aéreas e imágenes satelitales, para su posterior digitalización. La procedencia y los datos de la información utilizada fueron los siguientes:

<p>a) Cartas topográficas</p> <p>Instituto Geográfico Militar (IGM) - Escala 1:100.000</p> <ul style="list-style-type: none"> • 5169-27 "Río Gallegos" (año 1947) • 5169-33 "Sierra de los Frailes" (año 1948) • 5169-34 "Punta Loyola Sur" (año 1943)
<p>b) Fotografías aéreas verticales</p> <p>b1. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Escala 1:40.000/ Fecha: abril/68. Corridos:</p> <ul style="list-style-type: none"> • N° 4 - 14/19 • N° 5 - 02/09 • N° 6 - 11/18 • N° 7 - 01/07 • N° 8 - 33/41 • N° 9 - 19/27 <p>b2. Servicio de Hidrografía Naval (SHN), corridas:</p> <ul style="list-style-type: none"> • N° 72 - 59/78 (Fecha: 08/04/68); escala 1:20.000 • N° 73 - 02/23 (Fecha: 08/04/1968); escala 1:20.000 • N° 2 - 153 /158 (Fecha: 08/10/99); escala 1:40.000 • N° 3 - 160/168 (Fecha: 08/10/99); escala 1:40.000
<p>c) Imágenes Satelitales</p> <ul style="list-style-type: none"> • Tipo de Imagen: LANDSAT-TM 5 (28 m) año 2001 Denominación: 228/96 Espectro de bandas: 6 • Tipo de Imagen: LANDSAT 7+ E TM plus (28 m) año 2000 Denominación: S19-50_2000 Espectro de bandas: 3. • Tipo de Imagen: Aster L1B (14 m), año 2004 (febrero) Espectro de bandas del VNIR (visible e infrarrojo cercano) • Tipo de Imagen: Aster L1B (14 m) año 2005 (octubre) Espectro de bandas del VNIR (visible e infrarrojo cercano)

Previo a la elaboración del mapa base fue necesario llevar a cabo un relevamiento en campo para la toma de puntos de control con el fin de utilizarlos en la georeferenciación de las fotografías aéreas y en el ajuste de las imágenes satelitales ya georeferenciadas. Los datos se obtuvieron mediante un geoposicionador geodésico Trimble 4600 LS utilizando como complemento un navegador satelital Garmin III Plus.

El tratamiento dado a la información precedente involucró los siguientes pasos:

i. Introducción en los programas de SIG de las imágenes satelitales las cuales fueron reprojectadas a partir de los puntos de control tomados en el campo.

ii. Selección de fotografías aéreas y escaneo de las mismas a una densidad de puntos adecuada para garantizar un detalle óptimo de representación. Posterior introducción en el SIG y georeferenciación utilizando las coordenadas exactas de los puntos control. Composición de un mosaico aerofotográfico.

iii. Identificación de zonas con patrones texturales homogéneos a partir de la interpretación visual de las características espectrales, con énfasis en relieve, drenaje, estructura y litología. Aplicación de realces para mejorar la interpretación y generación de bandas auxiliares (ej.: realce de bordes, exclusión, diferencia, etc.). Estos análisis se conjugaron con: a) la información morfológica surgida de la interpretación de las fotografías aéreas con un estereoscopio de espejos Wild TSP1 y b) la información planialtimétrica, previamente introducida en el SIG, provista por la misión SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (véase más adelante).

iv. Digitalización preliminar de las unidades.

Con el mapa base obtenido se recorrió el área a fin de ajustar los límites de las unidades previamente definidas, correlacionando los distintos patrones texturales y tonales con las características morfológicas visibles en el terreno. Con el objeto de complementar las observaciones directas en el terreno, se sobrevoló el aérea en junio de 2001 con una avioneta Piper matrícula LV-LWC obteniendo un registro fotográfico digital.

En la siguiente etapa, el trabajo se centró en la descripción de las unidades en secciones verticales convenientemente acondicionadas para tal fin. Se tuvieron en cuenta aspectos litoestratigráficos describiéndose los parámetros físicos color, tamaño de grano y estructuras así como evidencias de bioturbación. Para el análisis textural fue utilizada la granulométrica de Udden-Wentworth. En el laboratorio se realizaron estudios granulométricos de muestras seleccionadas, mediante el empleo de una pila de tamices

tipo Tyler. En los casos en que la profundidad del perfil así lo permitió, se caracterizaron las facies sedimentarias y se identificaron sus superficies de contacto.

Una vez ubicadas espacialmente las geoformas y adjudicado un ambiente de formación se obtuvo la versión final del mapa geomorfológico a escala 1:75.000 (Apéndice C - Mapa). Asimismo, esto permitió establecer la disposición geométrica de las líneas de costa pretéritas y delimitar la extensión de los distintos niveles marinos.

1.3.2. OBTENCIÓN Y TRATAMIENTO DE LA INFORMACIÓN ALTIMÉTRICA

El próximo paso consistió en determinar la posición altitudinal de los niveles marinos identificados. La obtención de una información altimétrica propia de carácter continuo hubiese requerido de un relevamiento de campo por demás exhaustivo, que estaba más allá de las posibilidades. Por consiguiente se trabajó con una combinación de datos propios y de datos procedentes del modelo de elevación digital (DEM) de la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), proyecto conjunto entre la NGIA (*National Geospatial Intelligence Agency*) y la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) cuyo objetivo es el de generar datos topográficos digitales. Estos datos están referenciados al modelo elipsoidal *World Geodetic System 1984* (WGS84) y tienen una densidad de un punto cada ~90 m en sentido latitudinal y ~ 60 m en sentido longitudinal.

A los efectos de ajustar los valores altimétricos y cotejar los datos del modelo SRTM respecto a los de la red nacional del IGM, se relevaron en la zona de estudio más de 600 puntos de control con un geoposicionador geodésico Trimble 4600 LS de una frecuencia postproceso. Para que los datos fueran comparables se re proyectó el DEM al modelo elipsoidal Posgar 94 (Faja 2) que utiliza el IGM, siendo este el sistema de coordenadas utilizado para la confección de mapas y modelos tridimensionales. Por otro lado, los valores obtenidos en el campo fueron recalculados altimétricamente con respecto al mojón del Ministerio de Obras Públicas, MOP N° 2866 (13,347 m), cuyo plano de reducción es el 0 m s.n.m de Mar del Plata. Mediante la utilización del *software Global Mapper* se observó que el desvío en altura ($\bar{\delta}_h$) entre el modelo elipsoidal y los datos obtenidos con GPS era de aproximadamente $\pm 1,50$ m, por lo cual se consideró que los datos del DEM podían ser utilizados directamente de manera confiable en el área de trabajo. En estudios llevados a cabo con posterioridad en la ciudad de Río Gallegos y alrededores ajustando más esta metodología, pudo detectarse una concordancia aún mayor que la anterior (Almonacid 2006). La coincidencia entre el elipsoide y las cotas del terreno natural puede ser explicada por la topografía relativamente llana del área y por su proximidad al mar (Almonacid com. pers.). De lo expuesto surge que la altura de los

niveles marinos del área puede considerarse como referida al 0 m s.n.m de Mar del Plata, “cero topográfico” por la cartografía oficial de la República Argentina (IGM).

A los efectos de hacer comparables los valores altimétricos del área con los datos de otras localidades costeras en los que se utilizaron planos de referencia diferentes (metros sobre el nivel del mar; nivel medio de mareas; nivel de mareas de sicigia, etc.), se procedió a identificar los sitios mencionados en imágenes satelitales y a superponer el DEM, tomándose luego los nuevos valores de elevación. Estos últimos son los que se volcaron en la Tabla 1.2.

En forma complementaria, durante los trabajos de relevamiento altimétrico se levantaron perfiles de detalle a lo largo de numerosas huellas, para lo cual se montó el geoposicionador geodésico en un vehículo que, a una velocidad de marcha promedio de 20 km/h, obtuvo 1dato/15 seg. o sea ~1 dato/83 m.

1.3.3. CRONOLOGÍAS

Otro aspecto central de la investigación fue establecer la cronología de las terrazas marinas, para lo cual se trabajó primeramente con la información ya obtenida aplicando los criterios del método estratigráfico. Se obtuvo así una cronología relativa de los acontecimientos y del espacio temporal que abarcaban, el cual se estimó no excedía el Pleistoceno medio.

Con el fin de encontrar un sustento en edades numéricas se analizaron, en un principio, los métodos de datación que corrientemente se aplican en sitios costeros de características similares al estudiado, teniendo en cuenta sus alcances y limitaciones y los materiales requeridos para su implementación.

Se verificó que más allá del límite de detección del método radiocarbónico (^{14}C), actualmente muy confiable para el fechado de materiales orgánicos del Cuaternario reciente (hasta ~50 ka con la técnica AMS -*Accelerator Mass Spectroscopy*-), las técnicas que cubren el lapso Pleistoceno medio y tardío cuentan aún con problemas experimentales. Las de uso más generalizado datan el material carbonático que compone las conchillas de los moluscos o bien ciertos minerales del depósito sedimentario. Todas ellas están basadas en los principios del método radiométrico midiendo ya sea: (a) el decaimiento radiactivo espontáneo de isótopos inestables o (b) los efectos acumulativos que el decaimiento radiactivo del medio sedimentario produce en la estructura cristalina de minerales o fósiles.

Dentro del primer grupo está la técnica por **Series de uranio** que se aplica directamente sobre valvas y utiliza la relación $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dentro de las complejas cadenas de decaimiento del U. La técnica ha mostrado ser algo más confiable aplicada a corales o espeleotemas que a conchillas, por el hecho que estas últimas poseen un contenido inicial de U muy bajo y además no funcionan como un sistema geoquímicamente cerrado en cuanto son susceptibles de contaminación con U o Th diagenético después de la muerte del organismo (Boecke y Bender 1972 en Lowe y Walker 1997).

Las tres técnicas incluidas dentro del segundo grupo están fundadas en el principio común de que la cantidad de electrones atrapados en los defectos de la red cristalina de un mineral, es una función lineal del tiempo de exposición a la irradiación de partículas (α , β y γ) procedentes de los elementos radimétricos naturales (U, Th, K) de su entorno. En el laboratorio y frente a un estímulo de energía adecuado los cristales son capaces de vibrar y liberar los electrones almacenados emitiendo una señal que será proporcional a la edad de la muestra.

La técnica de Resonancia Electromagnética del Electrón o **ESR** (*Electron Spin Resonance*) utiliza un campo magnético para medir la señal procedente del carbonato de las valvas. Las técnicas de Luminiscencia exponen la muestra a diferentes fuentes de energía: la Termoluminiscencia (**TL**) recurre a una fuente de calor mientras que la más avanzada Luminiscencia de Estimulación Óptica (**OSL**, *Optically Stimulated Luminescence*), utiliza una fuente de luz. En ambas son los granos de cuarzo y/o feldespato (K) extraídos de un sedimento sepultado los que registran el bombardeo radiactivo del medio. Todas estas técnicas tienen limitaciones que les son específicas si bien varias son comunes al grupo. Entre las últimas, están las asociadas a errores sistemáticos de calibración propios del laboratorio que conllevan a la imposibilidad de extraer la totalidad de la señal de la muestra. Otra, se relaciona con la pérdida de electrones previo a la medición. En las técnicas de Luminiscencia puede llegar a ocurrir si no se toman ciertos recaudos, porque la sola exposición de la muestra a la luz diurna reduce la señal luminiscente a muy bajos niveles. También están los problemas asociados con el contexto sedimentario como por ejemplo, los que resultan del retrabajo de los materiales luego de la depositación, hecho que causa la pérdida o aporte de materiales provocando modificaciones en el flujo de radiación del ambiente, este último efecto también puede derivar de la circulación de agua en los sedimentos (Walker 2005). Específicamente, la datación de conchillas por ESR tiene iguales problemas de contaminación que los referidos para el método Th/U.

Finalmente, fue evaluado el método radimétrico por isótopos cosmogénicos, menos utilizado que los anteriores en depósitos marino litorales. Sin embargo, como la posibilidad de aplicarlo depende de que la superficie a datar haya estado constantemente expuesta a los rayos cósmicos, fue desestimado por la cobertura eólica edafizada que poseen gran parte de los depósitos costeros del área.

Sobre la base de los precedentes bibliográficos, las tareas de campo estuvieron orientadas en un principio a la obtención de restos moluscos debido a que se presentan muy frecuentemente en los depósitos litorales de Patagonia. El énfasis de la búsqueda estuvo puesto en los niveles considerados pleistocenos dado que su ubicación temporal revestía una mayor complejidad que la de los holocenos.

1.3.3.1. Dataciones numéricas – Niveles marinos pleistocenos

Como resultado de la inspección de los perfiles expuestos en las canteras se concretó un solo hallazgo luego de observar dos fragmentos de gastrópodos (columelas) en el piso de uno de los laboreos. La limpieza de numerosos perfiles a fin de dar con su procedencia produjo la localización del nivel fosilífero a 1,80 m profundidad de donde fueron extraídos otros tres restos similares (véase apartado 2.2.2.3 – Unidad PCL II). Para confirmar si la muy baja frecuencia de fósiles registrada era producto de un muestreo poco denso o bien una particularidad de los niveles pleistocenos, la observación se trasladó a los depósitos de playa actual donde se verificó, pese al alto grado de visibilidad, que las conchillas se distribuyen en forma saltuaria. Esta observación y el hecho que los depósitos pleistocenos poseen una cobertura eólica relativamente potente con vegetación firmemente arraigada, contribuyeron a desalentar la realización de calicatas en otros sectores debido a las bajas probabilidades de que se produjera algún hallazgo.

Con la expectativa de poder fechar los restos obtenidos por las técnicas Th/U o ESR y a fin de replicar los resultados por otra vía de análisis independiente, se tomó una muestra del sedimento arenoso que los contenía dado que sus características eran apropiadas para su estudio por OSL. También se exploró la posibilidad de aplicar esta última técnica en los sedimentos expuestos en las otras canteras del área. Esta posibilidad fue desechada porque en todos los casos los materiales mostraban signos de retrabajo por fenómenos criopedogénicos, debido a que la profundidad de los laboreos no era la suficiente como para exponer una secuencia sin perturbaciones.

Previo al envío de las muestras al laboratorio se tuvo en cuenta que las edades a obtener podían ser conflictivas, pero ante la falta de otros materiales se resolvió intentar los fechados, esperando que los resultados contribuyeran a ajustar la cronología del área. En relación con los restos de moluscos fueron contactados tres laboratorios de los EEUU y en ninguno de ellos aceptaron la muestra. Consultada la Dra. Christina Gallup (especialista en la temática) al respecto, se manifestó acerca de sus poco afortunadas experiencias en el fechado de moluscos (*"I'm afraid that U/Th dating of molluscs has been tried many times and doesn't work well. Molluscs soak up uranium over time, so they are not a closed system to U-series isotopes"*; Christina Gallup, com. pers., 2006). Finalmente, la datación no fue llevada a cabo.

La muestra de sedimentos fue enviada al Laboratorio de Investigación en Datación por Luminiscencia de la Universidad de Chicago para su análisis por OSL. El resultado que se obtuvo resultó una edad poco probable para un depósito marino (~ 33 ka) (véase Apéndice B: Dataciones). El Dr. Steve Forman a cargo del laboratorio sugirió que podrían haber existido ciertos problemas posdepositacionales o un reseteo del sistema por exposición solar (*"This one sample had low natural light levels and is one reason for the young age. Was there some process post deposition that may have mixed or partially solar reset these sediments, but the stratified nature of these sediments indicates otherwise...I agree something is a miss, but do not know what it could be!"*, Steve Forman, com. pers. 2009).

1.3.3.2. Dataciones numéricas – Niveles marinos holocenos

Los materiales orgánicos extraídos en estos niveles: valvas de mejillones, turba, restos óseos de guanaco y de ballena, fueron enviados al LATYR (Laboratorio de Tritio y Radiocarbono. CONICET-UNLP) para su datación utilizando las técnicas convencionales de ^{14}C (Espectrometría de centelleo líquido).

En función de las muestras recuperadas se realizan algunas consideraciones en referencia a este método de datación que hacen a la interpretación de las edades obtenidas.

Las mediciones radiocarbónicas parten de considerar que mientras los organismos viven están en equilibrio con la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ atmosférica, cuando mueren ese equilibrio secular se interrumpe y la concentración de ^{14}C empieza a disminuir en la medida que ocurre su decaimiento radiactivo. Por lo tanto, la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ que se detecta en laboratorio se correlaciona con el tiempo transcurrido desde la muerte del

resto biológico. La necesidad de *calibrar* las edades radiocarbónicas con verdaderas edades *calendario* surge al comprobarse que la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ en la atmósfera, que el método original suponía relativamente estable en el tiempo, fluctuaba según lo hacía la producción de ^{14}C (“efecto de Vries”). Las curvas de calibración que se utilizan para el Holoceno provienen del registro dendrocronológico y resultan de contrastar la edad de la madera, determinada directamente por el crecimiento anual de anillos, con la edad radiocarbónica obtenida para cada incremento anual. Estas curvas son la base de los programas de computación que utilizan los laboratorios para transformar la edad sin calibrar a un rango de edades calibrado la cual se aproxima mejor a la “verdadera” cronología de la muestra.

La edad sin calibrar o *Edad radiocarbónica convencional* se informa con el error estadístico del método que es de un sigma ($\pm 1\sigma$ sigma) o sea que hay una probabilidad del 68,3 % de que la edad verdadera se encuentre en el rango de error estipulado (Stuiver y Polach 1977). Las edades calendario no se expresan con un valor único sino mediante un rango, la razón se vincula con posibles errores de conteo de los anillos de los árboles (Walker 2005). En este caso el error informado es de dos sigma con lo cual precisión en la edad se eleva al 95 % de probabilidad.

Un problema que concierne a los organismos cuya vida transcurre en el mar, tal el caso de las valvas y huesos de ballena recuperados, es que la edad radiocarbónica está influenciada por el *efecto reservorio* (ER). Los océanos son los grandes reservorios del CO_2 atmosférico (95%) y así de ^{14}C . En las aguas intermedias y profundas el ^{14}C comienza a decaer debido a que no es repuesto, mientras que las aguas superficiales contienen el ^{14}C que es incorporado permanentemente de la atmósfera más una pequeña proporción del que asciende desde el fondo. Como resultado, los organismos marinos que incorporan el CO_2 para construir sus estructuras esqueléticas aparentan tener una edad mayor que sus coetáneos terrestres y por consiguiente debe ser realizada una corrección. El ER promedio global establecido para las aguas oceánicas superficiales de latitudes medias es de ~400 años radiocarbónicos (Stuiver y Brazunias 1993), sin embargo este parámetro ha mostrado ser muy variable en función del clima y los sistemas de circulación oceánicos. Para la costa atlántica de Patagonia aún no ha podido ser cuantificado con exactitud. Albero *et al.* (1987) estimaron un ER holoceno de 556 ± 61 años para mejillones del Canal de Beagle, mientras que Cordero *et al.* (2000) señalaron en forma preliminar, que existiría una variabilidad mayor a la esperada a lo largo del litoral.

Teniendo en cuenta que las edades informadas en los trabajos de Patagonia están expresadas en forma dispar (edades sin calibrar, calibradas, con y sin corrección por ER) se consideró pertinente presentar en esta tesis las dataciones radiocarbónicas sin calibrar (años radiocarbónicos) y calibradas (rangos de edades en años calendarios a 2σ) en ambos casos corregidas por el efecto reservorio. La calibración se realizó de acuerdo con los programas REV. 3.0.3 y REV. 5.0 (Stuiver y Reimer 1993), método A, a 1 y 2 σ , y factor $k=1$. Para muestras marinas se utilizó en todos los casos un $\Delta R=0$ (Efecto reservorio valor oceánico promedio de 400 años) (véase Apéndice B: Dataciones).

1.3.3.3. Dataciones Relativas

Como un modo de compensar la falta de edades numéricas en las terrazas anteriores al Holoceno, se buscó una vía de análisis alternativa para contrastar los resultados con el orden establecido por el método estratigráfico. Con el propósito de establecer una cronosecuencia basada en edades relativas se procedió a la identificación de indicadores temporales relacionados con procesos químicos y/o físicos dependientes del tiempo.

Durante las tarea de levantamiento de los perfiles se había tomado nota de un rasgo pedológico llamativo, la variabilidad que mostraban las acumulaciones de carbonato de calcio secundario en las distintas unidades morfoestratigráficas. Por tal motivo, se consideró que podía ser establecida una cronosecuencia de suelos basada en el grado de evolución pedogenética de las distintas superficies geomórficas (*cf.* Birkeland 1999), tomando al carbonato de calcio como indicador cronológico. Para tal fin se relevaron nuevos perfiles esta vez con un enfoque pedológico teniendo la precaución, para que los resultados fueran comparables, de que el material parental fuese semejante y la superficie aproximadamente horizontal. En aquellos sitios en que fue posible la totalidad del suelo quedó expuesto. Los suelos se describieron de acuerdo a los criterios del *Soil Survey Manual (Soil Survey Division Staff 1993)* y se clasificaron utilizando *The Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff 2006)*. El color de Munsel se determinó en el campo y la textura fue estimada a mano. Las acumulaciones fueron estimadas visualmente según la morfología (*cf.* Birkeland 1999, Tabla A1.5), el grado de reactividad se determinó con HCl al 10%.

El grado de evolución de las redes de drenaje, en términos de profundidad, integración y ajuste, fue otro índice que se utilizó para inferir la edad relativa de los distintos niveles marinos. Para el análisis se seleccionaron dentro cada nivel, geoformas

de similar composición litológica (ej. cordones de grava) a fin de que ofrecieran un grado de sensibilidad semejante.

Una última herramienta empleada para realizar inferencias temporales en las geoformas holocenas provino de la información aportada por el registro arqueológico.

Cuando fue imprescindible se recurrió al método de correlación, atendiendo a lo señalado en el Marco Teórico respecto a la dificultad en separar las señales eustáticas y tectónicas cuando se trata de correlacionar superficies a grandes distancias sólo sobre bases altimétricas. Cuando se lo utilizó y para una mayor seguridad en la inferencia, también se tuvieron en cuenta aspectos vinculados con la morfología de las superficies involucradas.

PARTE 2

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA

2.1. RESEÑA GEOLÓGICA REGIONAL

El área de trabajo pertenece al ámbito de la provincia geológica Patagonia Austral Extraandina (Russo *et al.* 1980) recientemente redefinida como Meseta Patagónica Austral (Ramos 1999). Esta unidad se encuentra confinada entre el Macizo del Deseado al norte, la Cordillera Patagónica Austral al oeste y el océano Atlántico al este, abarcando geográficamente la región central de Santa Cruz y la extraandina de Tierra del Fuego.

Bajo su morfología mesetiforme, el sustrato está conformado por depósitos mesozoicos y terciarios de la cuenca Austral o Magallánica. Este amplio depocentro de retroarco inicia su historia durante el Jurásico superior cuando el basamento metamórfico paleozoico comienza su ruptura asociado a una fase extensional de rift (Biddle *et al.* 1986). Bajo el área de estudio cuenta con unos 2000 a 3000 m espesor, aumentando progresivamente hacia el oeste hasta alcanzar unos 6000 m (Corbella *et al.* 1996). Desde el Cretácico superior y hasta fines del Oligoceno principio del Mioceno, se caracteriza por ser un ámbito de depositación mayoritariamente marino asociado a sucesivos eventos transgresivos (Malumián 2002). Inicialmente, procedentes del Pacífico y con posterioridad a los 65 Ma del Atlántico, cuando comienza a gestarse la estructura positiva de la cordillera Patagónica y la cuenca se cierra por el oeste (Nullo y Combina 2002).

Durante el transcurso del Mioceno un evento de deformación con importante acortamiento orogénico condujo al levantamiento topográfico de la cordillera Patagónica. Como producto de esta fase principal de ascenso se depositan hacia la vertiente atlántica más de 1000 m de sedimentos continentales de origen fluvial (Formación Santa Cruz, Ameghino 1889; 19,33 a 10 Ma, Ramos 2002). Al tiempo que ocurre la sedimentación se registra en el margen pacífico la colisión de la dorsal de Chile y el levantamiento final de la cordillera (Ramos 2002). La barrera orográfica interpuesta a los vientos húmedos del oeste provoca a sotavento un cambio climático de magnitud que lleva a condiciones de aridez al sector extraandino de Patagonia.

Las formaciones precedentes son parcialmente cubiertas por sedimentos representados mayoritariamente por mantos de rodados y depósitos glaciogénicos y por lavas, que en conjunto constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Meseta Patagónica Austral.

Los mantos de rodados se conocen genéricamente como “Rodados Tehuelches” (Mercerat 1893) o “Rodados Patagónicos” (Windhausen 1914) (“*Patagonian Gravel Formation*”, Darwin 1842; “*Patagonian Shingle Formation*”, Caldenius 1940), denominación bajo la cual se agrupa a una serie de depósitos de grava y arena de origen poligénico (Fidalgo y Riggi 1965 y 1970), cuyo origen aún sigue siendo materia de debate. Los componentes más antiguos, probablemente anteriores a los 8 Ma (Rabassa y Clapperton 1990), se habrían desarrollado como depósitos coluvio-aluviales al pie de los Andes en relación con un gran pulso de alzamiento del Mioceno tardío (Clapperton 1993). Ya desde esos tiempos el posicionamiento de los Andes sobre la línea de firn, junto a cambios ambientales globales y la instalación de la corriente Circumpolar Antártica, habían promovido el englazamiento cordillerano (Rabassa 1999). El agua de ablación habría producido el consecuente transporte de los rodados hacia el sector extraandino, dando lugar a acumulaciones glaciifluviales de alcance regional que actualmente conforman amplias planicies estructurales (“Rodados Patagónicos” *sensu stricto* según Mercer 1976).

El ascenso tectónico de los Andes debido en parte a la subducción de la dorsal de Chile durante los pasados 2 Ma, maximiza el área de acumulación de hielo por el próximo millón de años (Singer *et. al.* 2004). En el Pleistoceno temprano el manto de hielo de montaña habría estado completamente desarrollado cubriendo completamente los Andes Patagónicos y eventualmente extendiéndose hacia el este más allá de las áreas pedemontanas (Rabassa 2008). La máxima expansión hacia este se registra hace aproximadamente un millón de años durante la GGP (Mercer, 1976), oportunidad en que los hielos alcanzan por primera vez la actual plataforma submarina al sur del valle del Río Gallegos, entonces expuesta debido al descenso del nivel del mar (Rabassa 1999). La evidencia sugiere que a lo largo de casi todo el Pleistoceno ocurren importantes eventos de profundización en los valles. El más importante habría tendido lugar luego de la GGP forzando a que las glaciaciones posteriores desarrollaran una morfología de glaciares de descarga encajonados en dichos valle (Rabassa y Coronato 2006). Las aguas de fusión relacionadas con estos eventos son las responsables de depositar los rodados que conforman los varios niveles de terrazas que se desarrollan en ellos. Los depósitos de

drift correspondientes a los distintos episodios glaciales se ubican en el sector occidental de la unidad y en su porción meridional, desde el valle del río Gallegos hacia el sur.

La actividad tectónica es acompañada desde el Mioceno por un volcanismo de retroarco asociado a la colisión de la dorsal oceánica de Chile (Ramos 2002), cuyos productos se interestratifican con los depósitos glaciogénicos (Rabassa y Clapperton 1990).

En el sector norte, las rocas volcánicas se presentan como extensas planicies estructurales lávicas tales como las mesetas del Belgrano, de la Muerte y la Meseta Central al norte de Gobernador Gregores, entre otras. Se trata de mantos de basaltos alcalinos de *plateau* con edades comprendidas entre el Mioceno medio y superior (Ramos 1999). Los otros exponentes volcánicos de magnitud se ubican en la parte austral del territorio de Santa Cruz conformando el Campo Volcánico de Pali Aike (CVPA), activo desde el Plioceno hasta, presumiblemente, el Holoceno temprano (Corbella 2002). Las emisiones, de composición basáltico alcalina (Skewes y Stern 1979), habrían estado controladas por la reactivación neotectónica de antiguas fallas del rift jurásico (Corbella *et al.* 1996).

Más allá del límite de los hielos, el escenario ambiental de la Meseta Patagónica Austral es dominado por condiciones de permafrost en reiteradas oportunidades. Rasgos criogénicos tales como cuñas de arena, moldes de cuña de hielo e involuciones son descritos en numerosas oportunidades para toda la región (Corte 1983 y 1997; Galloway 1965; Ercolano *et al.* 1997; Trombotto 2000; Rabassa *et al.* 2007; Bockheim *et al.* 2009, entre otros). Los génesis de cerca de cien maares, que entre otras formas volcánicas integran el CVPA, se debería a la interacción entre las lavas y el agua contenida en los suelos empapados o congelados (permafrost) dentro de un ambiente periglacial (Corbella *et al.* 1990).

El ámbito costero, sujeto a estas fluctuaciones climáticas, experimenta una serie de transgresiones marinas en los períodos interglaciares que originan formas de acumulación. Con posterioridad se ven afectadas por procesos erosivos de diferente intensidad y duración y, asimismo, ascendidas al ritmo de un lento alzamiento epirogénico. Los depósitos litorales mejor preservados están compuestos por grava y arena gruesa y constituyen los niveles de terrazas marinas (*sensu* Feruglio 1950) que marginan actualmente el litoral atlántico a diferentes alturas, ocupando posiciones más alejadas a la costa cuanto mayor es su antigüedad.

2.2. GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA

2.2.1. DESCRIPCIÓN GENERAL

Desde el punto de vista geológico no existen en el área unidades formalmente reconocidas. El registro de superficie se remonta a la parte final del Pleistoceno inferior y se extiende en forma discontinua hasta el presente. Gracias al clima extremadamente seco que predomina en la región desde al menos el Pleistoceno medio, los rasgos geomorfológicos han sufrido escasas modificaciones, encontrándose por lo general bien preservados (Ercolano *et al.* 2004).

Conforme a los procesos/agentes responsables de generar estos rasgos pueden distinguirse en el área tres dominios bien definidos: glacial, volcánico y marino litoral (Fig. 2.1). En cada uno de ellos se reconocen a su vez rasgos morfogenéticos sobrepuestos a los originales relacionados con el accionar de otros procesos/agentes subordinados.

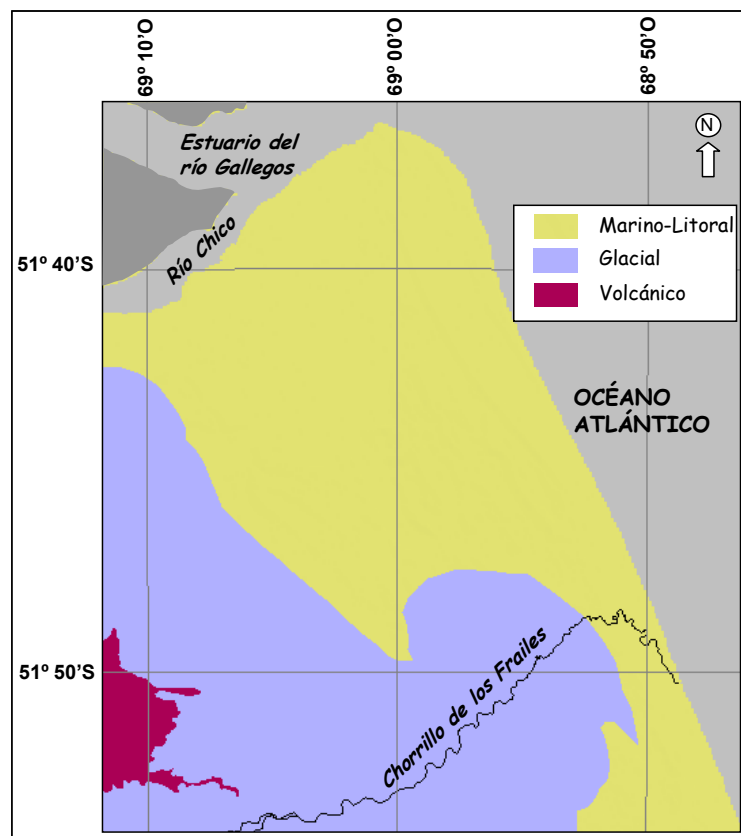


Figura 2.1. Ubicación de los dominios definidos en el área.

El flanco occidental está ocupado por una variedad de depósitos glacialígenicos agrupados bajo la denominación de “Drift Sierra de los Frailes” (DSF, Meglioli 1992). Éstos constituyen el sustrato sobre el que se apoyan y adosan los depósitos marino

litorales que se extienden hacia el este (Fig. 2.1). Esta entidad es la más antigua del área, depositada por el extenso lóbulo glacial que se proyectó desde el estrecho de Magallanes hacia el norte durante la GGP (Pleistoceno inferior tardío). Los avances que posteriormente ocurrieron a lo largo de ese eje de englazamiento fueron más limitados y sólo en una oportunidad durante el Pleistoceno medio el área de interés fue alcanzada nuevamente, aunque esta vez, sólo por productos de descarga glacifluvial.

El primer registro de sedimentación marino litoral antecede brevemente al pulso frío arriba mencionado. Los rasgos generados durante los períodos transgresivos corresponden a depósitos cordoniformes de alta energía que conformaron planicies de crestas de playa o bien barreras, a cuyo resguardo sedimentaron facies finas de aguas tranquilas. Estas formas de acumulación estuvieron sometidas a procesos erosivos de diferente naturaleza e intensidad, si bien los de índole marina fueron los que más contribuyeron a reducir su extensión original. Los exponentes de cada uno de los períodos se distribuyen de oeste este en forma escalonada conformando niveles sucesivamente más bajos y jóvenes en esa dirección.

Los productos derivados de la actividad volcánica tienen escasa representatividad, ocupan el ángulo sudoccidental del área y se asientan sobre los depósitos glaciogénicos. Se trata de una serie de conos de escoria basálticos alineados según fisuras, exponentes más orientales del CVPA, que datan del Pleistoceno medio. La actividad piroclástica que caracterizó los eventos fue acompañada por ocasionales derrames lávicos que localmente discurrieron encauzados a lo largo de líneas de drenaje.

La poca incidencia de la acción fluvial en el modelado del paisaje es reflejo de la aridez del clima. Como resultado la incisión de las líneas de drenaje es escasa y las formas de acumulación que a ellas se asocian tienen muy poco desarrollo. Las más significativas se circunscriben a la planicie de inundación y a los depósitos de terraza del valle del Chorrillo de los Frailes, cuyas cabeceras ubicadas en cerca del estrecho de Magallanes suelen recibir mayores aportes estacionales.

Los procesos eólicos de acumulación, en términos de unidades mapeables, también carecen de importancia. Sobre todas las unidades se presenta una cobertura de morfología mantiforme que suaviza las formas del relieve. Son facies finas, arenas, arenas limosas y limos arenosos, por lo general inferiores a los 0,4 m de espesor, que sepultan perfiles de suelo truncados por erosión (paleosuelos) y, a su vez, se ven modificadas por procesos pedogenéticos actuales. En el ángulo sudoriental del área es donde algunas acumulaciones cobran entidad, por lo general se trata de cuerpos

medanosos que no sobrepasan los 20 m de altura situados en inmediaciones del Chorrillo de los Frailes o bien en la zona costera.

La deflación es responsable de la génesis de cuencas de reducida extensión aunque de vasta distribución en el área. Unas pocas alcanzan un tamaño significativo ($>0,5 \text{ km}^2$ / $<1,2 \text{ km}^2$) y fueron labradas por el efecto combinado del viento y la acción hídrica, en cuyo caso suelen alojar cuerpos de agua temporarios a las que se asocian pequeñas redes centrípetas.

En tanto, los productos de remoción en masa que pueden ser identificados en forma fehaciente, son de génesis actual y conforman rasgos de pequeña escala. Los más conspicuos corresponden a deslizamientos rotaciones y caídas de rocas producidos por la dinámica litoral que afecta la zona de desembocadura del Chorrillo de los Frailes. El fenómeno es recurrente, sin embargo como se verá, las acumulaciones son de carácter efímero.

Las unidades pleistocenas muestran una gran profusión de rasgos criogénicos representados mayoritariamente por cuñas de arena relícticas y crioturbaciones, demostrando que los ambientes de tundra se han sucedido en varias oportunidades en el extremo sur de Patagonia desde hace al menos un millón de años (Ercolano *et al.* 1997, Rabassa *et al.* 2007 y Bockheim *et al.* 2009).

2.2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS

La descripción de unidades se organiza según la división en dominios previamente definida, guardando un orden temporal ascendente dentro de cada uno ellos en función de las relaciones estratigráficas que fueron establecidas y las dataciones disponibles.

2.2.2.1. Unidades del dominio glacial

- **“Drift Sierra de los Frailes” (DSF)**

Antecedentes. Caldenius (1932) es el primero que da a conocer, además de las características litológicas y morfológicas de estos depósitos de drift, distintos aspectos relacionados con la temporalidad y los alcances de la glaciación. Las formas suavizadas

del relieve le permiten suponer que estaba en presencia del sistema morénico de mayor antigüedad de la región al norte del estrecho de Magallanes. En consecuencia lo incluye dentro un sistema patagónico al que considera previo a la primera de las subépocas de la escala geocronológica del esquema escandinavo (Dani-, Goti- y Finiglacial), razón por la cual lo denomina Inicioglacial. Según fuera bien ilustrado en la cartografía que adjunta, infiere que el frente de hielo de la glaciación se habría proyectado hacia el este hasta la actual plataforma continental submarina en algún punto algo al sur del río Gallegos (Fig. 1.7). En el paraje Chimen Aike, a unos 8 km al oeste del límite noroccidental del área bajo análisis (Fig. 1.1), menciona la presencia de depósitos a los que interpreta como una “verdadera morena de fondo...consistente en una masa arenosa no estratificada con bloques aislados, ocasionalmente estriados, de rocas de la Cordillera...” (p. 86-87).



Figura 2.2 Croquis de ubicación de la unidad DSF y localización de los sitios mencionados en el texto y/o figuras.

Estos mismos afloramientos son descritos posteriormente por Meglioli (1992) como un till altamente crioturbado, con estructura masiva y matriz limo-arenosa variablemente compacta y con un escaso contenido de rodados estriados. En vecindad al casco de la estancia Punta Loyola (51°51'54"S/ 68°57'38"O, Fig. 1.1 y Fig. 2.2, punto 532), este autor describe otro afloramiento compuesto por un till pardo claro, masivo, bien consolidado, de matriz limosa, afectado por permafrost, cuya coloración atribuye a fenómenos de meteorización. En el acantilado costero cercano a Cañadón Gap, algunos kilómetros al sur del área de estudio (Fig. 1.1), un perfil de unos 60 m de altura le permite observar, por debajo de la cobertura meteorizada, el color gris azulado del till fresco. Cabe señalar en referencia a esto último, que en ninguno de los afloramientos del área pudo ser observado till de un color semejante.

Distribución areal. La unidad se extiende a lo largo de todo el flanco occidental del área y prosigue en forma continua más allá de los límites, extendiéndose por varias

decenas de kilómetros hacia el oeste y sur (Fig. 2.2). En esta última dirección puede ser reconocida hasta inmediaciones de la zona de Cabo Vírgenes en la boca del estrecho de Magallanes. Por el este, presenta un límite bien definido y de traza rectilínea representado por una escarpa de hasta 55 m de altura a cuyo pie se hallan los depósitos costeros. El área tipo fue definida y localizada por Meglioli (1992) en adyacencias al alineamiento volcánico Sierra de los Frailes (51°50' S / 69°12' O).

Características morfoestratigráficas del área de estudio e inmediaciones. Los depósitos glaciogénicos constituyen una planicie de till que debido a su antigüedad está muy degradada conservando sólo en parte los rasgos morfológicos originales. El relieve es ondulado con lomadas y hondonadas de escaso relieve relativo y una pendiente general suave en dirección al noreste (Fig. 2.3).



Figura 2.3. Unidad DSF. *Arriba.* Paisaje de la planicie de till; véanse al fondo a la derecha los conos volcánicos del Basalto Frailes. *Izquierda.* Cerro Redondo (Fig. 2.2, punto 10) bloque errático basáltico parcialmente enterrado. Escala: 33 cm.

La red de drenaje es consecuente con esta dirección y consiste en una serie de cañadones individuales con diseño dendrítico, de corta extensión y moderada

profundidad (< 20m) en relación con el ancho. Por lo general, no progresan más allá del pie de la pendiente que conecta el dominio glaciogénico con el marino adonde culminan formando pequeños conos aluviales. El único valle profundo es el del Chorrillo de los Frailes, cuyo tramo medio atraviesa la unidad muy cerca del límite austral del área. El valle alcanza en este tramo unos 40 m de profundidad, es de fondo plano y consta de varios niveles aterrazados.

El tamaño y cantidad de los bloques erráticos es reducido como es característico en glaciaciones de manto. Los mayores no superan los 2 a 3 m de diámetro, a raíz de lo cual afloran sólo parcialmente entre la cobertura eólica y coluvial (Fig. 2.2, punto 10 y Fig. 2.3).

Sobre la planicie evolucionan pequeñas cuencas de deflación, en su mayor parte elongadas en sentido NNO-SSE, que funcionan como lagunas temporarias. Su sentido de alargamiento está presumiblemente condicionado por la morfología morénica original. La monotonía del paisaje es interrumpida en el sector suroeste por los conos en rosario de la Sierra de los Frailes, cuyos derrames lávicos discurrieron ocasionalmente por cañadones del drift (véase Basalto Frailes).

Las obras de infraestructura petroleras, mineras y viales posibilitaron la observación perfiles en varios puntos del área de estudio y zonas aledañas.

En la cantera del paraje Chimen Aike y en otras recientemente abiertas en el extremo norte de los afloramientos (margen sur del río Chico) quedan expuestas sucesiones de drift altamente complejas. Un análisis pormenorizado de estas exposiciones excedería los objetivos de la investigación, sin embargo se las caracteriza de manera general dado que el ambiente que representan se prolonga, aunque mínimamente, hasta el ángulo noroeste del área de estudio donde no es posible su visualización. Se describe a continuación un perfil idealizado reuniendo todas las observaciones realizadas.

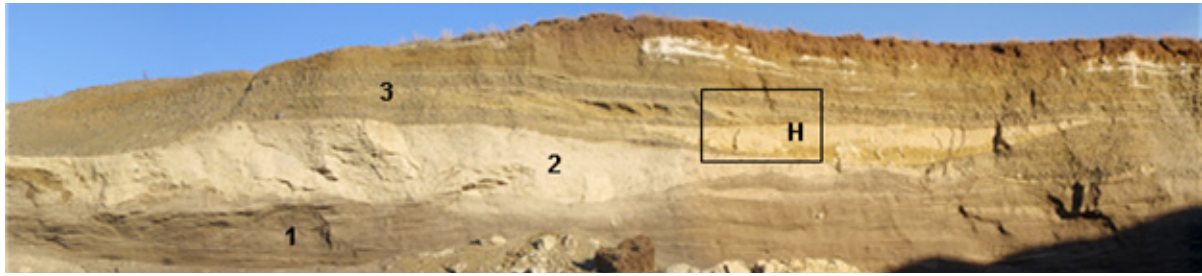
Unidad 1. La base de todas las secciones está compuesta por areniscas medianas a gruesas laminadas, que conforman juegos con estratificación entrecruzada en artesa y en forma subordinada con entrecruzamiento planar (Unidad 1, Fig. 2.4a-b-c). Pueden contener ocasionales gránulos y guijas en las capas frontales y en la base los juegos, o bien como en la cantera de Chimen Aike, encontrarse capas ricas en grava fina. La potencia visible alcanza algo más de 10 m, aunque en una perforación fueron verificados al menos 20 m (Pedro Tiberi, com. pers.). Los caracteres sedimentarios primarios de la litofacies se asocian a la migración de megaóndulas en varias direcciones (acreción aguas

abajo y lateral). Su observación en todas las canteras a lo largo de varios kilómetros presupone un gran desarrollo areal mientras que su espesor sugiere una tasa importante de acreción vertical.

Interpretación: de acuerdo al contexto estratigráfico se interpreta que la unidad estaría representando facies proglaciales distales probablemente relacionadas con un sistema paralelo de canales entrelazados que emergían en diferentes puntos del frente de hielo (*braidplain*, Miall 1996).

Unidad 2. Se presenta sobre la Unidad 1 en la sección expuesta en Chimen Aike. Constituye un cuerpo de geometría lenticular, con base erosiva, masivo y sin selección, compuesto por guijones y guijarros inmersos en una matriz arcillosa. El depósito puede ser referido como un diamicton que, debido a la naturaleza estriada de muchos de los clastos, es interpretado como un till de flujo (Rabassa com. pers.) (Unidad 2, Fig. 2.4a). Este tipo de till es descripto para zonas de desintegración de hielo y su acumulación ocurre asociada a grandes volúmenes de agua de fusión supraglacial que se movilizan pendiente abajo.

Unidad 3. En la misma cantera y sobre las dos unidades precedentes, se presenta una secuencia de conglomerados y areniscas con base erosiva, de unos 10 m de potencia (Fig. 2.4a, -3-); esta unidad está ausente o minimizada en otras canteras ubicadas más al oeste. En la mitad inferior predominan los términos gravosos sobre los arenosos, invirtiéndose la relación hacia el techo. Los conglomerados están compuestos por guijas y guijarros (tamaño máximo 10 cm) matriz-soportados, con clastos altamente redondeados y con frecuente fábrica imbricada (Fig. 2.4d). La estratificación es paralela subhorizontal observándose estratos con entrecruzamiento planar (Fig. 2.4a -3-). En la parte inferior las areniscas constituyen cuerpos lentiformes muy alargados, tanto masivos como entrecruzados; en cambio hacia arriba, conforman cuerpos tabulares. Los contactos entre las capas de arenisca y conglomerado son sinuosos y bien definidos, mientras que son amalgamados entre capas de conglomerado. En la parte basal de la unidad se intercala un cuerpo lenticular de varios metros de largo y unos 3 m de espesor máximo, compuesto por limolitas arenosas laminadas con estratificación convoluta (Figs. 2.4a -H- y e). En otras secciones fuera de la cantera, se encuentran cuerpos de litología semejante aunque sin deformación, donde la estructura laminada es alternativamente planar y ondulítica; esta última compuesta por ondas de oscilación simétricas a levemente asimétricas.

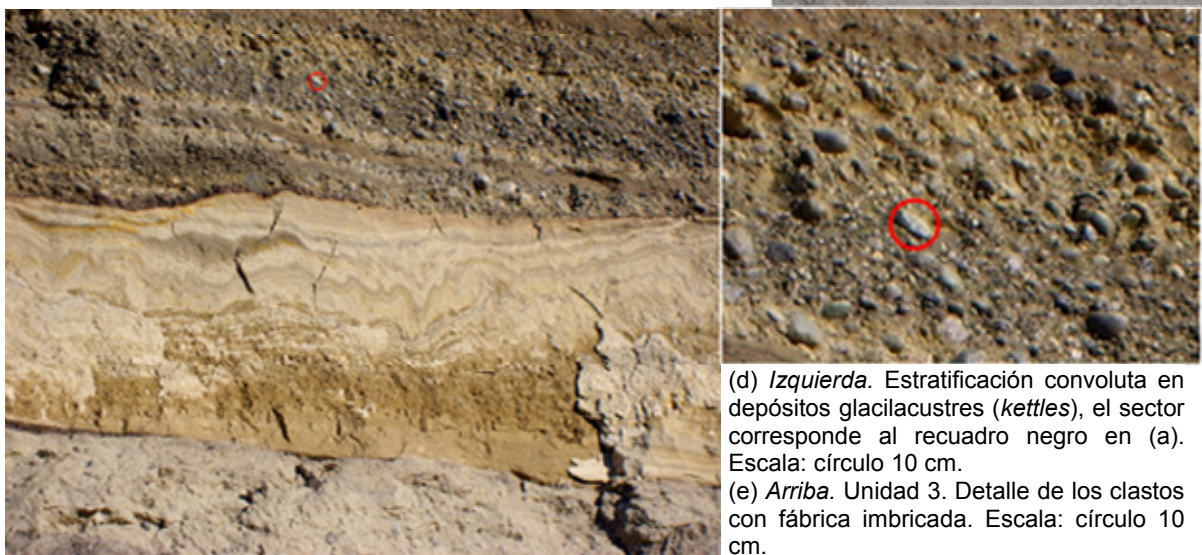


(a) Cantera Chimen Aike. Perfil de la sucesión glaciogénica. Las unidades se identifican con números, (H) Hoya (Kettle). Véase recuadro Figura (e).



(b) Unidad 1. Detalle de las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa, en la parte media entrecruzamiento planar, vista aproximadamente paralela a la dirección de flujo.

(c) *Idem* anterior en sentido transversal. Escala: persona 1,64 m.



(d) *Izquierda*. Estratificación convoluta en depósitos glacialacustres (*kettles*), el sector corresponde al recuadro negro en (a). Escala: círculo 10 cm.

(e) *Arriba*. Unidad 3. Detalle de los clastos con fábrica imbricada. Escala: círculo 10 cm.

Figura 2.4. Unidad DSF en la margen sur del río Chico.

Interpretación: La unidad puede ser interpretada como representativa de una planicie proglacial, originada en relación con cursos entrelazados generados por las aguas de ablación en un ambiente próximo al hielo. Los conglomerados representarían depósitos de barras asociados a épocas de mayor descarga y las areniscas serían resultado de sedimentación sobre las barras y en los canales que las rodean durante épocas de merma del flujo (Marren 2004). El aumento en términos arenosos hacia la parte superior podría estar indicando un alejamiento del frente de hielo. La arquitectura de los depósitos finos que se hallan la base de la sucesión, permite inferir la existencia de pequeñas cuencas lacustres o *kettles-holes*. Su origen obedece a la fusión de bloques de hielo que quedaron sepultados entre los materiales rápidamente agradados en la zona marginal al frente de hielo. La cercanía de la napa freática a la superficie favoreció el desarrollo de estos cuerpos de agua de profundidad fluctuante, hecho que se refleja en la sedimentación de facies finas (transporte eólico?) con estructuras laminada planar y ondulítica. La deformación penecontemporánea que presentan los sedimentos fue producida por fenómenos de sobrecarga diferencial vinculados con los sucesivos pulsos de agradación de la planicie proglacial.

La multiplicidad de rasgos observados en todos los perfiles, originados como consecuencia de la interacción entre las aguas de fusión y los sedimentos, son típicos de la actividad del frente del glaciar y de zonas proglaciales (Rabassa com. pers.). De acuerdo con esto, las secuencias descritas permiten estimar que el frente de hielo de la Glaciación Sierra de los Frailes no habría progresado mucho más al norte que la latitud del actual río Chico.

Pocos kilómetros al sur de esta zona las facies anteriores desaparecen y la litología se compone principalmente de till basal. Un perfil inicialmente observado por Galloway (1965) fue profundizado recientemente a raíz de los trabajos de pavimentación de la ruta Nacional N° 3 (51°50'S/ 69°23'30"O, Fig. 1.1 - punto RN3). La sección que quedó al descubierto cuenta con una potencia máxima de unos 8 m y muestra una de las mejores exposiciones y de mejor acceso a la unidad. En el área de estudio fueron reconocidas sucesiones similares aunque con un frente más reducido, por tal motivo se optó por caracterizarlas en este perfil.

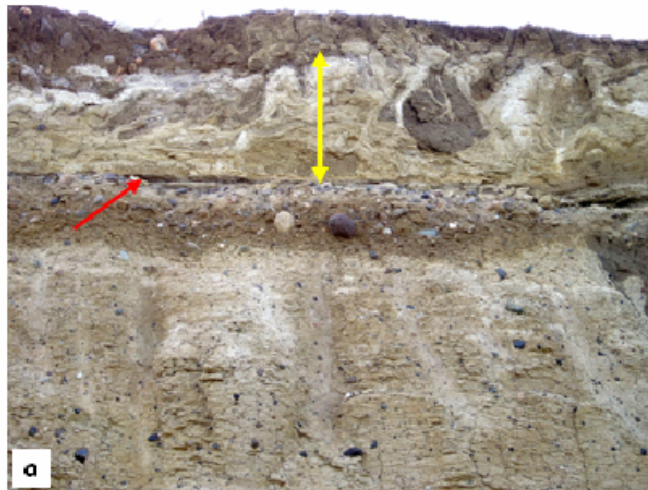
La sección consta de tres niveles de till. El nivel *inferior* tiene un espesor máximo observado de 6 m (promedio entre 2 y 3 m) y está truncado en el techo por una superficie de erosión horizontal, irregular (Fig. 2.5a, flecha roja). El color es pardo amarillento (2.5Y 6/4) con tonalidad algo más oscura (2.5Y 5/4) hacia la parte de arriba debido a la presencia de un horizonte B paleoargílico. El till es muy compacto con una matriz limo

areno-arcillosa que soporta clastos de litología variada con un tamaño promedio de 8 cm y máximos de 17 cm (<10%) e incluye pequeños fragmentos de madera carbonizados (Fig. 2.5a-b). Asimismo, posee delgadas intercalaciones de drift estratificado gravoso. La matriz adquiere una estructura laminada (*platy*) bien pronunciada en el tramo superior (Fig 2.5a). El nivel se encuentra intruído hasta el metro de profundidad por cuñas de arena con laminación interna vertical (Fig. 2.5c); idéntica posición adoptan los ejes mayores de los clastos de la matriz adyacente a ellas. Estos rasgos incluyendo la estructura laminada de la matriz demuestran que la unidad estuvo sometida a períodos de congelamiento y descongelamiento reiterados y a otros con condiciones climáticas más benignas que permitieron el desarrollo de suelo.

El nivel *intermedio* es más delgado (0,50 -1 m) y se dispone en forma paraconcordante sobre el anterior. El excelente estado de conservación del las cuñas de arena del till inferior, permite inferir una escasa erosión que probablemente pueda ser explicada por un rápido congelamiento del depósito sedimentario antes que el hielo avanzara nuevamente sobre él (Bockheim *et al.* 2009) (Fig. 2.5a). Las características sedimentológicas del segundo till son semejantes a las del nivel inferior. La textura masiva homogénea se ve en partes crioturbada debido al desarrollo de involuciones (Fig 2.5a, flecha). Una nueva generación de cuñas de arena relícticas penetra este nivel y alcanzan a veces el inferior (Fig 2.5b). El techo de la unidad está decapitado en algunos sectores por acción antrópica.

Los dos unidades precedentes son exhondadas por un paleocanal del cual se observa una sección transversal de forma simétrica y perfil en U (Fig. 2.5d). Con unos 3 m de profundidad visible, se halla colmatado por sedimentos glacifluviales que representan dos episodios de agradación asociados a cierta disminución en la energía. El depósito inferior es de color pardo claro y más potente que el superior. Está integrado por capas que se acomodan a la forma del canal con la concavidad hacia arriba y que se adelgazan hacia los laterales. Los términos granulométricos incluyen desde sábulos a hasta ocasionales bloques sostenidos por una matriz limo-arenosa. El depósito superior es de tonalidad más oscura, las gravas son grano-sostén y cuenta con intercalaciones de arena que se hacen más frecuentes hacia el tope de la secuencia, las estratificación es paralela horizontal.

El límite superior del canal está truncado por una superficie de erosión plana sobre las que se apoya el nivel de till *superior*. Éste posee algo menos de 1 m de espesor y su aparición es discontinua a lo largo del perfil como resultado de procesos de deflación o bien por actividad antrópica (Fig. 2.5d, flecha). También está penetrado por cuñas de



(a) Aspecto de los niveles inferior e intermedio de drift. Nótese la superficie de erosión entre ambos (flecha roja) por encima de una delgada facies coluvial?. Fenómenos de crioturbación en el nivel intermedio (flecha amarilla).



(b) Se observan los dos ciclos de cuñas de arena, la flecha indica la génesis edáfica en la parte superior de la cuña. Obsérvese la estructura laminada (*platy*) del nivel inferior.



(c) Cuñas de arena con estructura laminada vertical. Clasto con el eje mayor en posición vertical (círculo rojo). Escala: 22 cm.



(d) Canal que corta los niveles de till inferior e intermedio. Por encima el tercer nivel con cuñas de arena. Escala: persona 1,57m.

Figura 2.5. Unidad DSF. Perfil RN3 (localización en Fig. 1.1.)

arena que se prolongan algunos centímetros dentro del paleocanal. Las observaciones

parecen indicar que las cuñas podrían corresponder al mismo ciclo que afectó el nivel de till *intermedio*. De ser así, el segundo ciclo de acuñamiento habría ocurrido luego de un período de erosión durante el cual fue parcialmente eliminado el tercer nivel de till.

Fuera de los perfiles descritos sólo merece ser mencionado el afloramiento que se encuentra frente a la estancia Punta Loyola, margen derecha del Chorrillo de los Frailes, donde el till se halla visiblemente afectado por fenómenos de deformación por cizalla (Fig. 2.2, punto 532 y Fig. 2.6).



Figura 2.6. Unidad DSF. Punto 532, enfrente al casco de la estancia Punta Loyola. Till glacitectonizado. Escala: 33 cm.

La superficie del DSF está cubierta por materiales eólicos limo-arenosos y gravas coluviales que conforman un manto de espesor irregular (19-40 cm) sobre el que evoluciona el *suelo* actual y a su vez sepulta horizontes más antiguos (paleosuelos). Estos últimos son horizontes argílicos (Btb) y petrocálcicos (Bkb). El horizonte argílico presenta estructura prismática bien marcada y menos frecuentemente columnar. Esta última es resultado de la erosión de la parte superior de los prismas por la acción combinada de aguas de percolación y el ascenso de ellos durante períodos de desecamiento (Birkeland 1999). Las facetas de todos los pedones suelen estar tapizadas por materia orgánica. El horizonte petrocálcicos está bien desarrollado y llega a presentarse como cemento con estructura laminada (*platy*), las morfologías de CO_3Ca son consistentes con el estadio IV (*cf.* Birkeland 1999). En la Tabla 2.1 y Figura 2.7 se

presentan las características morfológicas de los suelos de la unidad relevadas en diferentes localidades.

Tabla 2.1. Unidad DSF. Descripción de los perfiles de suelo

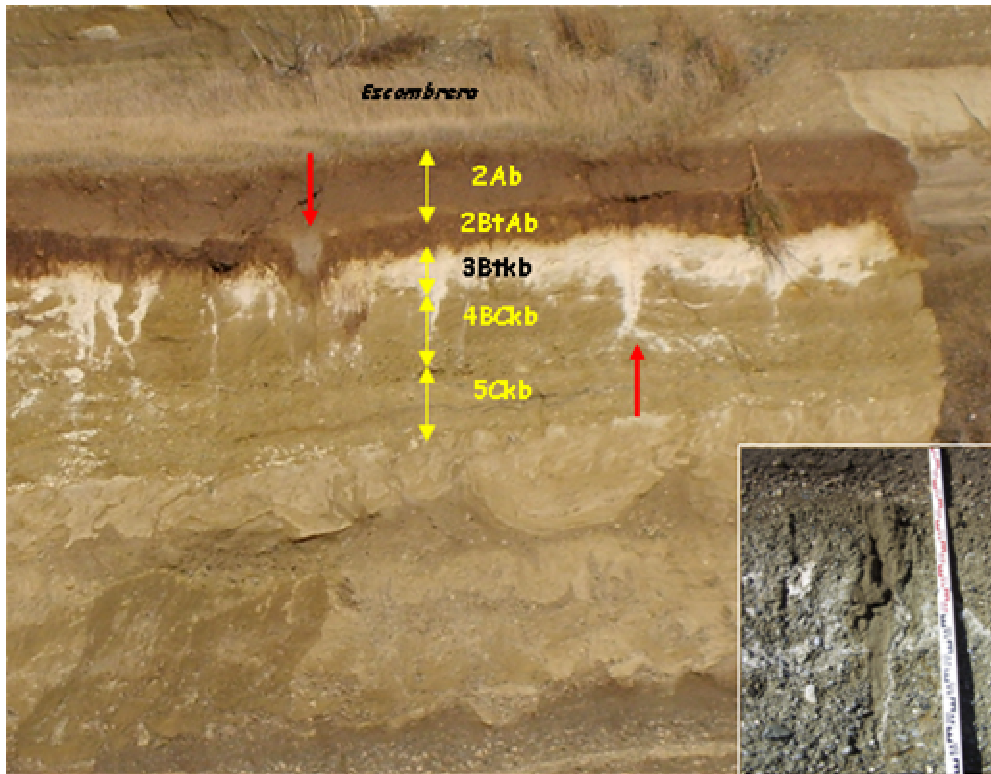
Horizonte	Profundidad (cm)	Color Munsel	Textura ¹ (campo)	Estructura ²	Estadio CO ₃ Ca ³	Material
<i>Localidad Chimen Aike – Margen sur río Chico (Fig. 2.7a)</i>						
A	6	10YR 3/3	sl	1vfgr	0	Eólico
2Ab	34	10YR 3/3	gl	m-2msbk	0	Coluvio
3BtAb	50	10YR 5/4	gcl	3copr-3masbk	0	Till
4Btkb	75	10YR 8/2	gcl	3copr-3mpl	IV	Till
4BCkb	125	10YR 6/4	gscl	m-3mabk	I	Till
5Ckb	200	10YR 5/4	vgsl	0sg	I	Glacifluvial
<i>Localidad margen sur río Chico (Fig. 2.7b)</i>						
A	30	10YR 3/3	gsl	1mgr	0	Eólico /Coluvio
2ABt	40	10YR 5/4	gsicl	3-cocpr	0	Glacifluvial
2BK	75	10YR 8/2	gcl	2copr-3masbk	IV/V	Glacifluvial
2C	75+	10YR 4/3	-	-	0	Glacifluvial
<i>Localidad Ruta nacional N° 3 (Fig. 2.7c)</i>						
A	15	10YR 3/3	ls	m-0sg	0	Eólico
2Ab	45	10YR 3/3	vgsl	2cosbk	0	Coluvio/eólico
3ABtb	60	10YR 2/1	sicl	3copr	0	Till nivel superior
3Bktb	100	10YR 3/6,4/3	sicl	3copr-3mpl	IV	Till nivel superior
3BCkb	126	10YR 3/6	sicl	2fpl	IV	Till nivel superior
3Cb	167	2.5Y 6/4	sil	2fpl	0	Till nivel superior
4Btb	187	2.5Y 6/4	cl	2mpl	0	Till nivel inferior
4Cb	250	2.5Y 5/4	sil-l	3copl-2cosbk	0	Till nivel inferior
<i>Punto 35 (localización Fig. 2.1; Fig. 2.7d)</i>						
A	25	10YR 3/4	ls	m-0sg	0	Eólico
2ABb	30	10YR 4/4	sicl	2copr	0	Till
2Bwb	44	10YR 5/6	sicl	2copr	0	Till
2Bkb	84	10YR 7/4, 8/2	sicl	2mpl	IV	Till
2BCkb	110	10YR 7/4	sicl	2mpl	I	Till
2Cb	110+	-	-	-	-	Till (cubierto)

Referencias:

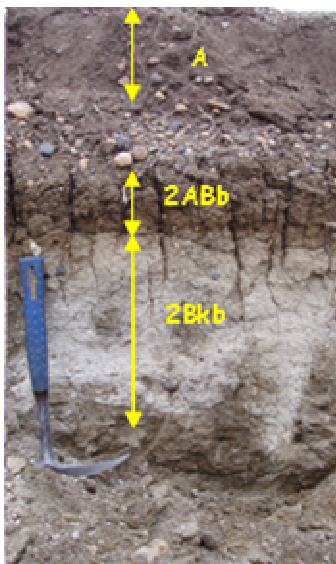
¹ g (grava); vg (grava abundante); (s) arena; (si) limo; (c) arcilla; (l) franco.

² Grado: (0) s/estructura; (1) débil; (2) moderada; (3) fuerte. *Tamaño:*(f) fina; (vf) muy fina; (m) mediana; (co) gruesa. *Forma:* (pl) laminada; (pr) prismática; (cpr) columnar prismática; (abk) bloques angulares; (sbk) bloques subangulares

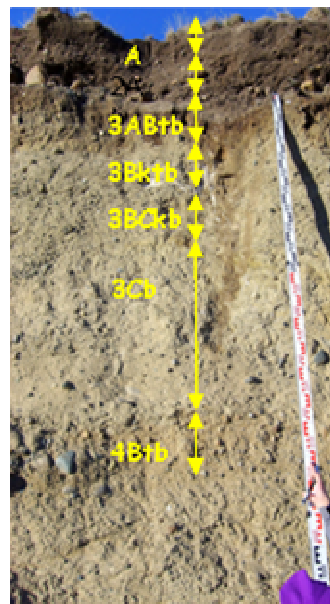
³ I = recubrimiento discontinuo de clastos; II = recubrimiento continuo de clastos; II+ = recubrimiento continuo de clastos y cementación local, apariencia blanquecina; III = 50-90% fábrica carbonática; III+ = cementación continua; IV = cementación continua y estructura laminada, (Birkeland 1999).



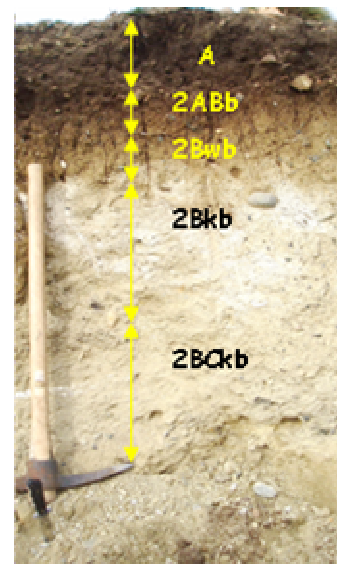
(a) Localidad Chimén Aike, panorámica. Horizontes petrocálcicos Btkb y Bck; morfologías de CO_3Ca estadios IV y III. Las flechas rojas señalan cuñas de arena relícticas representantes de dos generaciones. La superior rellena por el mismo material sobre el que se desarrolla el suelo actual y la inferior afectada por precipitados de CO_3Ca . Es probable que exista una intermedia representada por cuñas que cortan al horizonte petrocálcico. (recuadro inferior).



(b) Litofacies de gravas glaciales (Unidad 3) margen sur de río Chico. Morfologías de CO_3Ca correspondientes al estadio IV/V (2Bkb). Escala: 33 cm



(c) Perfil RN3. Till intermedio con morfologías de CO_3Ca correspondientes al estadio IV (véase Fig. 2.5). Till inferior con horizonte argílico al tope (4Bt).



(d) Margen norte Chorrillo de los Frailes, punto 35. Till con morfologías de CO_3Ca correspondiente a los estadios IV (2Bkb) y I (2Bck). Escala: 90 cm

Figura 2.7. Unidad DSF. Perfiles de suelo.

Por último cabe señalar en relación con las cuñas de arena que aquí se describen, que previamente fueron caracterizadas como moldes de cuña de hielo (Corte 1967, 1983, 1997, Galloway 1985, Ercolano *et. al.* 1997; entre otros). Los estudios realizados en el marco de este trabajo permitieron redefinirlos como cuñas de arena relícticas, no obstante fueron reconocidos algunos moldes de cuña de hielo en sectores puntuales del área (Fig. 2.8, véase apartado 3.5).



Figura 2.8. Unidad DSF. Moldes de cuña de hielo con relleno eólico. Las flechas señalan el combamiento hacia arriba del till hospedante enfatizado además, por la presencia del carbonato de calcio como filamentos.

Edad. El DSF es correlacionado por Meglioli (1992) con el sistema morénico “Inicioglacial” (morenas Zanja Pique?) de Caldenius (1932) y con la GGP de Mercer (1976). La edad de la GGP fue acotada entre $1,016 \pm 0,005$ Ma y $1,168 \pm 0,007$ a partir de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre lavas que suprayacen e infrayacen al till (Ton-That *et al.* 1999 y Singer *et al.* 2004).

• Abanicos Paraglaciales (AP) – “Drift Punta Delgada” (DPD)

La unidad está representada por un afloramiento de planta cónica que se desarrolla al pie de la escarpa que limita los afloramientos del DSF por el este.

Distribución areal. En la unidad pueden ser incluidos otros afloramientos con morfología semejante que se encuentran más al sur. En todos los casos se hallan en contacto con diversas unidades del dominio marino y con sus ápices conectados a cauces que descienden del sector elevado del oeste. El abanico que está comprendido dentro de los límites del área de estudio se relaciona con el valle del Chorrillo de los Frailes (Fig. 2.9). Los depósitos ocupan una superficie aproximada de 90 km^2 .

Características morfoestratigráficas. El análisis combinado de registros satelitales con datos del DEM permitió relacionar a los depósitos con antiguas líneas de drenaje procedentes de la región del estrecho de Magallanes y caracterizarlos como abanicos aluviales. La traza de los canales de alimentación principales puede ser seguidas aguas arriba hasta proximidades de los arcos morénicos externos del DPD donde se sitúan las cabeceras, trayecto en el que sucesivamente disectan a las morenas de las glaciaciones Sierra de los Frailes y Cabo Vírgenes (Bockheim *et al*, 2009). Puede considerarse que estos drenajes fueron las vías de escape de las aguas de fusión del frente de hielo de la Glaciación Punta Delgada cuya carga detrítica se depositó en el dominio marino, topográficamente más deprimido, por la expansión lateral que experimentó el flujo en el ápice de los abanicos (*cf.* Collinson 1978).



Figura 2.9. Croquis de ubicación de la unidad AP y localización de los sitios mencionados en el texto y/o figuras.

El abanico del Chorrillo de los Frailes se desarrolla entre las cotas de 30 y 15 m, tiene una pendiente suave al noreste con un valor general de 0,2%. La superficie está recorrida por una delicada red de canales entrelazados muy densa, con patrón distributivo que no muestra discontinuidades, salvo a lo largo de la zona correspondiente al canal de alimentación principal. Este sector si bien tiene idéntica textura que el anterior se ubica en un nivel topográfico 2 a 3 m más bajo, lo que sugiere la existencia un segundo pulso de agradación luego de un período de incisión. (Fig. 2.10, perfil-flecha). Los procesos fluviales actuales ocurren a unos 7 m por debajo de esta última superficie limitados al valle del Chorrillo de los Frailes, que alcanza en este tramo una amplitud cercana a 1,30 km y presenta algunos niveles de terrazas fluviales discontinuos.

El contacto con los sedimentos marinos es por lo general impreciso. Sólo la porción meridional del frente del abanico tiene un diseño rectilíneo cuyo modelado sugiere la acción posterior de procesos erosivos marinos. La escarpa es muy tendida y

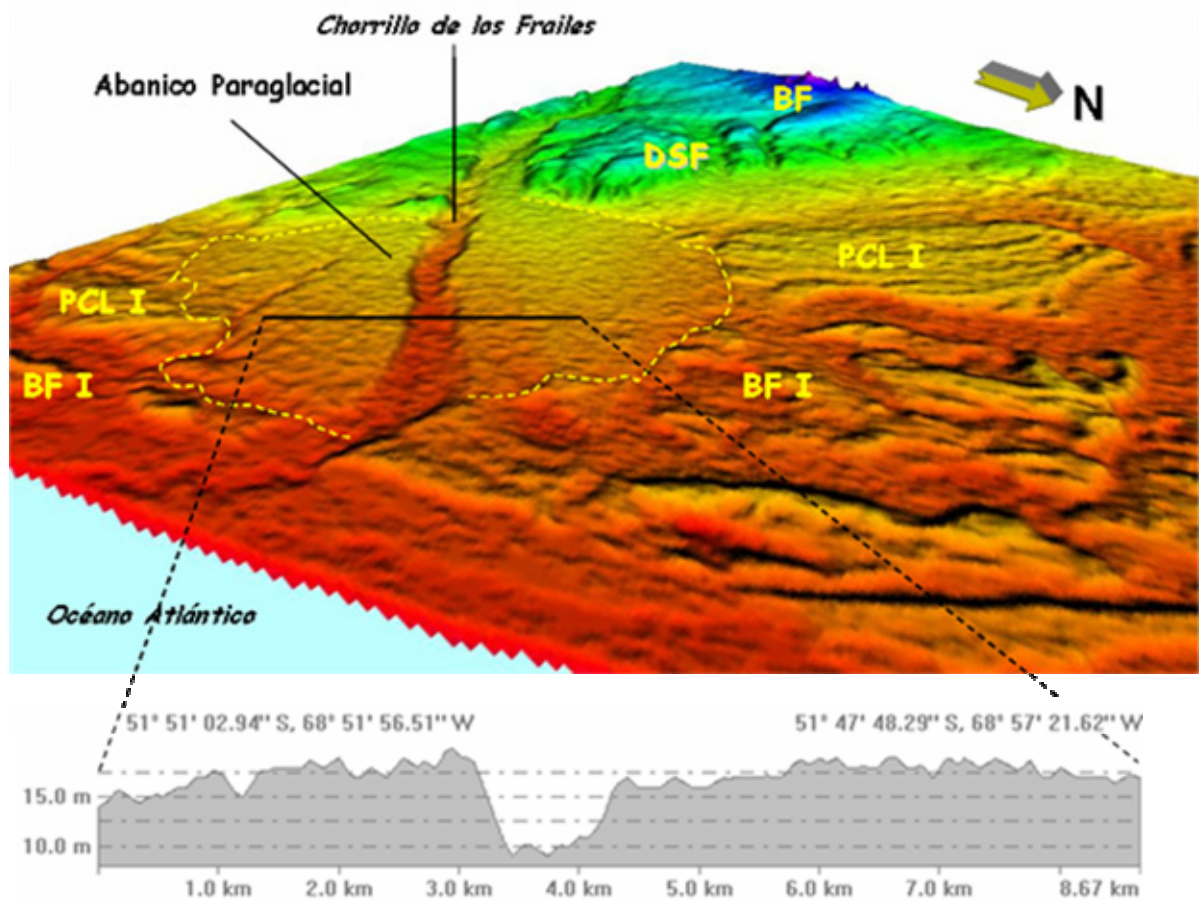


Figura 2.10. Unidad AP. Relaciones estratigráficas. El modelo de elevación digital (datos SRTM) permite observar la zona de procedencia del abanico paraglacial y la fragmentación que sufrieron las Unidades PCL I y BF I a consecuencia de su depositación (véase más adelante). La flecha en el perfil señala la zona correspondiente al canal de alimentación principal. Referencias: PCL I - Planicie de Cordones Litorales I; BF I: Bajofondo I; DSF - Drift Sierra de los Frailes.

está disectada por un fuerte carcavamiento que por erosión retrocedente progresa aguas arriba.

La unidad está compuesta por una secuencia de conglomerados y areniscas cuya base no fue posible visualizar, aunque de acuerdo a los perfiles topográficos se asume que tendría alrededor de una decena de metros de potencia en la parte distal. Las observaciones de campo fueron llevadas a cabo en la parte media y distal del abanico aprovechando varias canteras allí presentes (Fig. 2.9, puntos 483, 469, 485 y 486).

Los conglomerados se presentan en capas consolidadas de orden decimétrico, con estratificación horizontal y desarrollo local de estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo (Fig. 2.11). Los estratos tienen una gran variabilidad granulométrica vertical y contactos amalgamados e internamente pueden tener una gradación inversa grosera.



(a) Frente de cantera (punto 686). En la sección se observa la estratificación paralela entre capas de conglomerados y cuerpos acuñaados de areniscas, separadas por superficies erosivas. Escala: martillo 33 cm.



(b) Otro sector de la cantera mostrada en (a). Estratos de conglomerado con estratificación entrecruzada planar.



(c) Frente de cantera (punto 469) compuesto por estratos de conglomerado con estratificación paralela. Se señala un molde de cuña de hielo. Escala: Persona 1.64 m.



(d) Detalle de un estrato de conglomerado clastosostenido con mala selección.

Figura 2.11. Unidad AP. Características litoestratigráficas

Predominan aquellos que constan de guijas con tamaños máximos de entre 3 y 5 cm y es algo menor la frecuencia que cuenta con un tamaño mayor (6 y 7 cm). Los individuos son subredondeados a redondeados con formas prolados y ecuanes. La mayoría son matriz sostenidos, con una matriz poco seleccionada variable entre tamaños sábulo y arcilla. Entre los conglomerados se hallan delgados niveles sabulíticos clasto-sostén, o bien limo arcillosos junto a cuerpos acuñados de areniscas masivas consolidadas. Los contactos entre las areniscas y los conglomerados son netos y de carácter erosivo. La continuidad lateral de los estratos es escasa. El estilo depositacional sugiere su asociación con un transporte tractivo bajo un importante excedente hídrico y con una velocidad de sedimentación rápida en episodios poco espaciados temporalmente.

El *suelo* de la unidad evoluciona actualmente sobre sedimentos eólicos y gravas coluviales, los cuales se asientan sobre una superficie de erosión que trunca un paleosuelo argílico desarrollado sobre los sedimentos del abanico (Tabla 2.2 y Fig. 12). El

Tabla 2.2. Unidad AP - Descripción de los perfiles de suelo

Horizonte	Profundidad (cm)	Color Munsel	Textura ¹ (campo)	Estructura ²	Estadio CO ₃ Ca ³	Material
Punto 469 (Fig. 2.12a)						
A	20	10YR 4/2	gsil	1mgr	0	Eólico /Coluvio
2ABtb	50	10YR 3/2	gsicl	3copr	0	Aluvio glacifluvial
2Bk	100	10YR 4/3	gsicl	1mpl	II	Aluvio glacifluvial
2Ck	100+	10YR 4/3	vgsil	0sg	I	Aluvio glacifluvial
Punto 483 (Fig. 2.12b)						
A	13	10YR 4/2	gsil	1mgr	0	Eólico /Coluvio
2ABtb	27	10YR 4/3	vgsicl	3copr-3mabk	0	Aluvio glacifluvial
2Bwb	39	10YR 4/6	vgsil	1copr	0	Aluvio glacifluvial
2Bkb	58	10YR5/4, 8/2	gsil	m-2fsbk	II+	Aluvio glacifluvial
2Cb	58+			0sg	0	Aluvio glacifluvial
Punto 685						
A	30	10YR 4/3	sil	m-0sg	0	Eólico
2ABt	60	10YR 5/4	scl	3copr	0	Aluvio glacifluvial
3Btkb	82	10YR 4/4	gsicl	1sg	II	Aluvio glacifluvial
4C	82+	10YR 4/3	gsil	0sg	0	Aluvio glacifluvial
Punto 686 (Fig. 2.12c)						
A	19	10YR 4/2	gsil	2fgr	0	Eólico
2ABtb	43	10YR 2/1	vgcl	3copr-2fabk	0	Aluvio glacifluvial
2Btkb	90	10YR 3/6,4/3	vgcl	m-2vfsbk	II+ /III	Aluvio glacifluvial
2Cb	90+	10YR 4/4	vgcl	0sg	0	Aluvio glacifluvial

Referencias:

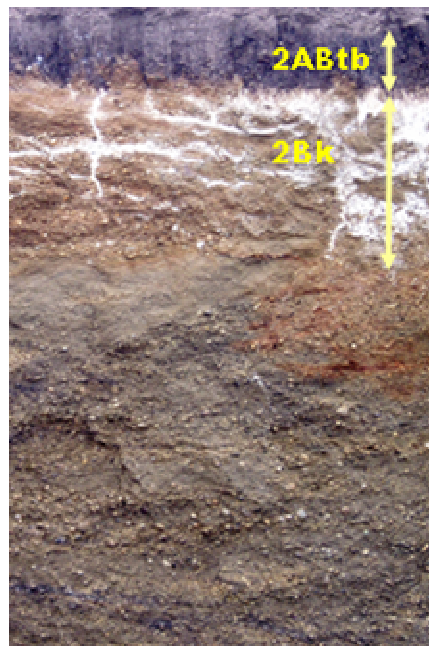
Localización de los puntos de observación en Figura 2.9.

¹ g (grava); vg (grava abundante); (s) arena; (si) limo; (c) arcilla; (l) franco

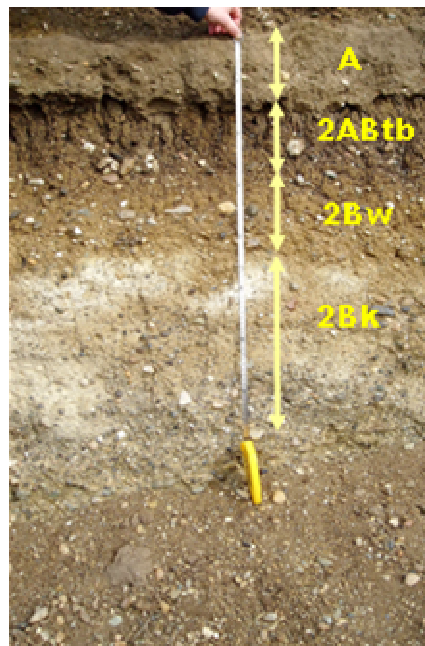
² Grado: (0) s/estructura; (1) débil; (2) moderada; (3) fuerte. *Tamaño:*(f) fina; (vf) muy fina; (m) mediana; (co) gruesa. *Forma:* (pl) laminada; (pr) prismática; (cpr) columnar prismática; (abk) bloques angulares; (sbk) bloques subangulares; (sg) granos individuales

³ I = recubrimiento discontinuo de clastos; II = recubrimiento continuo de clastos; II+ = recubrimiento continuo de clastos y cementación local; III+ = cementación continua; IV = cementación continua y estructura laminada. (Birkeland 1999).

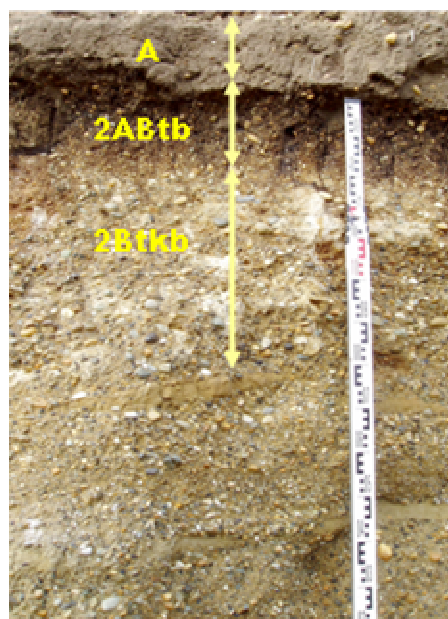
paleosuelo es marcadamente prismático, a veces con materia orgánica iluviada en las facetas de los pedones (ABtb) y es sucedido en profundidad por un horizonte petrocálcico (Bkb). En algunos perfiles puede distinguirse un delgado horizonte Bw entre ambos. Las morfologías de carbonato de calcio, filamentos dentro de pequeñas fracturas y en planos de estratificación, recubrimiento de rodados así como parches de cemento, se corresponden con los estadios II⁺ a III (cf. Birkeland 1999). Cabe señalar, que el horizonte petrocálcico muestra marcadas discontinuidades laterales, cuya naturaleza por el momento no puede ser precisada (Bockheim, com. pers.).



(a) Punto 469. Morfologías de CO₃Ca correspondientes al estadio II⁺. Oxidación vinculada a hidromorfismo



(b) Sitio 483. Morfologías de CO₃Ca correspondientes los estadios II⁺/III.



(c) Punto 686. Morfologías de CO₃Ca correspondientes a los estadios II⁺ /III.

Figura 2.12. Unidad AP. Perfiles de suelo.

Existe una gran profusión de cuñas de arena relícticas rellenas por material eólico de textura franco-limosa que se integran en una trama poligonal. El relleno se encuentra bien compactado en cuanto el horizonte paleoargílico se desarrolla sobre la parte superior de estos rasgos. El carbonato de calcio se presenta en ocasiones dentro de ellos como delgados filamentos (Fig. 2.12c). De acuerdo con las características criopedogenéticas observadas puede suponerse que el lapso de actividad del abanico no fue muy largo, la superficie debió alcanzar muy rápidamente la estabilidad permitiendo la colonización vegetal y el desarrollo de los procesos referidos.

Consideraciones finales, relaciones estratigráficas y edad. Conforme a la caracterización morfoestratigráfica se interpreta que la dinámica del abanico estuvo estrechamente vinculada a un excedente hídrico de magnitud el cual, dentro del contexto climático árido de la región, sólo es posible relacionar con un período de deglaciación. Los abanicos que se originan bajo estas condiciones pueden ser catalogados como de naturaleza paraglacial. Este término fue introducido por Ryder (en Eyles y Eyles 1996), para describir a aquellos abanicos aluviales que se desarrollan en relación con altas descargas postglaciales lejos de las áreas englazadas. El suministro de agua necesario para generar este abanico y los que integran el resto de la unidad, puede encontrarse en las aguas de fusión de la Glaciación Punta Delgada (Meglioli 1992), relación que fue establecida por la conexión que existe entre los canales de alimentación principal con líneas de drenaje que se inician delante del frente morénico de dicha glaciación. Este último se ubica a unos 30 km al sur del área de estudio rodeando casi completamente la bahía Posesión del estrecho de Magallanes y se relacionan con el segundo avance glacial posterior a la GGP (Post-GGP2, Coronato *et al.* 2004) (Fig. 1.7). La edad de este episodio fue establecido en forma relativa por Meglioli (1992) en ca. 350 ka AP, EIO 10.

Las evidencias de campo demuestran que el abanico antecede a las efusiones del Basalto Frailes, por cuanto uno de los flujos lávicos está encauzado en un cañadón que tributaba al nivel de terrazas más elevado del valle del Chorrillo de los Frailes (véase Unidad BAF, Fig. 2.13). A su vez es posterior a las primeras unidades de génesis marina del área (PCL I y BF I) a cuyos depósitos segmenta (Fig. 2.10). La edad del evento efusivo fue determinada en 0,31 Ma AP ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Meglioli) la cual provee un límite temporal inferior para la génesis de los abanicos.

2.2.2.2. Unidades del dominio volcánico

- **“Basalto Frailes” (BAF)**

Distribución areal y antecedentes. El nombre Basalto Frailes fue utilizado por Codignotto (1975) para denominar a los afloramientos volcánicos que se disponen en el sector sudoccidental del área de estudio sobre los depósitos glaciogénicos (Fig. 1.2).

El BAF es el exponente más oriental del campo volcánico de retroarco Pali Aike, caracterizado petrográficamente por basaltos olivínicos alcalinos a subalcalinos (Skewes y Stern 1979). El CVPA está incluido dentro de una faja de fracturación con dirección NO-SE que se extiende por más de 300 km desde Punta Páramo (costa atlántica de Tierra del Fuego) hasta la zona de La Esperanza (sur del Río Santa Cruz) (Chelotti y Trincherero 1990 y Corbella *et al.* 1990). La actividad volcánica se alinea a lo largo de fisuras con cuatro direcciones principales, que en orden decreciente de frecuencia son: NO-SE, NE-SO, E-O y N-S (Corbella *et al.* 1990; Mazzarini y D’Orazio 2003; Corbella 2006; entre otros). Los tres primeros sistemas de fracturación se considera que son producto tanto de la reactivación de viejas estructuras del rift Mesozoico Austral (Corbella *et al.* 1996) como resultado de un régimen extensional que operó durante el Neógeno-Cuaternario (Mazzarini y D’Orazio 2003).

La actividad efusiva del CVPA, según las dataciones disponibles, incluye un rango de edades que varía entre 3,8 Ma en la porción occidental del campo, hasta 0.01 Ma en cercanía del océano Atlántico (Mercer 1976; Meglioli 1992; Corbella 1999, Ton-That *et al.* 1999; Corbella y Ercolano 2002; entre otros). Un gran número de manifestaciones volcánicas de escasa explosividad, entre los que se incluyen conos de escoria, volcanes en escudo, maares, criptodomas y mantos lávicos (Corbella 2002), ocurren en inmediaciones del área bajo análisis, con edades que fluctúan entre el Pleistoceno medio y Holoceno.

Características generales: Los afloramientos del BAF ocupan una superficie aproximada de 25 km². Conforman una serranía constituida por un alineamiento principal que consiste de cinco conos piroclásticos en rosario orientados según un rumbo N 20° O. Otros conos siguen alineamientos de menor desarrollo según arrumbamientos N 44° O y N 89° O (Fig. 2.13).

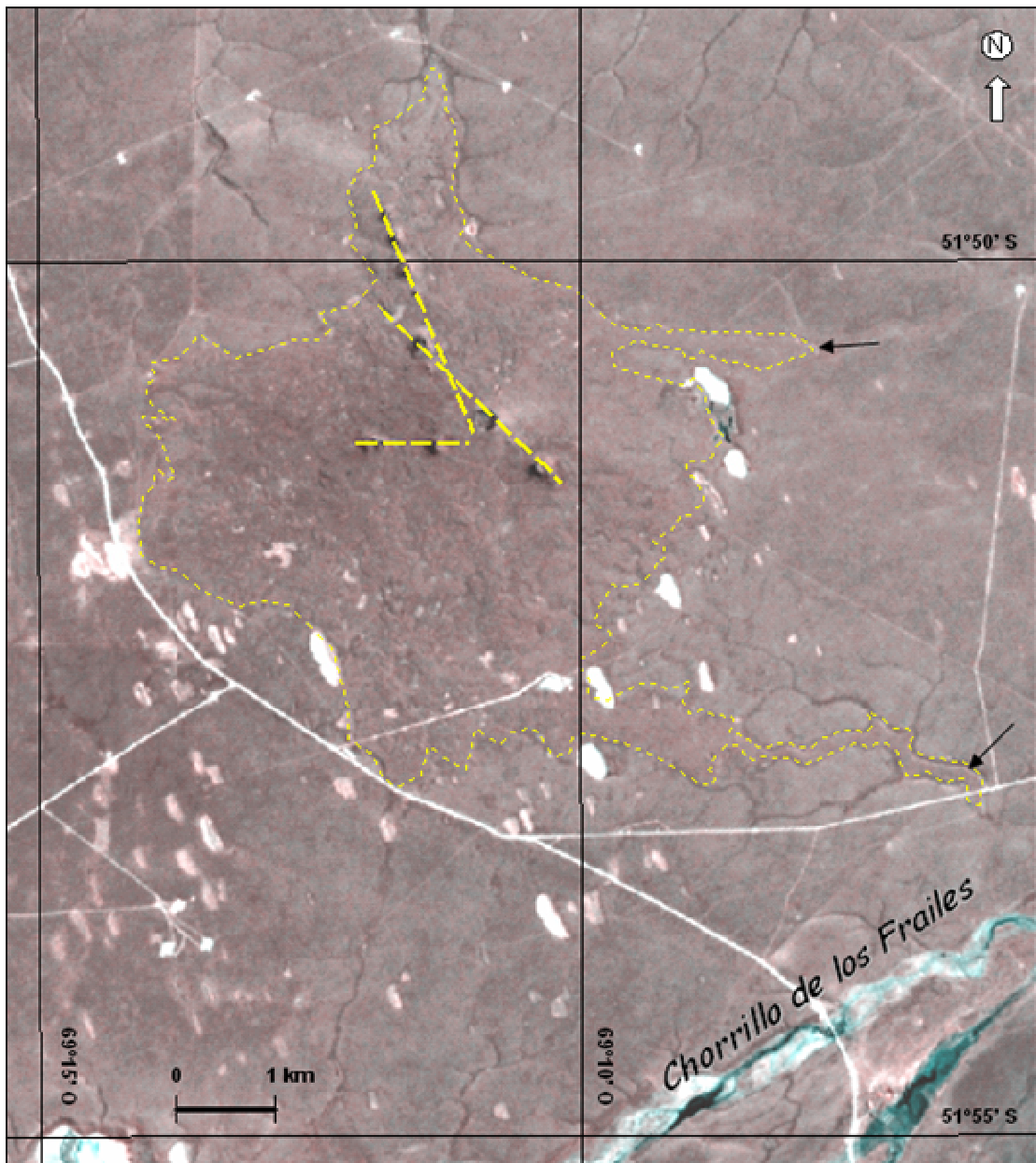


Figura 2.13. Unidad BAF. Contorno del afloramiento (línea punteada amarilla) y alineamiento de los conos en rosario (línea de trazos amarilla). Las flechas señalan los lugares donde las lavas se encuentran encauzadas.

Estos edificios volcánicos de base muy ancha y escasa expresión topográfica están contruidos por la acumulación de piroclástos y vinculados a un estilo eruptivo de tipo estromboliano. La máxima elevación es de aproximadamente 130 m, la cual es alcanzada por el cono que se ubica en posición central. Si bien el desnivel respecto del terreno circundante es de unos 50 m, la serranía se constituye en un rasgo muy distintivo dentro del paisaje morénico ondulado (Unidad DSF) (Fig. 2.14)

Los derrames lávicos que acompañaron las efusiones piroclásticas se hallan encauzadas a lo largo de cañadones que disectan la planicie de till, situación que puede

ser observada tanto hacia los flancos este como sureste (Figs. 2.13, flechas y 2.15). En todos los casos el espesor que alcanzan estas proyecciones no excede unos pocos metros.



Figura 2.14. Vista de los conos en rosario del Basalto Frailes destacándose sobre el paisaje ondulado de la Unidad DSF.



Figura 2.15. Afloramiento de basalto encauzado en un cañadón tributario al Chorrillo de los Frailes (a la izquierda de la persona). Escala: 1,78 m.

La red de drenaje es muy incipiente y de diseño centrífugo, sólo unos pocos cursos efímeros, muy cortos, se desarrollan en las partes bajas del afloramiento. Las coladas poseen una superficie irregular cubierta por material eólico-cinerítico sobre el que evolucionan suelos poco profundos donde se asienta vegetación esteparia (Fig. 2.15).

Relaciones estratigráficas y edad Los basaltos cubren en relación de discordancia a la Unidad DSF. Meglioli (1992) calculó la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del pulso de actividad volcánica en $0,31 \pm 0,03$ Ma AP.

2.2.2.3. Unidades del dominio marino-litoral

Habida cuenta que otros sectores de la costa patagónica han sido recurrentemente estudiados, particularmente durante la última década (ej.: Bahía Bustamante, Bahía Solano, Punta Mazarredo, Bahía San Julián, San Sebastián, entre otros), resulta llamativo el poco interés que despertaron los depósitos costeros objeto del presente estudio. Tal vez esto se deba a una serie de factores tales como la casi total ausencia de perfiles naturales, lo fortuito de los cortes de naturaleza antrópica y el limitado registro fosilífero de las sucesiones lo que en conjunto habría restado atractivo a su estudio.

• Antecedentes

Los primeros trabajos llevados a cabo en el área se remiten a Codignotto (1969, 1975 y 1990) quien, en una primera instancia identifica, describe y mapea parte del dominio marino en cuestión, para posteriormente y sobre bases morfodinámicas reconstruir la posición de las sucesivas líneas de costa proponiendo un modelo evolutivo atemporal para la zona comprendida entre el río Gallegos y cabo Vírgenes. Consigna que la acreción costera que da origen a los depósitos del área se debió a la deriva litoral de materiales aportados fundamentalmente por el río Gallegos y que la costa actual está siendo sometida a fenómenos de erosión marina.

Más recientemente, se cuenta con trabajos que desde un contexto regional se refieren a sectores puntuales del área o sus inmediaciones. Isla y Bujalesky (1995) revisan de manera crítica los modelos evolutivos globales de rasgos costaneros. En su estudio incluyen los cordones de grava de Punta Bustamante ubicados en la margen

norte del estuario de Río Gallegos, los cuales habían sido descriptos previamente por Codignotto (1990) como un territorio de acreción cuspidado. Los primeros lo refieren como ejemplo de canibalismo asociado a una escasa disponibilidad de sedimentos dentro de una costa en emersión. González Bonorino *et al.* (1996), asocian su génesis a tormentas seculares. González Bonorino *et al.* (1999) y González Bonorino (2002), sobre la base de varios fechados radiocarbónicos en valvas de *Mytilus*, calculan por extrapolación que esta geoforma guarda el registro de las fluctuaciones del mar desde hace unos 6,7 ka AP.

Kokot (2000 y 2004) hace referencia a las marismas, planicies de marea elevadas y cordones litorales holocenos del área del estudio, en el marco de un trabajo que propone un modelo evolutivo general de la tendencia erosivo/sedimentaria a lo largo de toda la costa argentina. Kokot y Codignotto (2002) describen las características geológico-geomorfológicas de la faja costera de Santa Cruz y concluyen que los tramos de costa abierta con evidencias de progradación, tal como es el área en cuestión, se encuentran actualmente en erosión.

Otros trabajos se abocan al estudio de algunos rasgos costeros individuales dentro de los límites del área de estudio. Perillo *et al.* (1996) proponen un modelo evolutivo para explicar el origen de los canales de marea de las marismas aledañas a Punta Loyola. Posteriormente Perillo (2000), comunica que se encuentran en reducción debido a la falta de aporte sedimentario. Ya en el marco de la presente investigación, Codignotto y Ercolano (2002) reconocen los cordones litorales más antiguos del área, distantes unos 10 km de la costa actual, los cuales son preliminarmente asignados sobre correlaciones altimétricas, al Sangamon (EIO 5e). Carballo Marina y Ercolano (2004) y Ercolano y Carballo (2005), describen las marismas, planicies de mareas y cordones litorales de las inmediaciones de Punta Loyola brindando cronologías numéricas y relativas en trabajos de índole geoaqueológica. Codignotto y Ercolano (2006) estudian el incremento de la erosión como consecuencia del Cambio Climático a lo largo de la costa argentina haciendo referencia al estuario de Río Gallegos y a la faja litoral que se extiende al sur de Punta Loyola.

• **Planicie de Cordones Litorales I (PCL I)**

Se agrupa bajo esta denominación a una serie de afloramientos dispersos elevados entre cotas de 25 y 21 m, restos muy modificados de una antigua planicie de cordones litorales (Codignotto y Ercolano 2002).

Distribución areal. Los depósitos de la unidad están dispuestos en un amplio y suave arco con dirección NO-SE que se adosa a la base de las sedimentitas glaciogénicas del sector occidental del área (Unidad DSF) (Fig. 2.16). Los afloramientos son discontinuos constituyendo cuerpos aislados de dimensiones variables que se prolongan, según lo estimado en registros satelitales, hasta varios kilómetros al sur del área de estudio. Los dos cuerpos más importantes se ubican en vecindad al Chorrillo de los Frailes. El de mayor dimensión, unos 40 km², se extiende hacia el norte por unos 10 km con un ancho de 5 km y se halla a una distancia máxima de 12 km de la actual línea de costa. El que se presenta hacia al sur es bastante más pequeño, de unos 10 km² y se halla a sólo 2,5 km de la línea de costa.

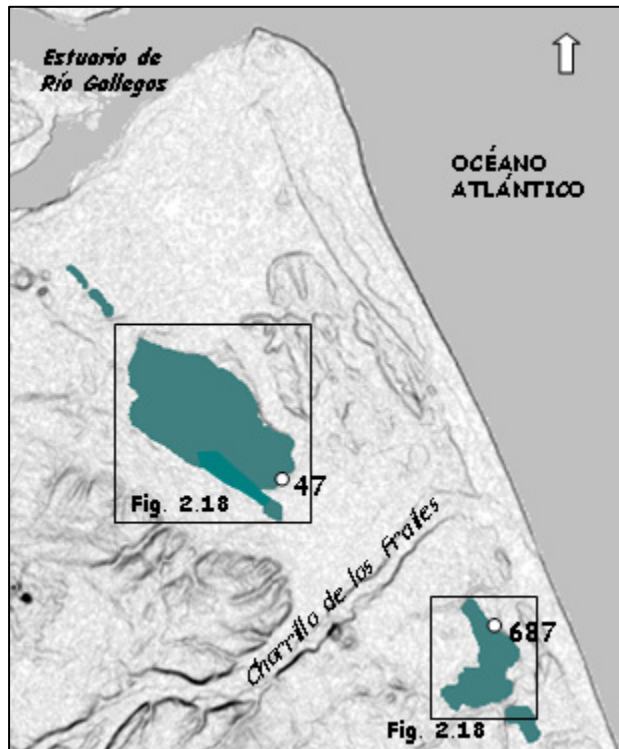


Figura 2.16. Croquis de ubicación de la Unidad PCL I y localización de los sitios y subescenas mencionados en el texto.

Características morfoestratigráficas. Desde el punto de vista morfológico la unidad se presenta como una planicie de suaves lomadas subparalelas alineadas según el sentido de alargamiento de la unidad. El reconocimiento directo en el campo no resulta sencillo porque la topografía original se encuentra modificada por procesos morfogenéticos posteriores de diferente naturaleza y enmascarada por la vegetación. De modo tal que muchas veces sólo la presencia de alambrados es la que enfatiza los desniveles (Fig. 2.17).

El examen del material aerofotográfico y satelital permitió reconstruir, al menos en parte, la extensión original de la unidad y distinguir rasgos superficiales poco evidentes en el terreno. La vista del conjunto de los afloramientos a través de estos registros fue la que permitió establecer en un principio su correspondencia con una antigua planicie de cordones litorales muy fragmentada. Es particularmente notable la discontinuidad espacial de las exposiciones en la zona del Chorrillo de los Frailes, donde se interpreta que la unidad fue virtualmente arrasada por la depositación del abanico relacionado con ese valle (Unidad AP, Fig. 2.10). Esta situación se repite al sur del área de estudio con los otros abanicos paraglaciales.



Figura 2.17. Unidad PCL I. El relieve suavemente ondulado se ve enfatizado por un alambrado que acentúa los rasgos morfológicos. Nótese la densa cobertura vegetal

Los afloramientos más extensos tienen instalada una red de cañadones efímeros acorde a la dirección de las lomadas, lo que supone un cierto control previo que muy probablemente refleje la morfología original del depósito (Fig. 2.18). En algunos sectores, la erosión retrocedente generada por la actividad de tributarios menores dio lugar a procesos de captura permitiendo la integración de valles paralelos adyacentes (Fig. 2.18, subsector a). La profundidad media de los cañadones oscila entre 4 y 5 m. Sin embargo, en el afloramiento que está al sur del Chorrillo de los Frailes, la disección hídrica generó cañadones más amplios que llegan hasta los 9 m de profundidad (Fig. 2.18, Perfil C-C'),). Se estima que en este caso fueron elaborados por una acción erosiva más intensa vinculada con los escapes hídricos distales del abanico paraglacial.

En los cañadones del afloramiento norte es frecuente la presencia de pequeños bajos alineados cuya génesis se vincula a deflación, los más profundos son ocupados por cuerpos de agua temporarios que funcionan como pequeños sistemas endorreicos. El más grande se ubica en el sector central y es resultado de la conexión de dos bajos ubicados en cañadones contiguos, cuyo interfluvio fue devastado por el efecto conjugado de la erosión hídrica y eólica (Fig. 2.18, flecha roja en imagen izquierda).

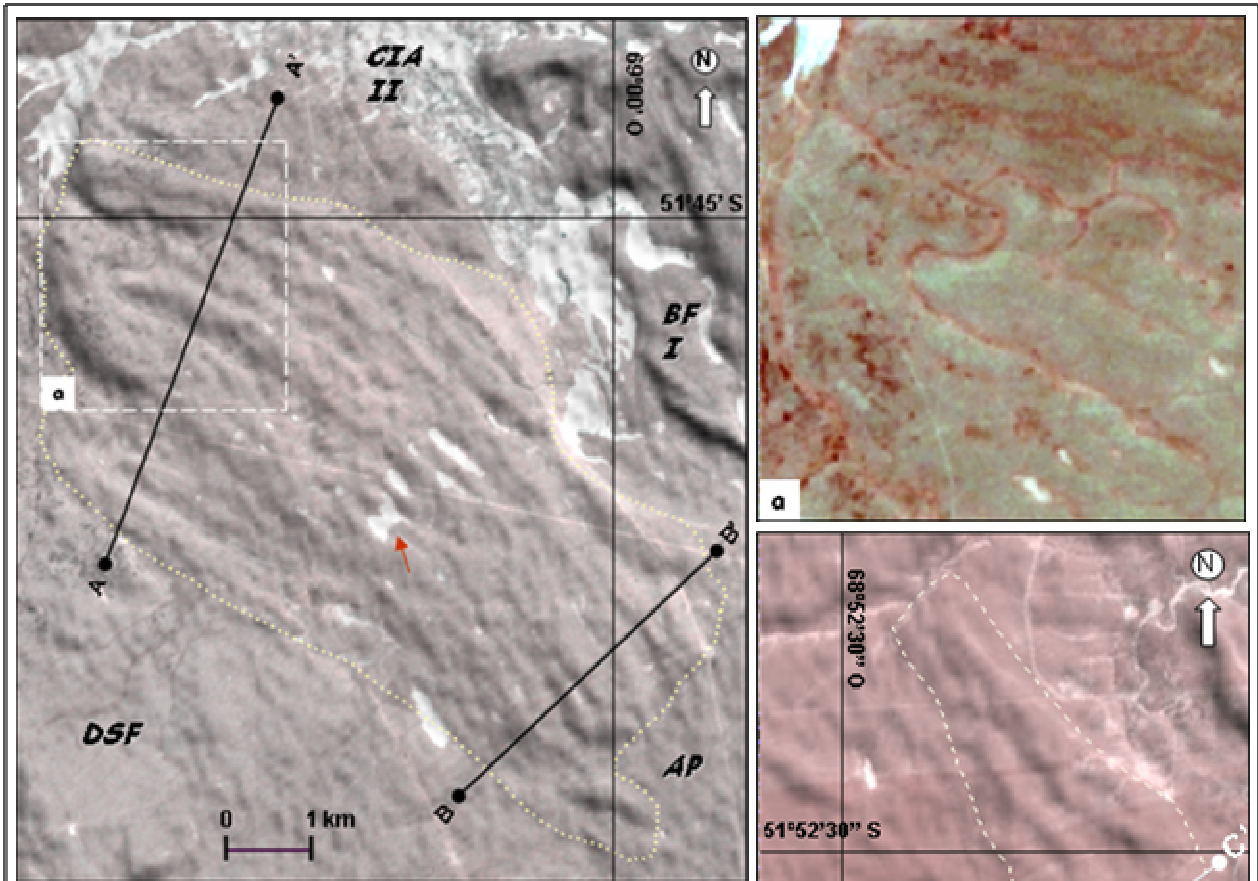
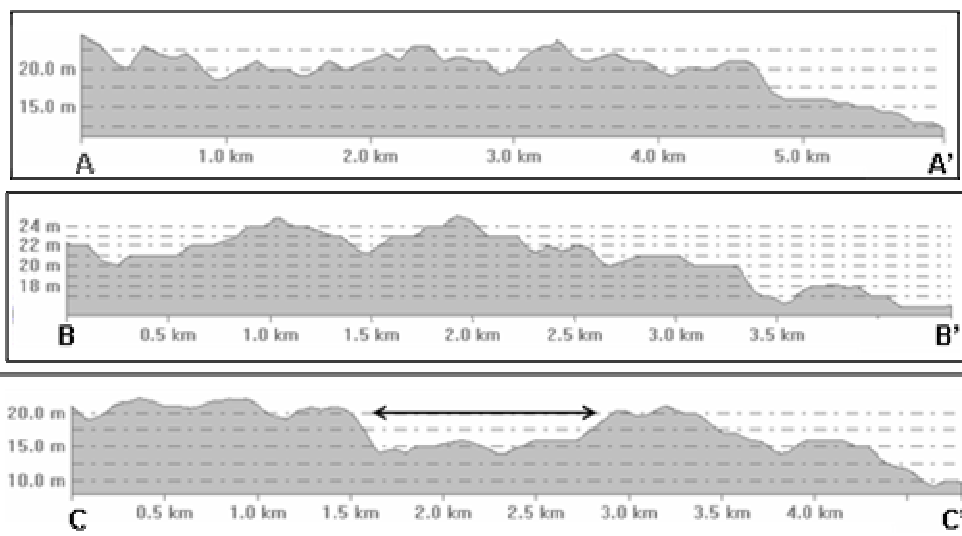


Figura 2.18. Unidad PCL I. Morfología y relaciones estratigráficas de los dos afloramientos mayores. *Izquierda:* Cuerpo norte. *Arriba:* Detalle del recuadro (a) de la izquierda. *Derecha:* Cuerpo sur. Contornos resaltados con línea de puntos en amarillo. Demás explicaciones en el texto. Base: Imagen satelital aster año 2004 con realces. Perfiles topográficos: datos de elevación SRTM.

Referencias. DSF: Drift Sa. de los Frailes; AP: Abanicos Paraglaciales; BF I: Bajofondo I; CIA II: Complejo Intermareal Ascendido II.



La unidad está sistemáticamente cubierta por un manto areno-limoso de origen eólico cuyo espesor oscila entre 0,25 y 0,35 m, que contribuye a suavizar las formas del relieve original. No obstante, los perfiles altimétricos de detalle registran en sentido transversal una sucesión de irregularidades menores en la superficie de las lomadas que bien podrían corresponderse con cordones litorales individuales (Fig. 2.18, Perfiles A-A' y B-B',).

El contorno irregular que muestra el flanco externo de la unidad así como la presencia de algunas espigas, permite inferir que estuvo sujeta al accionar de procesos morfogenéticos posteriores de índole marino litoral (fig. 2.10). La erosión que habría actuado durante uno o más períodos transgresivos subsiguientes se presume llevó a una reducción del ancho original. Un sector en donde estos fenómenos parecen haber tenido una particular intensidad es en el extremo septentrional. La planicie presenta allí un relieve muy irregular del que sobresalen algunas lomadas aisladas que se interpretan como agrupaciones de cordones litorales relícticos a partir de la coincidencia en altura y sentido de elongación con las del cuerpo principal ubicado más al sur.

Las máximas alturas de la unidad se registran en el afloramiento que se extiende al norte del Chorrillo de los Frailes. En el extremo suroeste las cotas alcanzan los 25 m mientras que hacia el flanco oriental se tienen valores mínimos de 21 m. En los perfiles topográficos normales se observa que de oeste a este las cotas permanecen más o menos constantes hasta la parte media, para luego descender muy lentamente. Puede suponerse que como se trata de un área de reducida dimensión, las modificaciones relacionadas con procesos hídricos y eólicos posteriores han actuado de manera uniforme sobre la superficie y que, por lo tanto, las tendencias altimétricas referidas responderían a los caracteres originales de la depositación.

La caracterización estratigráfica de la unidad se vio muy limitada por la falta de exposiciones. Se tuvo acceso a dos destapes someros y de reducido tamaño cuyos frentes estaban cubiertos por un grueso talud (Fig. 16, puntos 47 y 687).

La sección que fue acondicionada en el punto 687, de no más de 1 m de potencia, está integrada por conglomerados masivos de color pardo grisáceo bien consolidados, que se presentan en estratos amalgamados de pocos decímetros de espesor dispuestos horizontalmente (Fig. 2.19a). La granulometría consiste de guijas que oscilan entre 1 y 2 cm de tamaño, bien redondeadas y con formas preferentemente ecuanteras o proladas, sostenidas en matriz areno-sabulítica. La única variación observada la constituye una intercalación relativamente más delgada y clasto sostenida integrada por individuos algo

mayores (3 cm máximo). Mediante un pozo realizado a pala en el piso de la cantera se pudo constatar la existencia de otras facies dentro de la sucesión compuestas exclusivamente por arena mediana friable y bien seleccionada (Fig. 2.19b). Un precipitado de carbonato de calcio secundario se presenta como filamentos entre los planos de estratificación del conglomerado, recubriendo clastos y como cemento en pequeños parches discontinuos. Bajo esta última forma también fue observado en las areniscas. Las morfologías son asignables al estadio II a II+ (Birkeland 1999). El resto de los horizontes edáficos está ausente por decapitación antrópica (Fig. 19a).



Figura 2.19. (a) Punto 687. Perfil estratigráfico. Obsérvese el horizonte petrocálcico blanquecino (Bkb). La parte superficial del perfil edáfico está decapitada antrópicamente. Escala: 22 cm. (b) Punto 687. Se observan en el pozo facies de areniscas bien seleccionadas con precipitados de carbonato de calcio secundario (flecha amarilla). (c) Punto 47. Manto eólico modificado por pedogénesis (A; C) que cubre la superficie truncada (flecha roja) del paleosuelo argílico (ABtb); el resto del perfil está cubierto por derrubio. Escala: 33 cm.

En el punto 047 la sección analizada es aún más breve que la anterior pero en cambio se conservan los horizontes edáficos superficiales. El *suelo* evoluciona sobre la cobertura eólica que tapiza la unidad, el grado de evolución es escaso, con un perfil A, C

(Figs. 2.19 c). El manto eólico edafizado cubre un paleosuelo argílico con estructura prismática (2ABtb), de ~0,15 m de espesor, visiblemente truncado por erosión (Fig. 18c). El material parental de último si bien modificado por pedogénesis lo constituyen guijas muy similares a las descritas en el punto 647.

Consideraciones finales, relaciones estratigráficas y edad. Los afloramientos serían los remanentes de una amplia planicie costera que progradó no menos de 5 km hacia mar abierto en dirección noreste. Sin el aval de material fosilífero, el origen marino propuesto para la unidad se fundamenta en el sistema de morfologías subparalelas en que se organiza el depósito, en la distribución de altimetrías que presentan los afloramientos y en una composición litológica gravo-arenosa que no desentona con lo que cabría esperar en este tipo de ambiente.

Los perfiles topográficos transversales sugieren que la progradación habría tenido lugar bajo condiciones iniciales de relativa estabilidad del nivel del mar para posteriormente estar sujeta a marco levemente regresivo. La dimensión del conjunto de los afloramientos permite suponer la existencia de abundante cantidad de sedimentos disponibles para el transporte por corrientes costeras longitudinales. Estas últimas, de acuerdo con la reconstrucción llevada a cabo, habrían tenido sentido al SE (Parte 3, Fig. 3.3).

Se infiere que la unidad se apoya sobre una superficie de erosión elaborada como consecuencia del retroceso que experimentó el flanco atlántico de la Unidad DSF. En ningún caso pudo ser observado el contacto entre ambas unidades, hacia el continente debido a la formación de un talud muy modificado por procesos hídricos en el frente del drift y en el resto del perímetro por hallarse cubierto por sedimentos marino litorales posteriores. Por el mismo motivo, el espesor de los depósitos sólo puede estimarse en función del desnivel que existe con la unidad adyacente al flanco oriental (Unidad CIA II), el cual sería en promedio algo inferior a los 10 m.

De acuerdo a las relaciones de campo establecidas, la unidad predata la génesis del abanico paraglacial (Unidad AP), en cuanto éste último la secciona (Fig. 2.10). Sobre esta base y teniendo en cuenta la edad del basalto (Unidad BAF) encauzado en un drenaje que tributaba al abanico, se le asigna a PCL I una edad mínima de 0,31 Ma AP. El posicionamiento temporal de la unidad a través de metodologías numéricas queda pendiente hasta tanto nuevas secciones asociadas a la actividad petrolera expongan materiales susceptibles de ser datados y, por otra parte, exista una mejora en la precisión de los métodos de datación para el Pleistoceno medio.

• Argentina jordania basquetBajofondo I (BF I)

La Unidad BF I comprende a una serie de formas acolinadas subparalelas, parcialmente modificados por acción geomórfica posterior. Debido a la falta de exposiciones naturales la información litológica obtenida fue muy limitada, la génesis fue establecida sobre bases geomorfológicas con el apoyo de fotografías aéreas.

Distribución areal. Se localiza inmediatamente al este de las unidades PCL I y AP. Está integrada por una serie de afloramientos discontinuos que en conjunto tienen una planta de contorno irregular aunque alargada según una orientación preferente NNO-SSE, a lo largo de la cual se extienden cerca de 25 km (Fig. 2.20). Esta dirección coincide aproximadamente con el arribamiento de los cordones litorales de PCL I y con el de la línea de costa actual. Los cuerpos principales se hallan

al norte del Chorrillo de los Frailes donde la unidad alcanza un ancho máximo de afloramiento de 5,8 km. Hacia el sur aparece en exposiciones reducidas y discontinuas que no llegan a superar los 0,6 km de ancho.

Características morfoestratigráficas. La unidad se destaca en el paisaje como una serie de rasgos positivos que se sobreelevan del entorno llano que las circundan entre 5 y 10 m (Fig. 2.21). En líneas generales los límites están bien definidos por una escarpa, salvo en inmediatamente al norte del Chorrillo de los Frailes donde el contacto con la unidad AP resulta de difícil precisión tanto en el campo como en fotografías aéreas. En este mismo sector la continuidad espacial de los rasgos se ve parcialmente interrumpida por los depósitos distales del abanico paraglaciar (Unidad AP), dándose una situación aproximadamente similar a la descrita para la Unidad PCL I (Fig. 2.10). Allí se registran los mínimos altimétricos de la unidad que corresponden a un valor de cota de

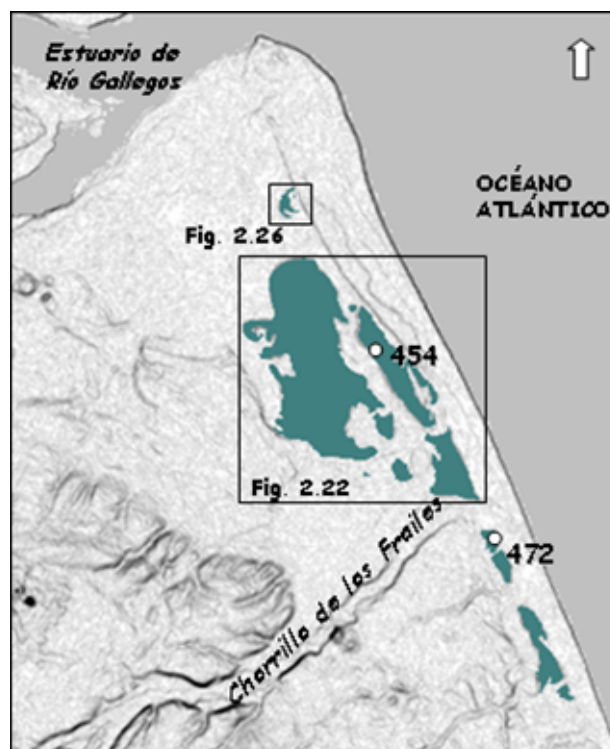


Figura 2.20. Croquis de ubicación de la Unidad BF I y localización de los sitios y subescenas mencionados en el texto.

16, 5 m. Los máximos se alcanzan en la parte norte del cuerpo principal con 21 m (Fig. 2.22, perfiles).



Figura 2.21. Unidad BF I. Vista panorámica tomada desde la Unidad AP, la unidad constituye un rasgo positivo del paisaje, las flechas señalan la posición de uno de los rasgos

La superficie tiene un relieve muy irregular con una topografía de colinas redondeadas separadas por depresiones que se disponen en forma subparalela a la dirección de alargamiento de la unidad (Fig. 2.23), a excepción de dos sectores donde la disposición de rasgos no responde a este arreglo.

Para interpretar la génesis de la unidad se analizaron en un principio las características morfológicas del cuerpo principal, particularmente las del extremo norte (Fig. 2.22). El complejo patrón de rasgos que allí se presenta puede ser explicado estableciendo una analogía con rasgos que actualmente evolucionan en el fondo marino adyacente a la boca del estuario de Río Gallegos. En la Figura 2.24 pueden verse una serie de formas de fondo parcialmente expuestas en bajamar, con un patrón muy semejante a los de BF I, que Piccolo y Perillo (1997) identifican como un delta de refluo. Según Spaletti (1980) y Spaletti y del Valle (1987), las formas de fondo que se asocian a estos ambientes litorales someros son un reflejo del volumen de sedimentos existente, ya sea aportado o de carácter relíctico, de la interacción entre los diferentes regímenes hidráulicos (olas, corrientes de marea y litorales y olas de tormenta) que los distribuyen, de la batimetría del fondo y de las variaciones del nivel del mar.

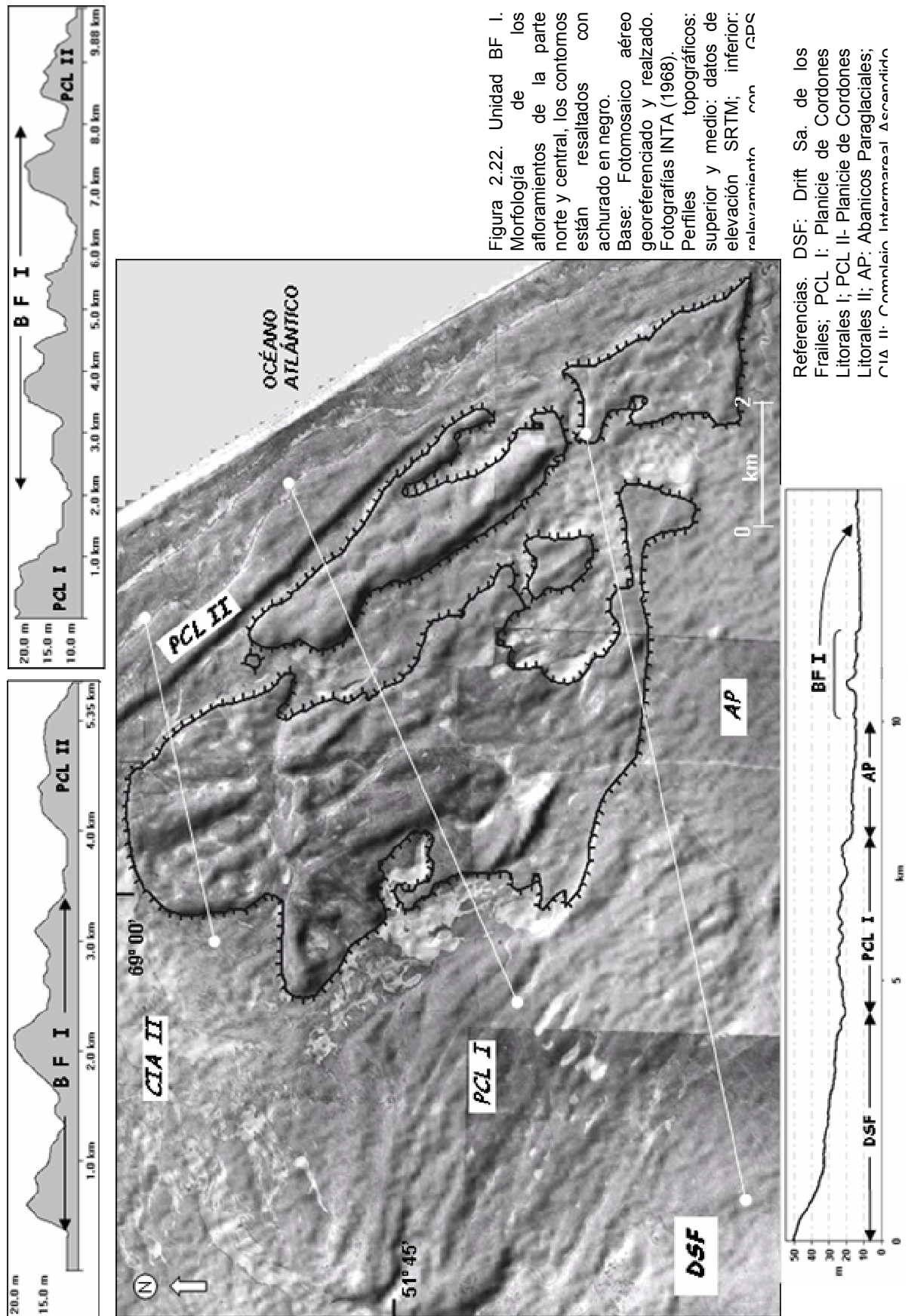


Figura 2.22. Unidad BF I. Morfología de los afloramientos de la parte norte y central, los contornos están resaltados con achurado en negro. Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado y realizado. Fotografías INTA (1968). Perfiles topográficos: superior y medio: datos de elevación SRTM; inferior: relevamiento con GPS

Referencias. DSF: Drift Sa. de los Frailes; PCL I: Planicie de Cordones Litorales I; PCL II- Planicie de Cordones Litorales II; AP: Abanicos Paraglaciales; CIA II: Comblain Intermareal Ascendente



Figura 2.23. Unidad BF I. Paisaje ondulado en cercanía del punto 472, obsérvese la cobertura vegetal continua.

De acuerdo con la analogía propuesta, se estima que esta parte de la unidad podría haberse generado en una zona de corrientes secundarias helicoidales (vórtices) resultantes de la interacción de dos corrientes principales encontradas. Según la dirección en la que terminan proyectándose las formas que poseen un extremo libre, se estima la influencia de una componente hidráulica hacia el sur. Una corriente litoral desplazándose en esa dirección explicaría no sólo la génesis de estos rasgos sino también la elongación que tienen las formas que integran el resto del afloramiento. Considerando la orientación general de la unidad (NNO-SSE) la segunda componente debería haber provenido del sector oeste o sea del ámbito continental, por lo cual se la podría relacionar con la dinámica del río Gallegos (estuario?). De ser así, la gran magnitud de los rasgos asociados a esta zona de vórtices, expresada a través de sus altimetrías, estarían poniendo en evidencia la elevada energía involucrada y la existencia de un gran volumen de materiales en el medio.



Figura 2.24. Formas de fondo en la desembocadura del estuario del río Gallegos. Imagen Quick Bird (Google Earth 2007).

A unos 2 km al norte del cuerpo principal se encuentra un pequeño afloramiento de sólo 0,63 km² desarrollado en un nivel altimétrico 4 m inferior (~ 17 m) que, pese a su tamaño, merece ser caracterizado (Figs. 2.21 recuadro y 2.25). Su planta así como la serie de elevaciones alargadas que se interceptan dando lugar a un patrón intrincado de estructuras, se ajustan notablemente a las descritas con anterioridad. Sin el apoyo de perfiles verticales, se tuvo un acercamiento a su constitución litológica gracias a la presencia de reducidos pavimentos del desierto que mostraban cantos rodados de hasta 6 cm de diámetro. Se considera que la génesis de este afloramiento, en parte avalada por la litología observada, también sería producto de una hidrodinámica de vórtices, si bien las formas aquí presentes estarían reflejando una menor energía acorde con el tamaño y potencia del depósito. Cabe agregar que debido a la altimetría del afloramiento se plantearon algunas dudas respecto a su inclusión dentro de BF I, el análisis de la información que finalmente motivó su pertenencia a esta unidad se trata en la tercer parte del trabajo (véase apartado 3.3.5.).

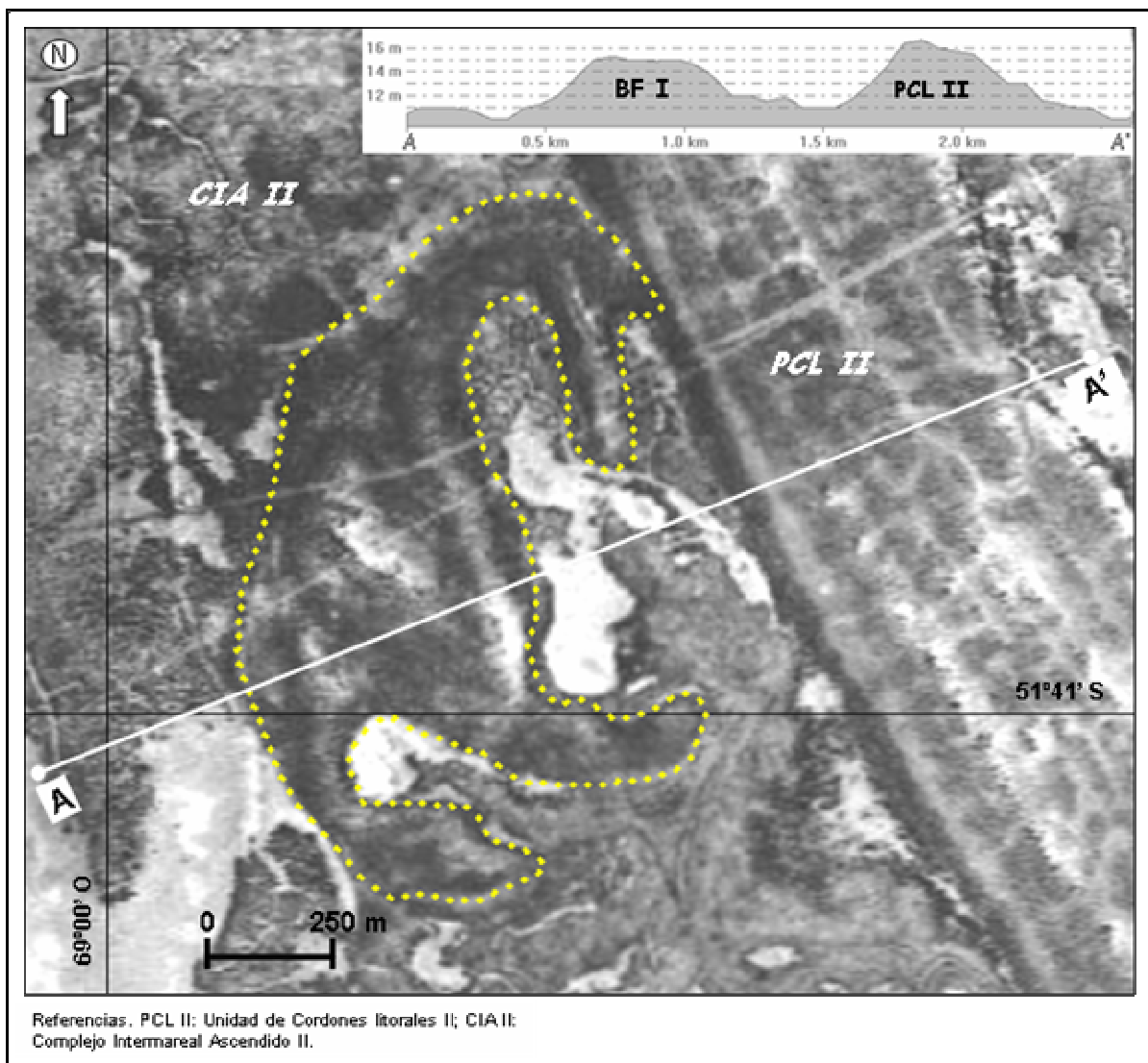


Figura 2.25. Unidad BF I. Características morfológicas y relaciones estratigráficas del pequeño afloramiento ubicado a 2 km al norte de los cuerpos principales. Se resalta el contorno con línea amarilla punteada. Base: Fotomosaico vertical con realce (Fotografías INTA 1968). Perfil topográfico: datos de elevación SRTM.

La escarpa que limita la mayor parte de la unidad sugiere el accionar de procesos erosivos marinos, los cuales habrían actuado durante uno o más períodos transgresivos posteriores. La traza rectilínea del flanco atlántico de los rasgos más externos denota un modelado por oleaje de mar abierto. Teniendo en cuenta los valores altimétricos que verifica la unidad en su conjunto es posible que los rasgos topográficamente más elevados hayan permanecido como formas subaéreas durante esos períodos.

La caracterización litológica se llevó a cabo en dos destapes de aproximadamente 1 m de profundidad que fueron acondicionados para su descripción (puntos 454 y 472, Figs. 2.21 y 2.26). Cabe consignar en relación con lo expuesto en el párrafo precedente, que las observaciones litológicas fueron llevadas a cabo en sectores elevados de la unidad, por lo que es probable que guarden un registro completo de los procesos posgenéticos subaéreos, aclaración que reviste importancia a la hora de tratar la información pedogenética recabada.

En ambas exposiciones se presentan estratos compuestos por arena gruesa y sábulos con guijas dispersas (~10%) de 1 a 2 cm de tamaño, entre los que se presentan delgadas intercalaciones más ricas en sábulos. La potencia de los destapes prácticamente no alcanza a superar el límite de profundidad de las modificaciones pedogenéticas a que fuera sometido el material original. Por consiguiente no es posible realizar apreciaciones más detalladas en cuanto a la proporción de matriz, estructura interna y contactos. Merced a una pequeña excavación que pudo realizarse en el punto 454 sin que ocurriera el derrumbe de las paredes, asomó, por debajo de una superficie de discontinuidad neta y de tipo ondulado, un estrato predominantemente guijoso sin signos de alteración (Fig. 2.26b).

El perfil de *suelo* se compone de un horizonte superficial de color pardo grisáceo (A) desarrollado sobre arena y limo eólicos (Tabla 2.3 y Fig. 2.26). Tras un contacto neto lo sucede en profundidad un paleosuelo decapitado, que consta de un horizonte enriquecido en arcilla (Btb), eventualmente oscurecido por materia orgánica en la parte superior (ABtb, punto 472) y con tonalidad blanquecina en la inferior por precipitación de carbonato de calcio. Este último se presenta además como parches en la matriz del sedimento y en forma de pequeños nódulos (Btkb), morfologías que son compatibles con el estadio II⁺ (cf. Birkeland 1999), algo más abajo se lo halla bajo la forma de filamentos

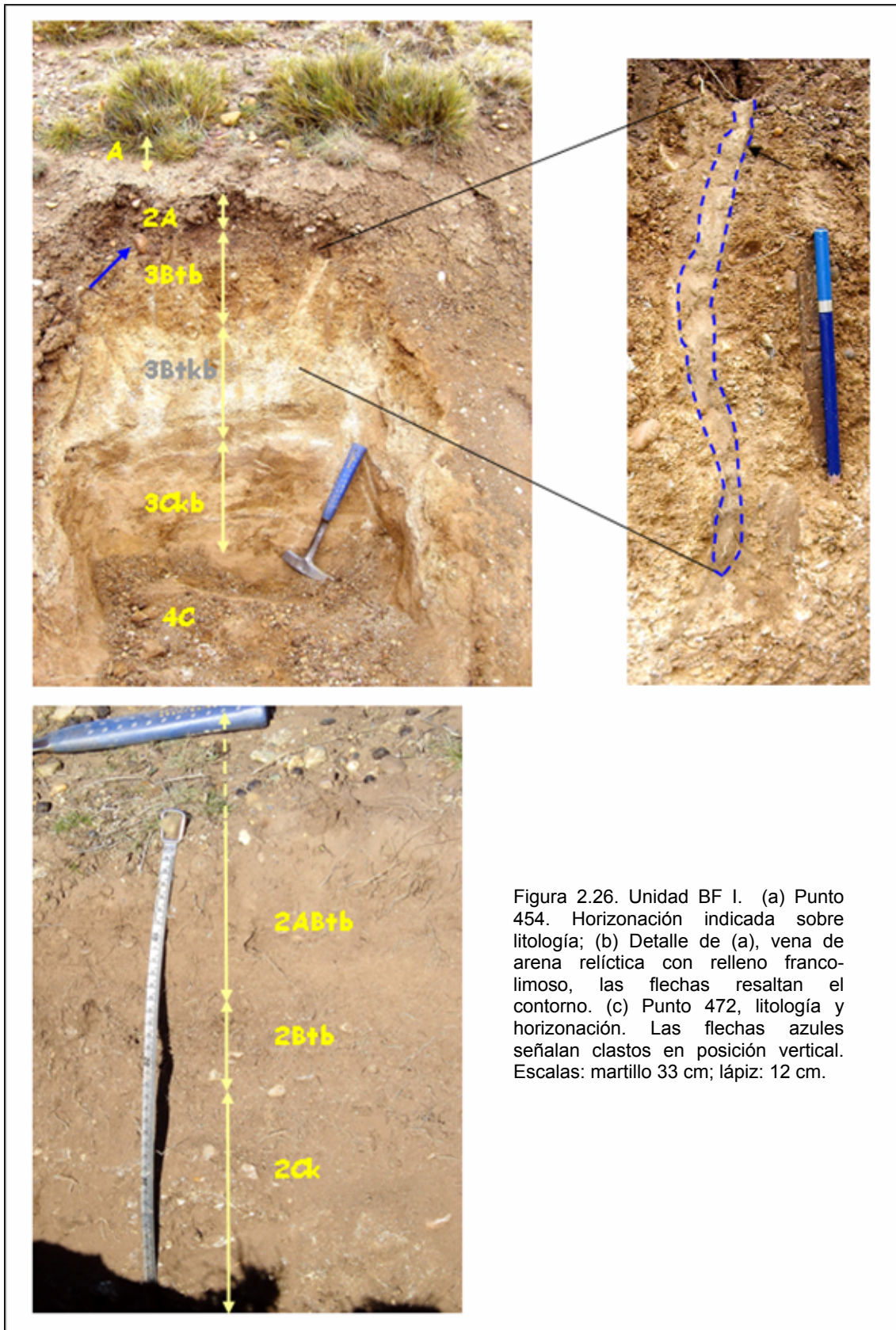


Figura 2.26. Unidad BF I. (a) Punto 454. Horizontación indicada sobre litología; (b) Detalle de (a), vena de arena relíctica con relleno franco-limoso, las flechas resaltan el contorno. (c) Punto 472, litología y horizontación. Las flechas azules señalan clastos en posición vertical. Escalas: martillo 33 cm; lápiz: 12 cm.

aislados (Ckb). En el punto 454 se encontró una vena de arena relíctica penetrando 22 cm en el horizonte arcilloso (3Btb) (Fig. 2.26c). Esta estructura pone en evidencia los procesos criogénicos que afectaron a la unidad y que llevaron además a la mezcla y

movimiento del material original, tal como puede advertirse por la disposición vertical de algunos clastos (Fig. 2.26, flechas azules). En este mismo perfil, se interpreta que las guijas de la parte inferior del horizonte de suelo superficial (2A) serían un concentrado residual, producto de la deflación de la fracción fina de la parte superior del paleosuelo.

Tabla 2.3. Unidad BF I - Descripción de los perfiles de suelo

Horizonte	Profundidad (cm)	Color Munsel	Textura ¹ (campo)	Estructura ²	Estadio CO ₃ Ca ³	Material
Punto 454 (Fig. 2.23a)						
A	10	10YR 5/2	sil	1vfgr	0	Eólico
2Ab	20	10YR 4/2	gsil	2mabk-1cogr	0	Eólico/coluvio
3Btb	42	10YR 4/4	vgcl	2msbk	0	Sublitoral
3Btkb	63	10YR 5/4	vgcl	2cosbk	II+	Sublitoral
3Ckb	85	10YR 4/4	vgsl	1mfabk	I	Sublitoral
Punto 472 (Fig. 2.23c)						
A	29	7.5YR 5/3	sil	1fgr	0	Eólico /Coluvio
2ABtb	54	10YR 3/3	gcl	2mabk	0	Sublitoral
2Btb	62	2.5YR 4/3	gcl	2mpr	0	Sublitoral
2Ckb	100	varios	gcs	0sg	I	Sublitoral

Referencias:

Localización de los puntos Figura 2.21.

¹ g (grava); vg (grava abundante); (s) arena; (si) limo; (c) arcilla; (l) franco

² *Grado*: (0) s/estructura; (1) débil; (2) moderada; (3) fuerte. *Tamaño*: (f) fina; (vf) muy fina; (m) mediana; (co) gruesa. *Forma*: (pl) laminada; (pr) prismática; (cpr) columnar prismática; (abk) bloques angulares; (sbk) bloques subangulares; (sg) granos individuales

³ I = recubrimiento discontinuo de clastos; II = recubrimiento continuo de clastos; II+ = recubrimiento continuo de clastos y cementación local; III+ = cementación continua; IV = cementación continua y estructura laminada. (Birkeland 1999).

Los procesos morfogenéticos de naturaleza hídrica y eólica a los que estuvo sometida la unidad luego de su exposición subaérea, sobreimpusieron una serie de rasgos que se agregan a los fenómenos criopedogenéticos y marino litorales ya mencionados. La superficie está disectada por una serie de cañadones rectos, de corto recorrido de hasta unos 8 m de profundidad, desarrollados a favor de las depresiones originales del depósito. El carácter efímero de los drenajes posibilitó la génesis de cubetas de deflación que prácticamente ocupan todo el largo de los cursos y que suelen albergar cuerpos de agua temporarios. Los fenómenos de acumulación eólica originaron el depósito mantiforme limo-arenoso identificado en los perfiles que prácticamente cubre toda la unidad y que sustenta su densa cobertura vegetal. En general, las características superficiales guardan una total semejanza con las de la Unidad PCL I.

Consideraciones finales, relaciones estratigráficas y edad. La unidad se presenta en cuerpos aislados relativamente extensos entre los que median depósitos finos de ambiente litoral restringido (Unidad CIA II). Sólo en dos sectores se halla en

contacto lateral con otras unidades. Al norte del Chorrillo de los Frailes muestra un límite impreciso con los depósitos distales del abanico paraglacial (Unidad AP) que se interpreta es resultado de la destrucción parcial de los afloramientos durante la depositación del abanico. El segundo caso se da entre el pequeño afloramiento del extremo norte y la unidad marino litoral más joven que se ubica al este (PCL II) aunque esta vez el contacto es bien definido. El espesor máximo aflorante es cercano a los 10 m.

A partir de la evaluación de distintos aspectos geomorfológicos, las relaciones estratigráficas y parámetros altimétricos se propone la correspondencia de la Unidad BF I con formas de fondo depositadas en un ambiente marino somero cercano a la costa (playa exterior).

Las relaciones de campo muestran que BF I, igual que PCL I descripta previamente, antecede a la Unidad AP. Teniendo en cuenta los mismos criterios que se utilizaron para ubicar temporalmente a PCL I, se considera que 0,31 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ AP es también una edad mínima válida para BF I.

• **Planicie de Cordones Litorales II (PCL II)**

Se agrupan bajo esta denominación a una serie de cordones litorales gravoarenosos relícticos, que constituyen un nivel de terrazas de acreción marina elevado a cotas comprendidas entre 17,8 y 14 m.

Distribución areal. La unidad ocupa unos 13 km² de superficie y está situada al este de la Unidad BF I (Fig. 2.27). Tiene una planta alargada con disposición submeridiana, que es aproximadamente concordante con la dirección de la línea de costa actual. El desarrollo longitudinal es cercano a los 15 km mientras que el ancho varía entre un máximo de 1,20 km y un mínimo de 0,1 km.

Características morfoestratigráficas. El afloramiento conforma un gran cuerpo longilíneo que se destaca en el paisaje como un rasgo positivo. La superficie tiene un relieve suavemente ondulado y pendiente hacia el mar, características que responden a los rasgos morfogenéticos originales del depósito (Fig. 2.28).

Las fotografías aéreas revelan que la unidad se compone de varios grupos de cordones litorales (*sensu* Codignotto *et al.* 1987) fácilmente distinguible uno de otro por cambios en la orientación de sus rasgos internos y/o por la presencia de conspicuas superficies de erosión truncando los frentes de progradación (Fig. 2.29). Estas superficies son en muchos sectores tangenciales a los cordones y parecen coincidir también con desniveles topográficos. Con todo, se prefiere no arriesgar un agrupamiento de los grupos en sistemas debido a las modificaciones posteriores que experimentó la superficie original del depósito debido al accionar de procesos fluviales y eólicos. En virtud de ello, también resulta comprometida la identificación de



Figura 2.27. Croquis de ubicación de la Unidad PCL II y localización de los sitios mencionados en el texto y/o figuras.



Figura 2.28. Unidad PCL II. Paisaje suavemente ondulado en el extremo norte del afloramiento.

cordones individuales. Pero como aquí la afectación superficial por los procesos referidos ha sido menor que en el caso de PCL I, es posible individualizar ocasionalmente sectores que exponen algunas crestas sucesivas donde fueron medidas longitudes de onda de entre 25 y 40 m.

Cada grupo posee internamente una regularidad de rasgos que denota una constancia hidráulica durante el período de construcción de cordones, para posteriormente ser seguido por otro donde predominó la erosión. Este último proceso pudo obedecer de un cambio en las condiciones hidrodinámicas y/o a una merma transitoria en el aporte de sedimentos.

Un aspecto muy bien documentado en todos los perfiles topográficos transversales es la marcada disminución en altura de oeste a este que muestra el afloramiento (Fig. 2.29). Los cordones más antiguos, preservados en el flanco occidental de la zona central, tienen cotas máximas de 17,8 m verificándose un descenso hasta valores próximos a 14 m en el flanco oriental. La variación altimétrica de las crestas sucesivas podría ser el reflejo de una disminución del límite superior de la embestida de olas de tormenta (Bird 2008) o bien podría estar indicando que la progradación se dio en el marco de un rápido descenso relativo del nivel del mar.

La relación espacial que presentan en planta los grupos de cordones e internamente los cordones individuales, así como su disposición submeridiana, pone de relieve la influencia de la corriente de deriva hacia el sur en la dinámica depositacional. Se apartan de esta dirección las crestas del extremo norte, cuya orientación ONO-ESE registra la existencia de una componente hidrodinámica proveniente del sector continental. Las características morfológicas de esta parte de la unidad son muy similares a las que exhibe idéntica porción de la planicie de cordones litorales más reciente del área (véase Unidad PCL III), en donde es evidente la intervención de procesos ligados con la dinámica del estuario de Río Gallegos en su génesis.

PCL II presenta en todo su perímetro una escarpa erosiva suavizada por fenómenos de remoción en masa que resultan imposibles de individualizar porque la superficie está estabilizada por una densa cobertura vegetal. En el borde occidental es empinada, tiene forma rectilínea y una altura máxima de 6 m. En el borde oriental es más tendida y describe numerosas inflexiones, su altura respecto del terreno circundante oscila entre 3 y 4 m (Fig. 2.29). Las características de este borde responden al típico modelado generado por la dinámica de un cuerpo de agua litoral reparado (véase Unidad CIA II).

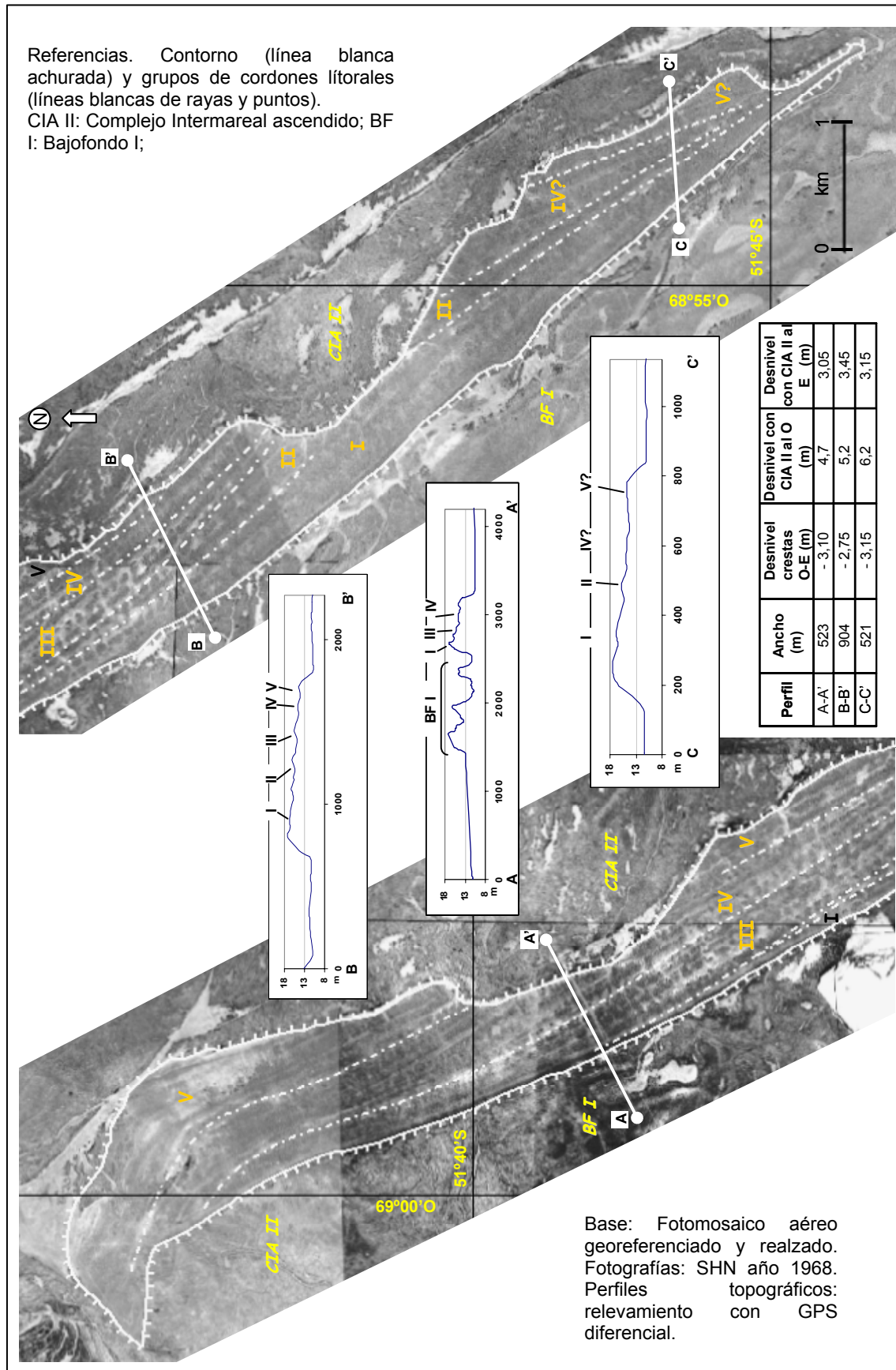


Figura 2.29. Unidad PCL II. Morfología.

La morfología original de los depósitos controló la génesis de numerosos cañadones efímeros que inicialmente se desarrollaron por los espacios intercordón y cuya profundidad no supera los 2 m. La erosión retrocedente de cañadones transversales a la estructura, dio lugar a la evolución de patrones de drenaje locales en enrejado. En las depresiones longitudinales se localizan algunos bajos de deflación de escaso desarrollo, que ocasionalmente funcionan como cuencas endorreicas.

El afloramiento se encuentra cubierto por depósitos eólicos mantiformes edafizados, de espesor muy irregular, que tienden a disimular el relieve de crestas y senos. Hacia el extremo norte estos depósitos adquieren entidad debido a la presencia de médanos rampantes desarrollados en la escarpa de ese flanco; el excedente de arena se proyecta hacia la superficie de la unidad conformando acumulaciones de escaso relieve alargadas en la dirección del viento predominante del oeste.

En las fotografías aéreas se han reconocido numerosos sectores donde la vegetación arbustiva se presenta en discretos agrupamientos que ocupan el centro de pequeños polígonos enmarcados por vegetación gramínea. La selección de materiales que sugiere este patrón puede interpretarse como resultado del desarrollo de suelos pautados que se vinculan con fenómenos de criogénesis. Algo similar sugiere la reorganización de clastos que se observa en la parte superior del perfil vertical que se describe más adelante. Estos rasgos son comunes del ambiente periglacial aunque no implica considerar que la unidad haya estado sujeta a condiciones de permafrost continuo, su presencia sí es indicativa de procesos de congelamiento y descongelamiento frecuentes, estacionales o diarios (Washburn, en Schubert 1972).

La caracterización estratigráfica del depósito fue llevada a cabo en la única cantera existente en todo el afloramiento ubicada en el sector sudoriental (punto 721, Fig. 2.27). Debido al desmoronamiento de los frentes tras su abandono, se acondicionó un sector que alcanzó los 2,75 m de altura sin que quedara expuesto el contacto con la litología infrayacente. La sección corresponde a la parte más alta de un cordón litoral y está compuesta por estratos de color pardo, con estratofábrica mediana y una constitución granulométrica gruesa que es acorde con el elevado régimen hidráulico de su formación. El grado de compactación va de moderado a escaso si bien aumenta en la parte superior debido a una fuerte afectación pedogenética (Fig. 2.30 y Tabla 2.4). De base a techo se presenta la siguiente sucesión:

0,43 m. *Conglomerados y areniscas interestratificados*. Los conglomerados están integrados por guijas bien redondeadas de 1 a 3 cm de tamaño con escaso porcentaje de

matriz sabulítico-arenosa gruesa en la parte basal, incluyendo individuos con formas ecuanter y proladas que llegan a los 5 cm en la parte superior. Las intercalaciones de arenisca gruesa, a veces sabulítica, son masivas, tienen algo de matriz arcillosa y están bien consolidadas a diferencia de los conglomerados que son friables; su frecuencia aumenta hacia el techo. La estratificación del conjunto es entrecruzada bipolar perpendicular a la costa y de bajo ángulo ($\sim 10^\circ$ en ambos sentidos).

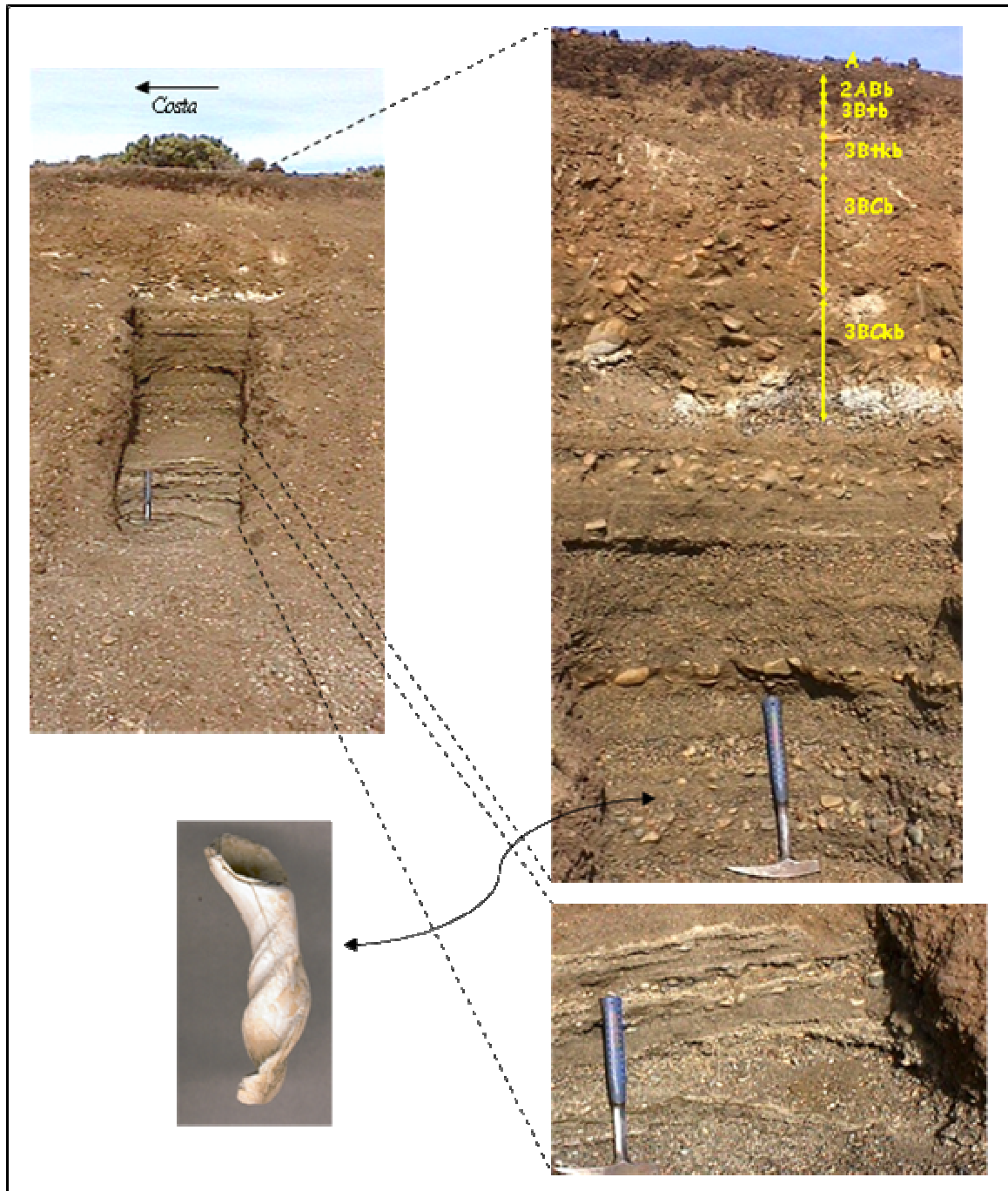


Figura 2.30. Unidad PCL II. Sección estratigráfica estudiada en la cantera 721. Explicaciones en el texto. Escala: 33 cm.

0,78 m. *Sabulitas, areniscas y conglomerados con estratificación subhorizontal planar*. En general predominan las variedades masivas ricas en sábulos con menor participación de arena que pueden incluir ocasionales guijas (1 a 2 cm). Hacia la parte superior la relación arena-sábulo se invierte y estos últimos suelen presentarse en delgadas láminas. Las capas de conglomerados, no superan los 10 cm de espesor, son clasto-soportados compuestos por individuos de hasta 8 cm de diámetro máximo, bien redondeados, con formas ecuanter, proladas y discoidales. La matriz de poca selección, incluye desde sábulos a arcillas. En la base de esta unidad se halló un horizonte con restos dispersos de moluscos, un total de cinco columelas identificadas como pertenecientes a la familia *Volutidae* (Marina Aguirre com. pers.).

1 m. *Conglomerado con fábrica visiblemente disturbada por pedogénesis*. Lo integran guijas y guijarros con un tamaño máximo de 10 cm con una gran proporción de formas discoidales. La matriz es arenosa. Los primeros 0,50 m superiores cuentan con un elevado contenido de arcilla y una estructura prismática asociada a pedogénesis (3Btb). También se presentan pátinas de carbonato de calcio recubriendo clastos en la parte media del estrato (3Btkb) además de filamentos y parches discontinuos en la parte inferior (3BCkb); estas morfologías de carbonato se corresponden con los estadios I y II (Birkeland 1999). En la parte inferior del nivel los ejes mayores de los clastos tienen una disposición caótica que podría atribuirse a fenómenos criogénicos.

0,38 m. *Limolita arcillosa de color pardo con guijas dispersas*. La unidad está oscurecida por materia orgánica en la parte superior (2Ab) y desarrolla estructura prismática en la inferior (2Btb), la cual muestra continuidad en el estrato infrayacente. Probablemente se trata de material eólico que se depositó una vez formado el cordón litoral.

0,10 m. *Arenas y limos de color gris parduzco claro*. Corresponden a depósitos eólicos recientes escasamente consolidados con incipiente desarrollo edáfico (A).

Tabla 2.4. Unidad PCL II. Descripción del perfil de suelo.

Horizonte	Profundidad (cm)	Color Munsel	Textura ¹ (campo)	Estructura ²	Estadio CO ₃ Ca ³	Material
<i>Punto 721 (Fig. 2.28)</i>						
A	10	10YR 5/3	sil	1vfgr	0	Eólico actual
2Ab	24	10YR 4/2	gsic	3mpr	0	Eólico?
2Btb	48	10YR 4/4	vgsic	3mpr	0	Grava/arena (playa)
3Btkb	60	10YR 5/3	vgcl	2mpr	I	Grava/arena (playa)
3BCkb	114	10YR 4/3, 5/3	vg scl	0sg	I a II	Grava/arena (playa)
3Cb	114+					Grava/arena (playa)

Referencias: Localización del punto Figura 2.27.

¹ g (grava); vg (grava abundante); (s) arena; (si) limo; (c) arcilla; (l) franco

² *Grado*: (0) s/estructura; (1) débil; (2) moderada; (3) fuerte. *Tamaño*:(f) fina; (vf) muy fina; (m) mediana; (co) gruesa. *Forma*: (pl) laminada; (pr) prismática; (cpr) columnar prismática; (abk) bloques angulares; (sbk) bloques subangulares; (sg) granos individuales

³ I = recubrimiento discontinuo de clastos; II = recubrimiento continuo de clastos; II+ = recubrimiento continuo de clastos y cementación local; III+ = cementación continua; IV = cementación continua y estructura laminada. (Birkeland 1999).

Consideraciones finales, relaciones stratigráficas y edad. El conjunto de las observaciones llevadas a cabo en PCL II permite inferir que representa el fenómeno de progradación de una planicie de cordones litorales, cuyo límite hacia mar abierto no puede precisarse debido a los marcados procesos erosivos del frente. Todo el perímetro está rodeado por terrenos topográficamente más bajos constituidos por sedimentos finos con caracteres morfológicos propios de los que desarrollan en ambientes litorales restringidos (véase Unidad CIA II). Sólo a lo largo de un corto trecho del flanco oeste, se la ve adosada al pequeño afloramiento septentrional de BF I. Sin embargo es probable que más al sur haya tenido una relación semejante con otros afloramientos más extensos de esa misma unidad, donde si bien no se observa el contacto físico puede ser inferido por el notable el paralelismo que tienen los límites de ambas unidades. Puede suponerse que el despegue fue producido por procesos erosivos marinos y de remoción en masa que actuaron a lo largo de la discontinuidad litológica.

La relación de PCL II con los depósitos infrayacentes se desconoce ante la falta de afloramientos que expongan la base. El espesor estimado es de al menos 5 m, en función del desnivel entre la superficie y los sedimentos adyacentes al flanco occidental (Fig. 2.29, perfiles y tabla).

Se realizó un análisis por OSL sobre los sedimentos que contenían a los restos de moluscos, obteniéndose una edad de 32.995 ± 2.100 años AP (1 sigma) (UIC2488). El resultado ubica temporalmente a la muestra dentro del EIO 2, lapso durante el cual estaba teniendo lugar en la región un episodio glacial. Por lo tanto, no es factible que la depositación de los cordones litorales hubiese tenido lugar bajo dichas circunstancias. Según fue consignado por el laboratorio parte de la señal lumínica se habría perdido produciendo una edad aparente menor (véase apartado 1.3.3). No obstante, el resultado descarta que PCL II haya evolucionado durante el interglacial Holoceno confirmando lo que los rasgos morfológicos y la altimetría permitían suponer. Sobre éstos últimos se establece la correspondencia temporal de la Unidad PCL II con la Formación La Sara (Codignotto 1969) de Tierra del Fuego, asignada al EIO 5 y como muy probable al subestadio 5e (véase apartado 3.3.6).

• Complejo Intermareal Ascendido I (CIA I)

La unidad tiene un modesto gradiente topográfico, una litología predominantemente fina y rasgos superficiales que permiten vincularla con la evolución de un subsistema litoral de baja energía regulado por la dinámica de mareas. Los criterios que se utilizaron para caracterizarla y demarcar los límites se apoyaron en aspectos geomorfológicos, altimétricos y en la litología de superficie.

Distribución areal. La unidad es parte integrante de la extensa planicie que media entre los afloramientos elevados de PCL I por el este y PCL II / BF I por el oeste. Se presenta en forma discontinua ocupando las partes más altas de esa superficie.

Características morfológicas. Por las características de su distribución, la descripción fue organizada por sectores que si bien exhiben rasgos morfológicos comunes, poseen características distintivas relacionadas con su ubicación dentro del ambiente de depositación y con el grado de afectación por morfogénesis posteriores.

Sector Noroccidental

Corresponde a la parte de la unidad que se extiende hacia el norte y este del cuerpo principal de PCL I (Fig. 2.31a). Se trata de una superficie llana de unos 3 km de ancho, con inclinación muy suave al este (< 1%), comprendida aproximadamente entre las cotas de 16 y 13 m (Figs. 2.32 y 2.33).

La superficie está recorrida por un sistema de cauces afuncionales en su mayoría de hábito meandroso y relativamente estrechos, que en ocasiones aumentan rápidamente el ancho hacia el tramo inferior. Es

frecuente observar a lo largo de todo su trayecto pequeños bajos cuyo alargamiento y sinuosidad recuerda la forma de las olladas salinas, geofomas que suelen vincularse al abandono de canales de marea (*secondary pans*, según Steers 1977 y Pethick 1974, en

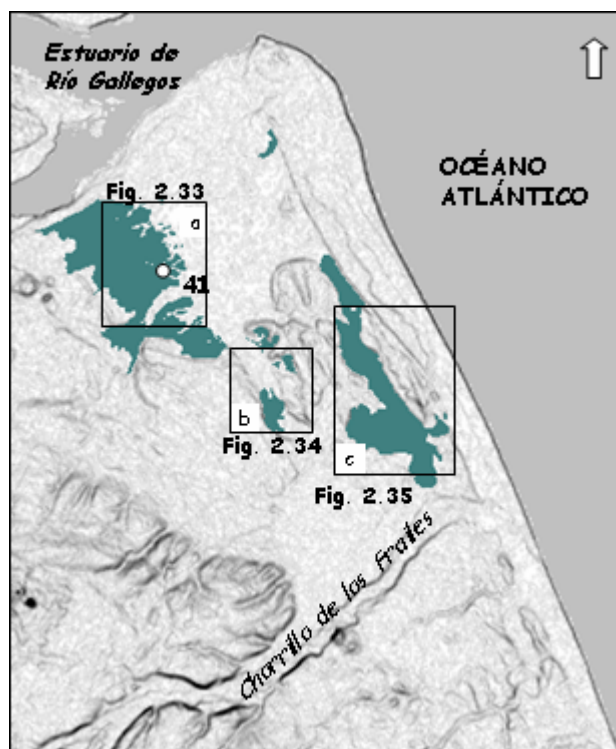


Figura 2.31. Croquis de ubicación de la Unidad CIA I y localización de los sitios y subescenas mencionados en el texto.



Figura 2.32. Unidad CIA I – Sector noroccidental. *Arriba*. Obsérvese el contraste entre la cobertura vegetal graminosa de los paleocanales de marea (flecha) y la arbustiva de las áreas intercanal. *Derecha*. Punto 41 (Fig. 2.32). Se observa la constitución granulométrica fina de los depósitos.



Pethick 1984). Los cauces constituyen el rasgo más distintivo de la unidad y reúnen las características morfológicas de los sistemas de canales que se asocian a planicies de marea.

En los sectores de la unidad carentes de vegetación se observa el predominio de granulometrías finas con un espectro que va desde arenas muy finas a arcillas y localmente algunas guijas (1 a 3 cm). La cobertura vegetal guarda relación con las variaciones granulométricas, así las facies de canal, algo más gruesas, presentan una cobertura graminosa mientras que en el área intercanal es predominantemente arbustiva (Fig 2.32).

Los perfiles topográficos transversales verifican no sólo el descenso gradual de cotas hacia el este, sino también la presencia de un pequeño resalto en la parte media que a su vez coincide con un leve cambio en el valor de la pendiente (Fig. 2.33, perfil).

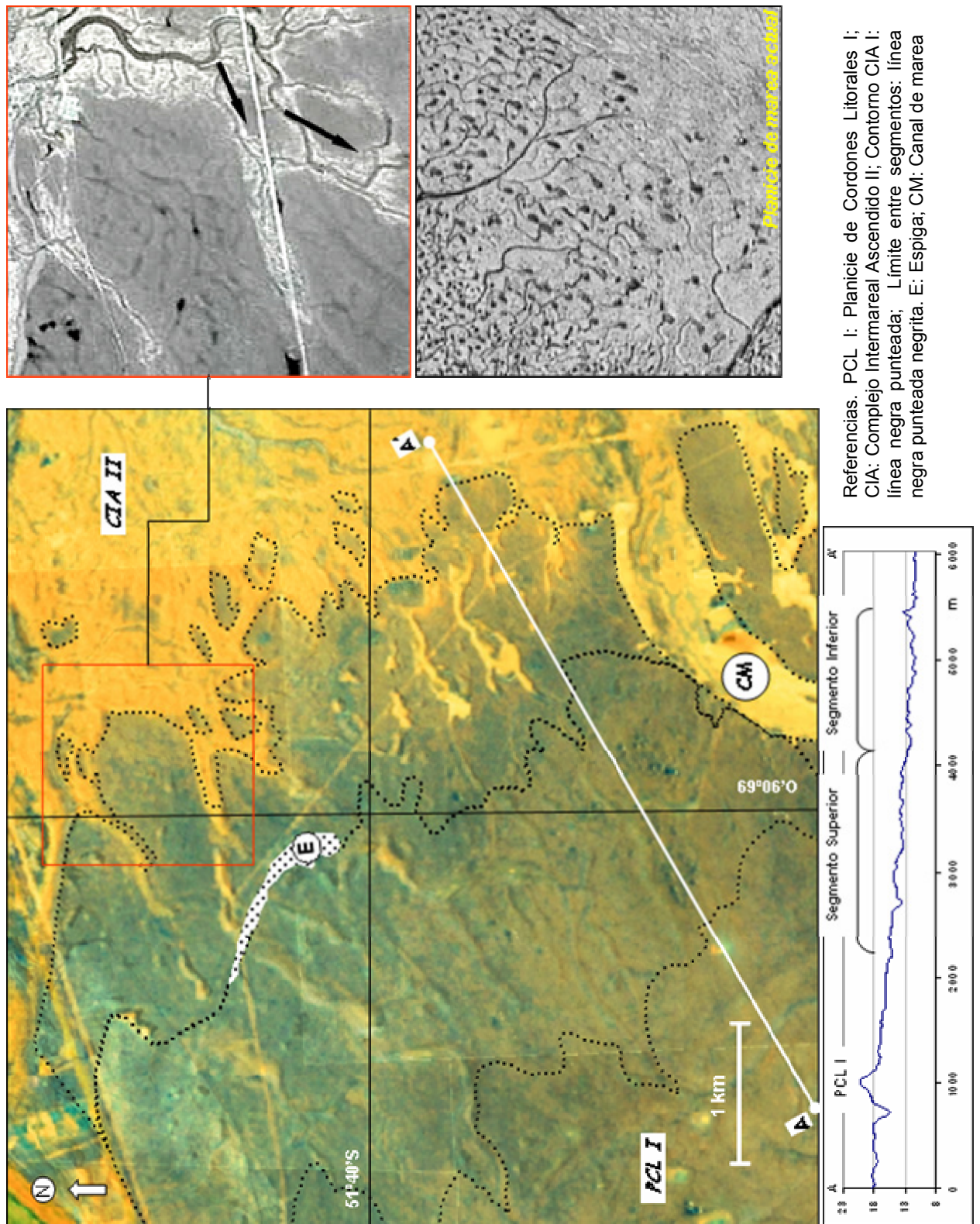


Figura 2.33. Unidad CIA I – Morfología del Sector noroccidental (a). Explicaciones en el texto. Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado y realzado (Fotografías INTA año 1968) e Imagen Satelital Aster año 2004. Datos perfil topográfico: relevamiento con GPS diferencial.

Los dos segmentos pueden ser identificados además por ciertas diferencias en los rasgos superficiales. El superior y de pendiente levemente mayor, muestra una distribución radial de paleocanales con un espectro de direcciones que va desde NNO a ENE cuyo

recorrido termina regularmente en el resalto. En el inferior predomina la segunda de las direcciones y las áreas intercanal, según lo observado en los registros teledetectados, preservan un delicado e intrincado drenaje de canalículos y olladas (olladas primarias según Steers 1977 y Pethick 1974, en Pethick 1984). La morfología y el patrón de distribución guardan total similitud con los rasgos que presenta la planicie de marea actual del estuario (Fig. 2.33, recuadros de la derecha).

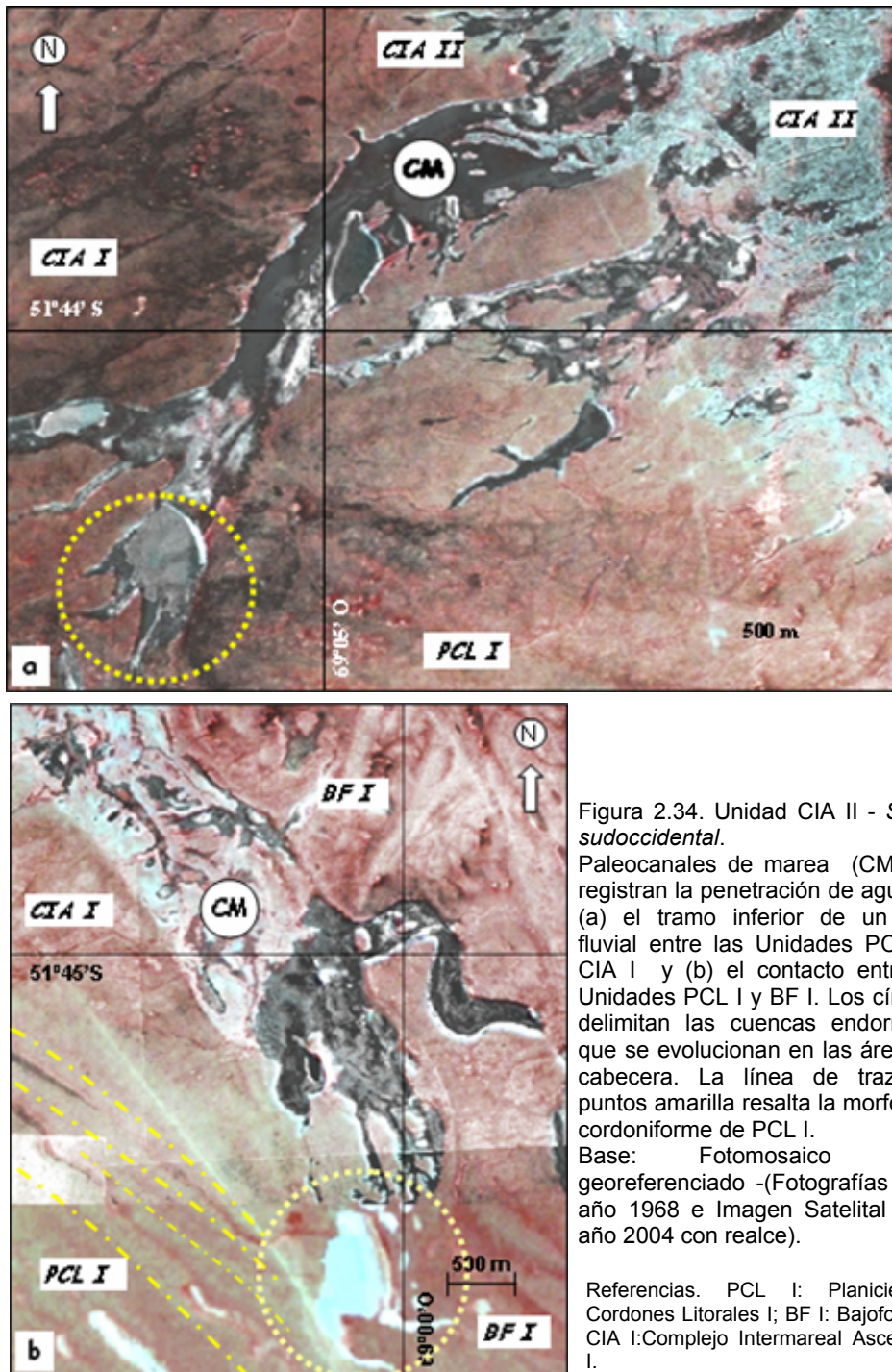
El tamaño así como las características generales de las zonas intermareales dependen fundamentalmente de la pendiente del terreno, el rango de marea y la energía de las corrientes (Perillo y Codignotto 1990). Los más de 3 km de amplitud que tiene todo el sector ponen en evidencia la importancia del proceso de acreción lateral en su génesis, relacionándolo con un área costera protegida sujeta a un rango de marea significativo (macromareal). Pethick (1984) y Cooper (1994) señalan que es frecuente que las partes más elevadas de estos ambientes de sedimentación sean ocupadas por marismas, cuyos frentes están típicamente delimitados por un resalto. En función de lo observado es posible establecer la correspondencia del segmento inferior con un antiguo ambiente de planicie de mareas al que probablemente se asoció un ecosistema de marismas representado por el segmento superior.

El contacto entre los ambos segmentos esta parcialmente ocupado por un depósito alargado y estrecho de muy escaso relieve relativo (~ 2 m) compuesto por material gravoso que, morfológicamente, puede corresponderse con las porciones media y distal de una espiga. Este rasgo estaría poniendo en evidencia la existencia de eventos de alta energía (olas y corrientes durante mareas excepcionales) provenientes del norte, según puede inferirse por la orientación del extremo libre (Fig. 2.33, E).

El límite norte de la unidad está definido por una escarpa de erosión de unos 2 m de altura que tiene una traza lineal y en la cual los paleocanales de marea terminan en forma abrupta. La escarpa prosigue en la dirección al sureste, algo más suavizada y con un diseño festoneado (Fig.2.33). En este borde los paleocanales se presentan incididos por otros que tienen continuidad morfológica con una superficie topográfica más baja que se extiende al este y de morfología similar a la que aquí se describe (véase Unidad CIA II) (Fig. 2.33, recuadro superior derecho: flechas negras).

Existen otros dos paleocanales que se destacan de los anteriores por sus dimensiones. Uno de ellos tiene dirección al suroeste, poco más de 0,6 km de ancho y se extiende a lo largo del contacto con PCL I (Fig. 2.34a, CM). El otro cuenta con algo más de 1 km de ancho y progresa hacia el sureste entre los afloramientos de PCL I y BF I

(Fig. 2.34b). Estos canales, parecen haberse originado por la inundación del tramo inferior de pequeños valles fluviales o depresiones del borde costero que luego fueron exhondados y ampliados por la dinámica de mareas. El primero tiene continuidad morfológica hacia drenajes provenientes de la zona elevada del oeste (Unidad DSF), mientras que el segundo se halla en la zona de contacto entre las Unidades PCL I y BF I,



por lo que presumiblemente evolucionó a favor de la discontinuidad. La profundización que presentan los tramos medio e inferior presupone que fueron reocupados durante un evento transgresivo posterior.

En las cabezas de ambos se hallan circunscritas cuencas centrípetas con cuerpos de agua de régimen temporario en cuya génesis y evolución han intervenido en forma conjunta procesos eólicos, hídricos y lagunares (Fig. 2.34). La interacción de estos procesos y sus características será incluida en la descripción del próximo sector, donde los bajos endorreicos constituyen un rasgo muy destacado del paisaje.

Sector Sudoriental

La característica más notable de esta parte de la unidad se debe a la presencia de un sistema de cuencas cerradas parcialmente interconectadas que se estima son rasgos sobeimpuestos a otros de génesis anterior (Figs. 2.31c y 2.35). Estos bajos jalonan la trayectoria de depresiones alargadas, antiguos cauces cuyo recorrido termina en una zona convergencia ubicada al este del sector, desde donde parte una única depresión que atraviesa transversalmente la Unidad BF I (Fig. 2.35, perfil). Allí se presentan una serie de formas acolinadas, separadas por depresiones menores, que se abren radialmente hacia el este a partir de un ápice ubicado en el flanco externo de BF I. El patrón de distribución de estos rasgos tiene similitud con la morfología que cabría esperar de un pequeño delta de reflujos generado por la dinámica de una boca de marea.

Integrando el conjunto de las observaciones, es posible plantear que el sector estaría representando la evolución de un ambiente litoral protegido por una barrera (Unidad BF I), donde el agua de mar abierto penetraba por una boca de marea siendo distribuida hacia el interior por una red de canales principales.

El origen de los bajos que actualmente se hallan en los paleocanales es posterior a la exposición subaérea del sector y puede ser atribuido inicialmente a un proceso de deflación favorecido por las condiciones climáticas de aridez y la litología fina del sustrato. Todos ellos presentan una planta y orientación aproximadamente semejantes y bordes con diseño recto en el flanco oriental en los cuales es dable observar pequeños asentamientos (Fig. 2.35, flecha anaranjada). Los más grandes suelen tener cordones litorales de distintas generaciones en el flanco occidental (Fig. 3.35, flecha amarilla). De acuerdo a las características apuntadas, puede inferirse que una vez labrada la depresión inicial, ésta fue ocupada durante las épocas húmedas por cuerpos de agua. La actividad del oleaje durante estos períodos, concentrada hacia la margen oriental en favor de los vientos del oeste, promovió los fenómenos de asentamiento determinando el diseño recto

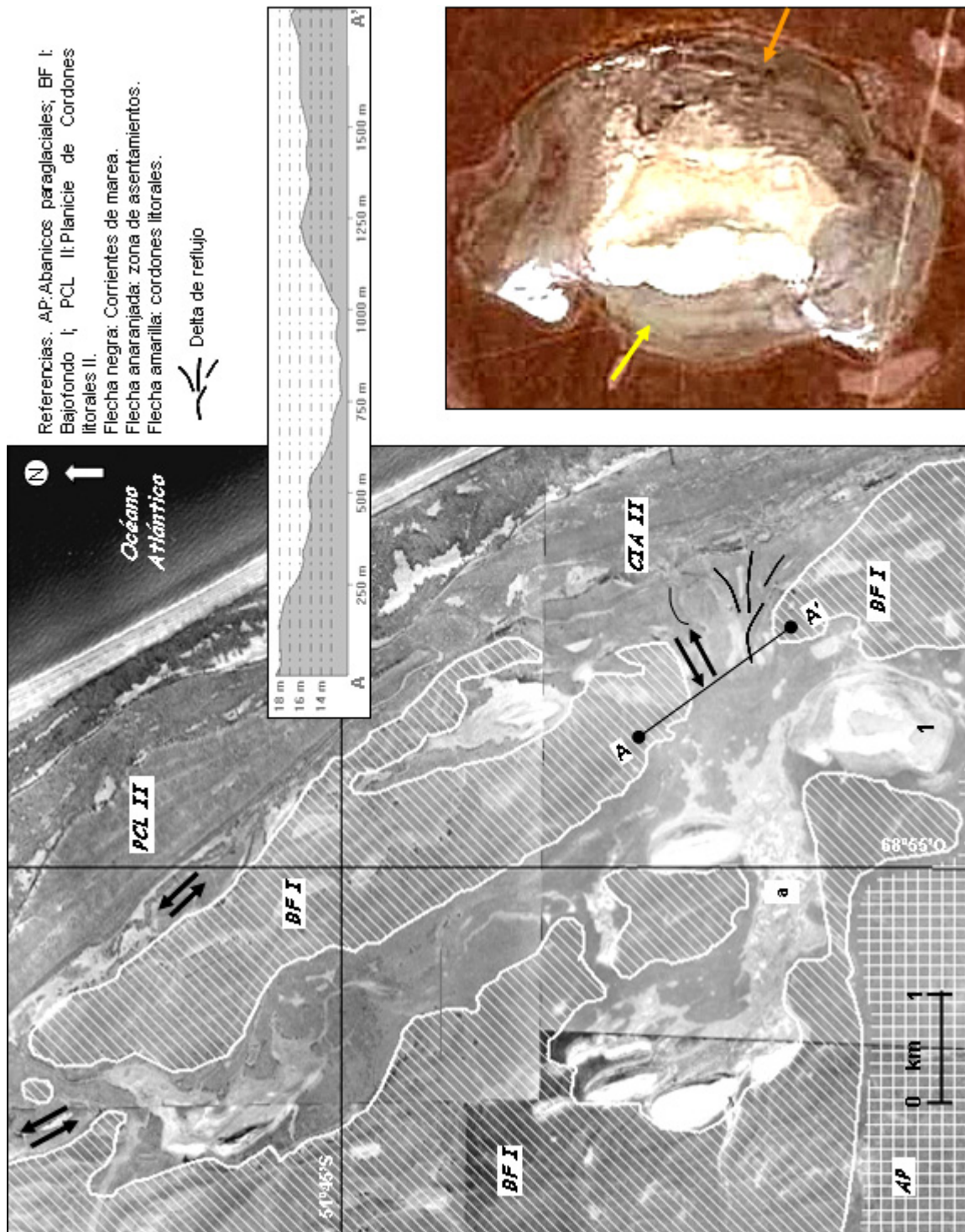


Figura 2.35. Unidad CIA I: Morfología del Sector sudoriental. Obsérvense los numerosos bajos que se asocian a procesos morfogenéticos posteriores a la génesis de la unidad. El perfil A-A' muestra el estrecho de marea que intercepta la barrera. Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado y realzado. Fotografías INTA año 1968. Perfil topográfico: datos de elevación SRTM. En la imagen satelital del ángulo inferior derecho (Aster 2004) las flechas amarillas señalan las zonas donde se presentan cordones litorales, la flecha anaranjada muestra donde ocurren pequeños asentamientos

de ese flanco. La presencia de cordones litorales en el flanco occidental, no siempre presentes, se debe a una menor incidencia de la erosión, al tiempo que su escalonamiento da cuenta de posiciones más elevadas del nivel de agua en el pasado.

La alternancia de períodos secos y más húmedos renovó la profundización durante los primeros y promovió la migración hacia el este durante los segundos.

Los materiales exportados fuera de las cuencas forman muchas veces acumulaciones medanosas periféricas al flanco oriental. Los materiales arenosos movilizados por saltación más allá de estas zonas es probable que hayan producido abrasión en el sustrato inhibiendo el desarrollo edáfico y , por consiguiente, que sean los responsables de las franjas prácticamente desprovistas de cobertura vegetal orientadas según la dirección de los vientos predominantes (Fig. 2.35, letra a).

La integración lateral de los bajos habría tenido lugar durante épocas húmedas cuando la capacidad de acumulación de agua de estas cuencas fue sobrepasada y ocurrió su desborde. La erosión hídrica asociada a este proceso posiblemente se vio favorecida por la falta de vegetación de las depresiones a lo largo de las cuales ellos ocurren. La cuenca de mayor tamaño (1,5 x 1 km) alcanza una profundidad cercana a 5 m y se ubica al sureste del sector (Fig. 2.35, 1).

Consideraciones finales y relaciones estratigráficas. Puede concluirse que la unidad es representativa, tanto en el aspecto sedimentológico como en los rasgos morfológicos, de ambientes litorales someros y de aguas relativamente calmas donde la depositación fue regulada por las mareas. En relación con ellos, se desarrollaron extensas planicies intermareales recorridas por sistemas de canales que transportaban el flujo de agua hacia el interior. La descripción precedente supone que la evolución debió ocurrir al reparo de una barrera que físicamente los separaba del océano. En el caso del sector *Sudoriental* resulta más clara su relación con los bancos más elevados de BF I, mientras que para explicar la evolución del *Sector Noroccidental* la única posibilidad es que PCL II haya oficiado de barrera. No se cuenta con indicadores cronológicos o edades numéricas que permitan certificar la edad de los depósitos. La correspondencia evolutiva de CIA I con PCL II que aquí se propone, es establecida sobre bases altimétricas y relaciones de campo.

Las características erosivas del frente de la unidad en el *Sector Noroccidental* permiten inferir que este ámbito intermareal se proyectaba un poco más al norte que en la actualidad. Ante la imposibilidad de observar cortes verticales de la unidad, puede conjeturarse que en el flanco occidental se apoya sobre materiales gruesos producto de la erosión de los cordones litorales de la parte norte de la Unidad PCL I. Hacia el este, se hallaría cubierta por depósitos marinos litorales más jóvenes (véase Unidad CIA II).

• Sistema Bajofondo II / Espiga de barrera (SBFII/EB)

Incluye dos unidades que se estima evolucionaron en forma aproximadamente coetánea y que promovieron la génesis de nuevos espacios protegidos de las olas de mar abierto.

Bajofondo II (BF II)

La unidad está constituida por una sucesión de litofacies que se disponen de manera recurrente en directa asociación a cambios regulares en la energía del ambiente y cuya expresión morfológica refleja un fuerte condicionamiento hidráulico.

Distribución areal. Se encuentra posicionada en la zona externa del estuario de Río Gallegos y conforma el núcleo de punta Loyola, territorio que se proyecta hacia el interior del estuario contribuyendo a estrechar su boca por el sur (Fig. 2.36). Los afloramientos tienen una planta subcircular y ocupan una superficie aproximada de 4 km² (Fig. 2.37).

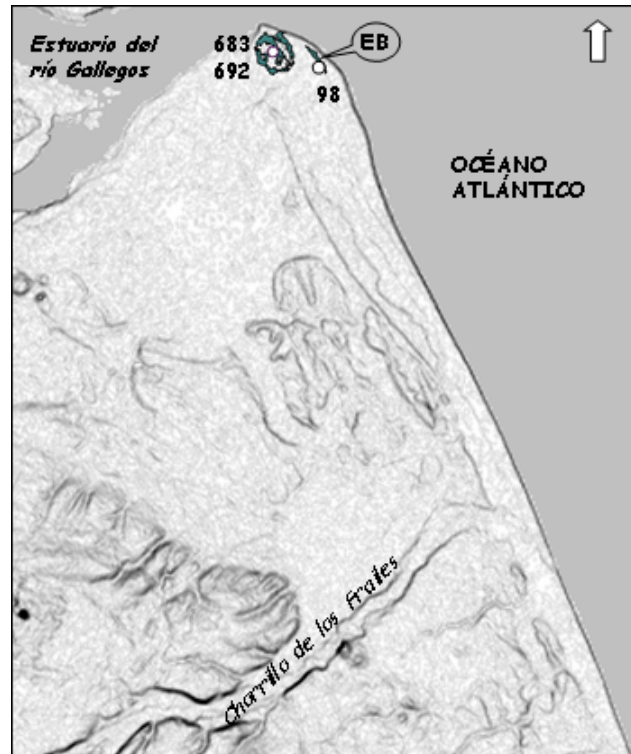


Figura 2.36. Croquis de ubicación de la unidad SBFII/EB y localización de los sitios mencionados en el texto.

Características morfoestratigráficas. Los rasgos más destacados del paisaje son una serie de depósitos de grava alargados y con diseño curvo dispuestos en forma más o menos concéntrica, que se alzan a cotas promedio de 12,5 m y máximos de 13,5 m. La disposición espacial guarda un estrecho correlato con el contorno de la unidad (Fig. 2.37). Las partes deprimidas que quedan delimitadas entre ellos se componen de materiales finos y están recorridas por una red de cauces de hábito meandroso, actualmente afuncionales, cuyas características son similares a la de los canales de las zonas intermareales. Estos sectores bajos se hallan a cotas que promedian los 10,5 m, altimetría que es comparable con la de los sectores más elevados de la unidad CIA II, que se describe más adelante y con los cuales se relacionan morfológicamente.

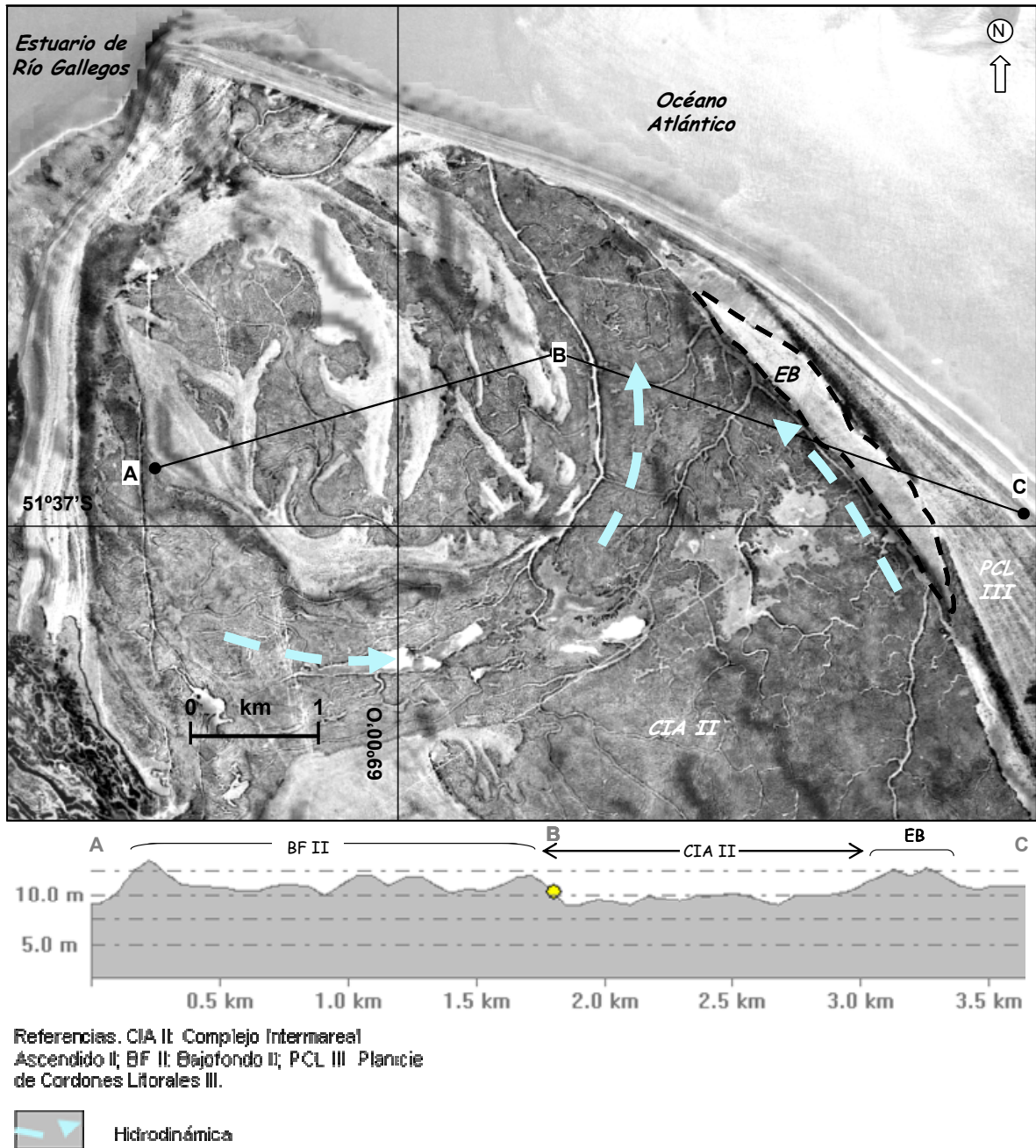


Figura 2.37. Unidad SBFII-EB. Se observa la planta subcircular de BF II enfatizada por la morfología cordoniforme recurvada. Hacia el E, se halla el afloramiento que corresponde al relicto de barrera (EB) con el contorno delineado con trazos negros. Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado y realizado. Fotografías INTA año 1968. Perfil topográfico: datos de elevación SRTM.

El paisaje resultante de suaves lomadas y depresiones concéntricas se encuentra muy modificado por diversas obras de infraestructura (playas de tanques de crudo y de acopio de carbón, canteras, caminos, vías férreas, etc.) desde 1984, cuando inicia su actividad el puerto Arturo Illia. La fotografía aérea de la Figura 2.37, muestra la zona en años previos al inicio de estas actividades, mientras que en la Figura 2.38 se puede ver uno de los tantos sectores afectados, en este caso, por la apertura de una cantera para la extracción de áridos (Fig. 2.36, Punto 692).

La cantera referida está ubicada en el centro de punta Loyola y pone al descubierto una sección estratigráfica de unos 3,5 m de potencia que no llega a alcanzar la base de los depósitos, no obstante permite observar el carácter complejo de la depositación (Figs. 2.38a-b). Los frentes se componen de una sucesión vertical de cuerpos de conglomerados masivos o groseramente estratificados de escasa potencia (~1 m) que se acuñan lateralmente, separados por intervalos dominados por estratos mixtos de psamitas y pelitas.

Los cuerpos de conglomerado muestran un contacto basal neto y plano o levemente cóncavo en sectores puntuales, mientras que el techo tiene una forma ligeramente convexa; lateralmente pueden extenderse por algunas decenas de metros (Fig. 2.38 b-e). La textura va de guijosa a guijarrosa con clastos de hasta unos 7 cm, los cuales muestran muy buen redondeamiento y formas variadas con predominio de las ecuanes y proladas. La matriz incluye fracciones sabulíticas hasta limoarcillosas y muestra variaciones porcentuales marcadas dentro de un mismo cuerpo. Aquellos que se hallan completamente expuestos en el frente de la cantera no exceden unos pocos decímetros de espesor y son masivos, la parte inferior suele ser clasto sostenida con una tendencia al aumento de matriz hacia la parte superior (Fig. 2.38c). Un cuerpo que supera los 0,80 m de potencia asoma en la base de un sector del frente de explotación que, a diferencia de los anteriores, está conformado por una sucesión de estratos groseramente estratificados subhorizontales o con entrecruzamiento de muy bajo ángulo (Fig. 3.38 d,e). Predominan aquí las variedades matriz sostenidas entre las que se intercalan algunas lentes gruesas sin matriz.

Todos estos cuerpos se interdigitan lateralmente con la facies mixta. Asociado a estos contactos, el color pardo de la litología varía a un tono anaranjado o rojizo intenso producto de una impregnación ferruginosa, la que a mayor profundidad forma costras de espesor decimétrico confiriéndole un importante grado de cementación al conglomerado (Fig. 2.38 e, f). En el sector de la cantera, la removilización de materiales asociadas al laboreo limitó la posibilidad de observar la estratigrafía de los cuerpos superficiales. En destapes poco profundos ubicados en las inmediaciones, se los ve integrados por una serie de estratos gravosos con matriz arenosa gruesa a muy gruesa. La falta de consolidación de las capas, a excepción del tramo superior que exhibe incipientes procesos edáficos, no permitió la realización de pozos exploratorios a pala debido a los constantes derrumbes. El *suelo* es poco evolucionado (perfil A, C), está caracterizado por un horizonte superior de unos 0,35 a 0,40 m de espesor, carente de estructura,

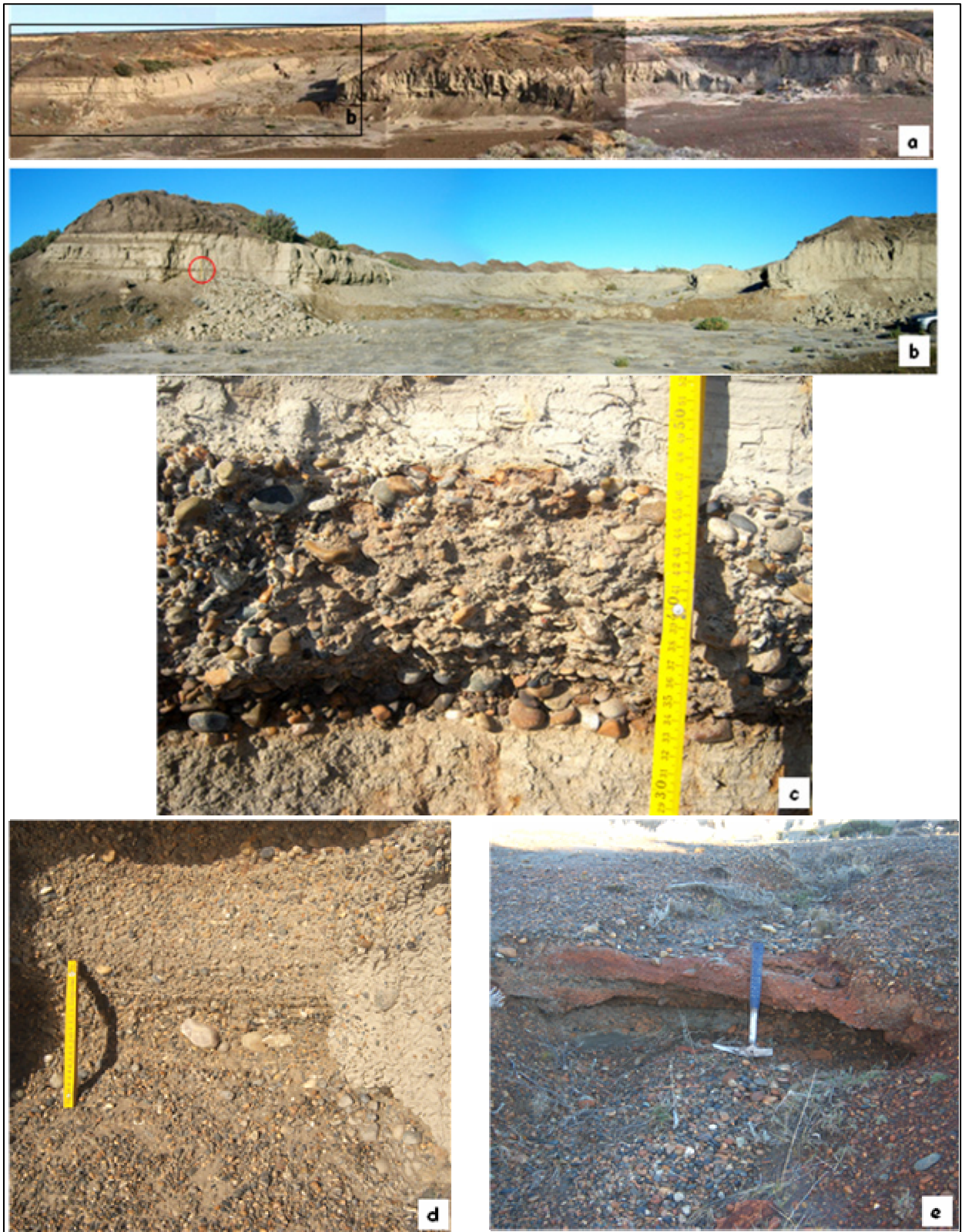


Figura 2.38. Unidad BFII. Cantera correspondiente al punto 692. (a) Vista panorámica; (b) y (c) Vistas sucesivas con mayor detalle. Escala (b): círculo rojo 1 m; (d) Detalle del cuerpo de conglomerado que asoma en la base de la secuencia.; (e) *Idem* anterior, pudiéndose observar capas con entrecruzamiento y costras de óxido de hierro. Piqueta: 33 cm (círculo rojo).

compuesto por gravas aisladas en una matriz arenosa de probable origen eólico, oscurecida por materia orgánica.

Las psamitas y pelitas interpuestas entre los conglomerados constituyen litofacies heterolíticas con una relación entre ambos componentes variable, dando lugar a los tres tipos clásicos de estratificación: flaser, ondulosa y lenticular, con pasajes en la vertical de una a otra en ese orden. La disposición recurrente de las tres variedades en estratos tabulares horizontales delgados y medianos (<15 cm) conforma paquetes granodecrecientes con bases erosivas, que pueden culminar en términos netamente pelíticos; estos últimos son casi excluyentes en la parte más alta de la sucesión. Cerca de los cuerpos de conglomerado, la base de los paquetes suele ser guijosa fina o sabulítico-arenosa.

Los niveles heterolíticos se componen de una alternancia de láminas (mm) o capas delgadas (cm) de arena muy fina de color gris claro (10YR 7/2) y de limoarcilla pardo amarillenta (2.5Y 8/2). Las psamitas desarrollan una variada gama de estructuras internas ondulíticas (Fig. 2.38 f,g,h,i). Se presentan conformando cosets con laminación ondulítica ascendente (*climbing ripple lamination*) tanto en fase como desfasadas. Entre las primeras se observa el desarrollo de óndulas con crestas agudas simétricas o levemente asimétricas, con inclinación opuesta, las cuales pueden sucederse unas a otras a lo largo de un mismo tren de óndulas o en la vertical. Entre las segundas es más frecuente la variedad donde se preserva sólo la cara frontal (Tipo 2, Reineck y Singh 1980, p. 110). Invariablemente se presentan recubiertas por un tapiz pelítico delgado y continuo que respeta su forma. Localmente, fueron observadas ondulitas fuera de fase intercaladas entre juegos con laminación ondulítica entrecruzada de oleaje (*wave ripple cross-lamination*) con flasers pelíticos. Estos últimos cubren de tanto en tanto las capas frontales de los juegos o bien la superficie de discontinuidad ondulada que los separa. Las láminas frontales inclinan en direcciones opuestas y en ocasiones pasan el seno y se elevan sobre la cresta de la óndula adyacente (*off-shoots*). Las capas presentan microfracturas normales sinsedimentarias (*slump structures*).

Todas estas estructuras se presentan únicamente en la base de los paquetes de la sección inferior de los perfiles. En ellos se verifica que las variedades con ondulitas ascendentes son sucedidas en la vertical por capas con estructura interna ondulosa (*wavy bedding*), formadas por óndulas de menor amplitud, a las que siguen capas con estructura lenticular (*lenticular bedding*) (Fig. 2.38. j). Estas últimas varían gradualmente desde formas con lentes relativamente continuos a lentes pequeños aislados e incluso a capas eminentemente pelíticas con laminación débil. Considerando la sucesión en su

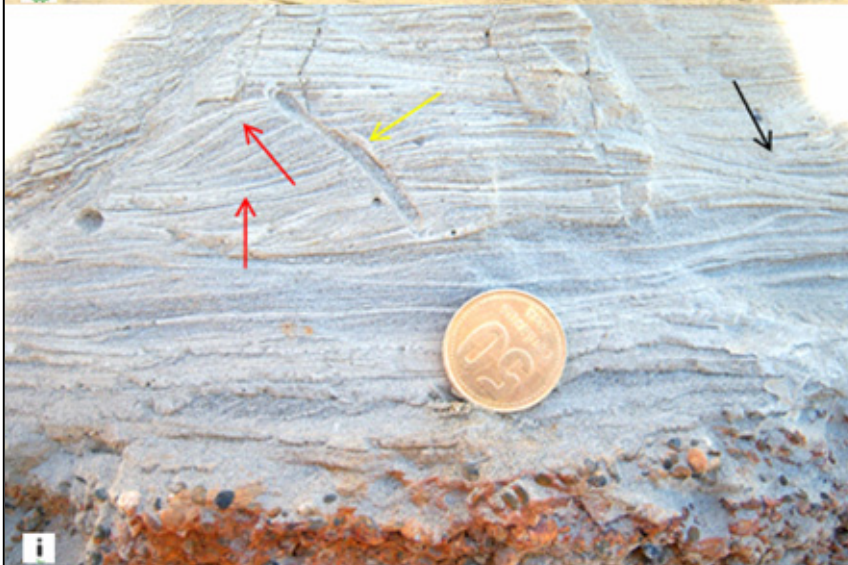


Figura 2.38. (continuación).

(f) Contacto entre un cuerpo de conglomerados y los niveles heterolíticos: en la base, ondulitas ascendentes en fase o de transición; Obsérvese el tapiz pelítico que recubre las óndulas (flecha negra). Por encima capas con estratificación ondulosa. Piqueta: 33 cm.

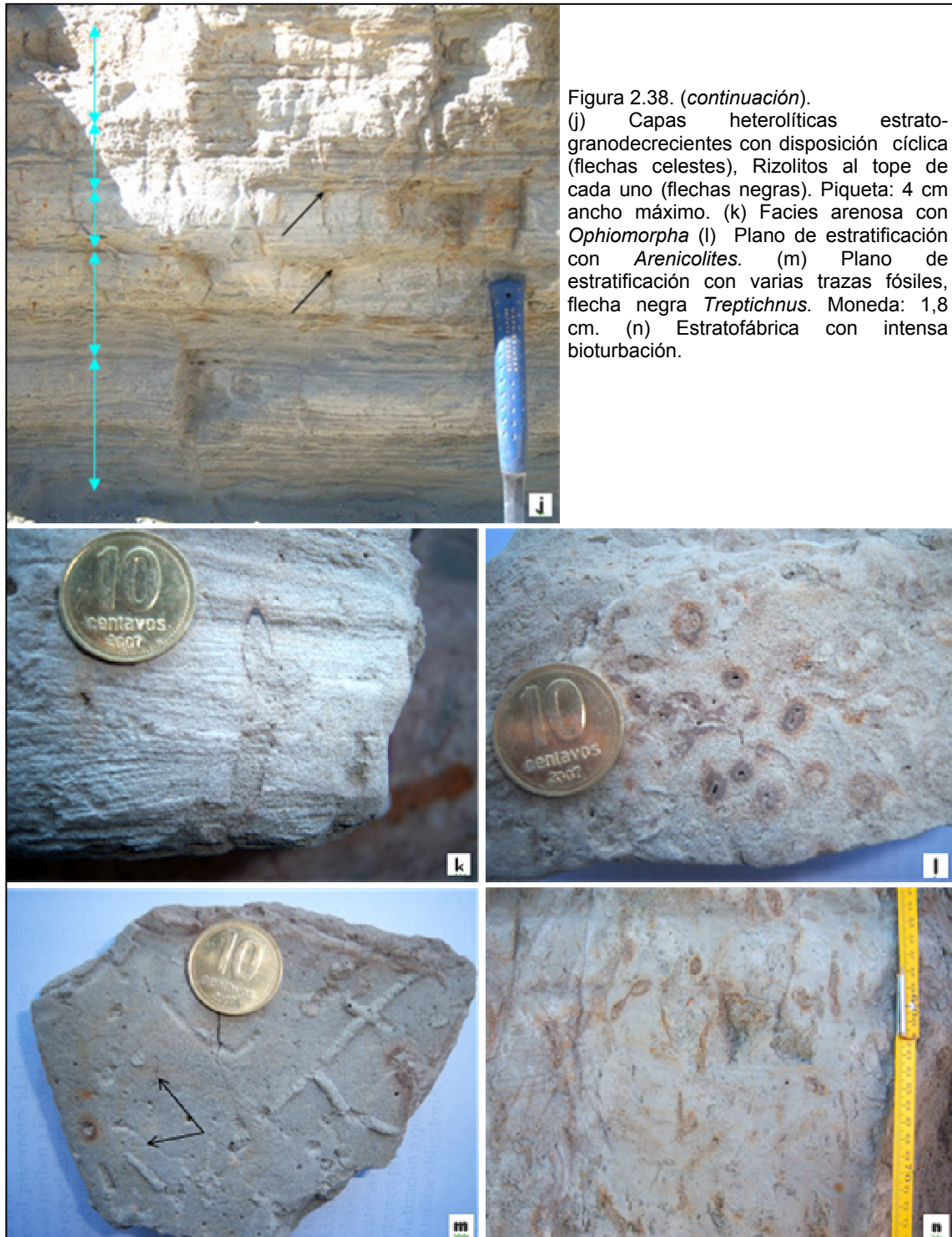
(g) Ondulitas ascendentes fuera de fase con la cara frontal preservada.

(h)–(i) Estratificación ondulítica de oleaje con flasers pelíticos en las caras frontales y la base de los sets (flechas rojas). Nótese los *offshoots* (flecha negra) y la icnita. Moneda: 2,5 cm.

conjunto, se observa una disminución en el espesor de las capas ricas en psamíticas hacia la parte más alta de los perfiles y como contrapartida un aumento en los términos fangosos. Las primeras pueden quedar reducida a uno o dos centímetros o bien puede estar ausentes, en cuyo caso la base de los paquetes consiste en capas con estratificación ondulosa. La parte superior de la secuencia está afectada por procesos edáficos incipientes por lo que adquiere una coloración gris oscura debido a la presencia de materia orgánica.

Estas capas presentan distintos grados de bioturbación. En los términos arenosos la densidad es menor, se observan trazas inclinadas o verticales de relieve completo con relleno arenoso masivo, con o sin pared revestida, correspondientes a los icnogéneros *Ophiomorpha* y *Arenicolites* (Pablo Pazos, com. pers.) (Fig. 2.38 i,k,l). También son comunes en los planos de estratificación las trazas simples correspondientes a galerías superpuestas que presentan un relleno masivo semejante al material hospedante y sin ningún tipo de revestimiento aunque con límite neto, junto a otras ramificadas regulares (*Treptichnus*; Pablo Pazos, com. pers.) (Fig. 2.38, m). En las capas más ricas en pelitas la densidad de trazas es, en algunos casos, lo suficientemente elevada como para obliterar la fábrica original (Fig. 2.38 n). Es común que el tope de los paquetes contengan huellas de raíces (rizolitos) rellenas por el material suprayacente a las que se asocia óxido de hierro (Fig. 2.38 j) y probables grietas de desecación.

La diversidad de litologías y estructuras observadas son un reflejo de la gran variabilidad de condiciones hidrodinámicas que regularon la sedimentación. Las estructuras ondulíticas exhiben un complejo patrón de superposición de diferentes tipos (Tipos 1, 2 y de transición, Reineck y Singh 1980, p. 110) que apunta a fluctuaciones en la tasa de depositación por suspensión *versus* migración de las formas de fondo (Jopling y Walter 1968) y a un flujo de carácter inestable. Las óndulas con patrones simétricos o levemente asimétricos con crestas agudas son producto de oleaje. En la mayoría de los casos se trataría de olas de translación, hecho que queda reflejado en los patrones internos fuera de fase y el desarrollo de ángulo de trepada. Estas últimas denotan variaciones en las velocidades orbitales de los flujos hacia el continente y el mar o bien la existencia de otra corriente sobreimpuesta al movimiento de olas. De acuerdo con Reineck y Singh (1980), el desarrollo de laminación ondulítica ascendente requiere de un suministro continuo y abundante de sedimento provisto por corrientes o por olas para que ocurra una construcción hacia arriba más que la migración en una dirección, donde la mayor parte del sedimento es depositado desde suspensiones sin que pareciera haber una marcada diferencia entre carga de fondo y suspensión. Las capas flaser con



entrecruzamiento ondulítico tienen características que permiten asociar su origen a oleaje (cf. de Raff *et al.* en Reineck y Singh 1980) y a un flujo bipolar, dando cuenta de una mayor energía y por consiguiente de una menor tasa de depositación por suspensión. Por su parte, las estructuras de *slump* especialmente asociadas indican inestabilidad de los depósitos vinculada a una rápida sedimentación (Reineck y Singh 1980). Los tapices de arcilla que cubren las capas frontales de la estratificación

entrecruzada y otras superficies de sedimentación asentados durante períodos de aguas calmas, testimonian la influencia de las mareas durante la depositación (Walker 1985 y Deynoux *et al.* 1993).

Las capas heterolíticas conforman una multiplicidad de ciclos agradacionales granodecrecientes aproximadamente semejantes que poseen un conjunto de estructuras y fábricas análogo al que se desarrolla con frecuencia en planicies intermareales estuarinas modernas (ej.: Allen 1985). Si bien la laminación ondulítica ascendente no ha sido referida como un estructura frecuente en planicies de marea y sólo ha sido mencionada localmente en lugares con altas tasas de sedimentación (Wunderlich en Reineck y Singh 1980), los pasajes de estratificación flaser a ondulosa y lenticular son típicos de la transición desde un subambiente de planicie mixta (*mixed flat*) hacia uno superior de planicie fangosa (Dalrymple 1992). La presencia de rizolitos al tope de los paquetes, que se asocia a exposición subaérea intermitente de la superficie depositacional, es una evidencia que apoya la interpretación realizada.

En función de lo expuesto cada paquete conformaría un ciclo de menor escala compuestos por facies más someras hacia el techo. A una escala mayor, toda la sucesión tiene a su vez un motivo granodecreciente, según se aprecia por la disminución en magnitud y frecuencia de los fenómenos tractivos y el aumento en espesor de los términos pelíticos hacia la parte superior. Las fluctuaciones en la acomodación se traducen en la repetición de secuencias depositacionales con similar arreglo de facies, por consiguiente la geometría agradacional del depósito puede ser explicada como resultado de la conjunción de un ascenso lento del nivel relativo del mar, alternado con probables momentos de estabilidad, junto a tasas sedimentación suficientes como para que la superficie de depositación se mantuviera en todo momento muy cerca o a nivel del mar (Posamentier y Allen 1999). La frecuente aparición de litofacies pelíticas más potentes hacia el techo pareciera estar indicando un cambio de la tendencia hacia condiciones de progradación en favor de la somerización del sistema. De acuerdo con esta interpretación lo observado podría ser asimilable con las características que poseen los cortejos de nivel alto del mar (*Highstand System Tract*).

Las litofacies de conglomerados masivos que se intercalan entre las anteriores podrían estar relacionados con episodios de energía inusualmente alta (*storm surges?*) responsables de transportar materiales gruesos desde la plataforma cercana. La estructura interna del cuerpo que asoma parcialmente en la base de la exposición permite interpretarlo como un depósito de barra submareal o intermareal inferior. Mientras que el resto, carentes de estructura y más delgados, podrían representar barras incipientes. El

discreto relieve positivo de estas geofomas habría permitido la generación de ámbitos de sedimentación relativamente tranquila entre las depresiones interpuestas entre ellas, favoreciendo la depositación de las facies finas. La presencia de hidro/óxidos de hierro podría ser resultado de una diagénesis temprana de minerales ferromagnesianos, la cual ocurre particularmente a muy poca profundidad de enterramiento ante la presencia de aguas oxidantes (Boggs 1992). La morfología recurvada de las barras superficiales sugiere la existencia de una celda de rotación de agua, donde los vórtices generados podrían ser los responsables de la alta turbidez del sistema.

Espiga de Barrera (?) – (EB)

En este apartado se describe un afloramiento de sólo 0,2 km² de superficie que se encuentra hacia el este de BF II a cotas máximas de 13,5 m (Figs. 2.36 y 2.37, EB). Si bien es muy reducido, su interpretación cobra particular interés a los fines de explicar la hidrodinámica de unidades evolucionaron posteriormente en el litoral atlántico.

La cobertura eólica y el tapiz vegetal que presenta la superficie obliteran en el terreno los rasgos morfológicos (Fig. 2.39), las fotografías aéreas revelan sin embargo la existencia de tenues alineamientos paralelos orientados en dirección NO-SE. El afloramiento tiene un sentido de alargamiento en esa dirección y una planta arqueada. El contorno tiene un diseño irregular en el flanco que mira al atlántico, debido a ello cuando la traza intercepta los alineamientos arriba mencionados, éstos se ven abruptamente interrumpidos.

La estratigrafía fue observada en el punto 98, situado en la parte más elevada del afloramiento (Fig. 2.40). La sección está compuesta por una sucesión de estratos subhorizontales amalgamados con espesores no mayores 0,15 m y muy poca consolidación. En la composición granulométrica de los más gruesos predominan los clastos tamaño guija con un diámetro de 2,5 cm entre los que se destacan algunos individuos de hasta 5 cm. Las formas son proladas y discoidales y exhiben localmente una fábrica imbricada que inclina en dirección a la costa. La textura es clasto-sostén con escasa matriz arenosa media a gruesa (5%). Entre las capas de conglomerados se presentan intercalaciones sabulíticas a arenosas gruesas de unos pocos centímetros. El techo de la sucesión está cubierto por un depósito eólico con un espesor variable entre 0,35 m – 0,45 m sobre el que se desarrolla el *suelo* actual. La horizonación es simple, los 0,20 m superiores conforman el horizonte A que se presenta oscurecido por materia orgánica. El escaso grado de evolución pedogenética es comparable con el observado en igual litología de BF II.



Figura 2.39. En primer plano se observa la superficie totalmente vegetada del relicto de barrera. Al fondo, indicado con flechas, Unidad PCL III.



Figura 2.40. Punto 98. Izquierda, perfil que expone la sedimentología guijosa del relicto de barrera cubierta por depósitos eólicos edafizados. Arriba, Ampliación del recuadrado de la fotografía de la izquierda donde se observa la fábrica imbricada del estrato. Escala: 33 cm

Las características litofaciales junto a los rasgos morfológicos determinados en las fotografías aéreas permiten inferir que el afloramiento es el relicto de una sucesión de cordones litorales. El contorno denota el accionar de intensos procesos erosivos de índole marina que actuaron con posterioridad, circunstancia que hace difícil reconstruir la geoforma original. Una posible interpretación puede considerar la presencia de dos unidades, aún no descritas, compuestas por facies intermareales finas que se disponen a lo largo del litoral atlántico en proximidad a línea de costa actual (véase Unidades CIA II y CIA III). Para explicar la génesis de ambas, incompatible con una costa expuesta al oleaje riguroso del océano Atlántico y con un aporte exiguo como el del río Gallegos, habría que suponer que durante un tiempo existió una barrera que posibilitó la sedimentación en un ambiente de aguas tranquilas. El afloramiento de cordones litorales sería el único remanente de esa barrera que, a juzgar por su posición espacial y el amplio desarrollo longitudinal de las unidades referidas, se sugiere que pudo haber tenido la morfología de una espiga, con el ápice anclado en BF II y la parte distal ubicada algo más al sur de la desembocadura actual del Chorrillo de los Frailes.

Las barreras de granulometría gruesa son comunes en costas con influencia glacial (Cooper 1994), por lo tanto, desde un punto de vista paleoambiental no sería objetable la génesis de un rasgo como el propuesto. Con todo, cabe señalar que en Argentina existen espigas de barrera elongadas que no se vinculan a este tipo de costas, como por ejemplo la de Caleta Valdez. El crecimiento de la espiga del área de estudio se habría visto favorecido por el escaso gradiente de la zona antelitoral y la presencia de abundante material en la plataforma (Phleger y Ewing 1962). Si bien para muchos autores la mayoría de las barreras se desarrollan en mares micro o mesomareales (ej.: Hayes, 1975) con escasa energía de olas (ej.: King, 1972), los menos opinan que se generan mejor en zonas con amplio rango de marea y elevada energía de olas (ej.: Komar 1976 y Phleger y Ewing, 1962). Estas últimas condiciones serían las que habrían prevalecido durante el lapso en que se formó la espiga. Su relación con oleaje de alta energía queda implícito en la granulometría del depósito relicto, mientras que las evidencias recogidas al analizar las unidades que se habrían generado al reparo de ella responden a las de un régimen macromareal. En Tierra del Fuego existe actualmente una espiga que en términos hidráulicos puede ser homologable con la que aquí se propone y es la que se extiende desde punta Páramo hacia el sur, protegiendo parte de la bahía San Sebastián (Codignotto 1975; Bujalesky *et al.* 1987).

Relaciones estratigráficas y consideraciones acerca de la edad. No se han obtenido edades numéricas que permitan ajustar la edad de los depósitos aquí

descriptos. Sin embargo, apaleando como indicador cronológico indirecto al escaso grado de evolución de los suelos en comparación con el de unidades anteriores y atendiendo a la correspondencia tanto altimétrica como espacial con otras formas que claramente se relacionan con la evolución reciente del estuario de Río Gallegos, es posible asignarlas al Holoceno.

Partiendo de esta base, puede establecerse la posición estratigráfica de SBFII/EB en forma relativa teniendo en cuenta la interpretación de la secuencia correspondiente a BF II y dos edades numéricas. La primera de las edades a considerar procede de punta Bustamante, territorio cuspidado que se proyecta hacia el estuario desde la margen norte en forma opuesta a punta Loyola, y la segunda de sedimentos obtenidos en testigos de la plataforma continental aledaña. Punta Bustamante está formada por cordones de grava regresivos que comenzaron a crecer antes de los 6,3 ka ¹⁴C AP según la edad más antigua obtenida por González Bonorino *et al.* (1999); los autores no informan si se trata de una edad calibrada por ER). Por su parte, Guilderson *et al.* (2000) indican que hace 7,37 ka ¹⁴C AP el nivel relativo del mar se habría encontrado a 18 m por debajo del actual. En consecuencia y a partir de la correspondencia de la Unidad BF II con condiciones de depositación asociadas a un nivel alto del mar y a una posterior fase de estabilización, la sedimentación del núcleo de punta Loyola habría comenzado entre estos dos límites temporales. Probablemente se acercaría a los 6,7 ka AP, edad que por extrapolación a partir de varios fechados radiocarbónicos es la que calcula González Bonorino (2002) para el inicio de la acreción de los cordones.

• **Complejo Intermareal Ascendido II (CIA II)**

Los depósitos incluidos dentro de la unidad representan el proceso de relleno y nivelación de amplios ámbitos dominados por mareas que evolucionaron en sectores protegidos de la costa.

Distribución areal. La unidad tiene una gran desarrollo areal constituyendo las zonas bajas que se median entre otros depósitos topográficamente más elevados, en su mayoría de origen marino litoral. Pueden ser distinguidos dos sectores que si bien evolucionaron en forma conjunta, muestran particularidades derivadas del comportamiento hidrodinámico (Fig. 2.41). La Unidad PCL II delimita hacia el continente un primer sector (*Occidental*) que coincide en líneas generales con el ambiente de depositación de la Unidad CIA I. El otro sector (*Oriental*) constituye una franja de terreno

alargada y estrecha que se extiende a lo largo del litoral atlántico muy cerca de la línea de costa actual.

Sector Occidental

Características morfoestratigráficas. Este sector corresponde a una entrante costera que ya había sido ocupada por una ingresión marina a la que se asociaron ambientes intermareales de aguas tranquilas, cuyos depósitos fueron identificados como Unidad CIA I. La reocupación del ámbito originó depósitos muy similares, cuyo contacto con los anteriores pasa desapercibido en el campo no sólo por la constitución litológica sino por la cobertura vegetal. A pesar de ello, los rasgos morfológicos y las altimetrías ponen en evidencia que se trata de dos entidades diferentes (Fig. 2.42, Perfil A-A').

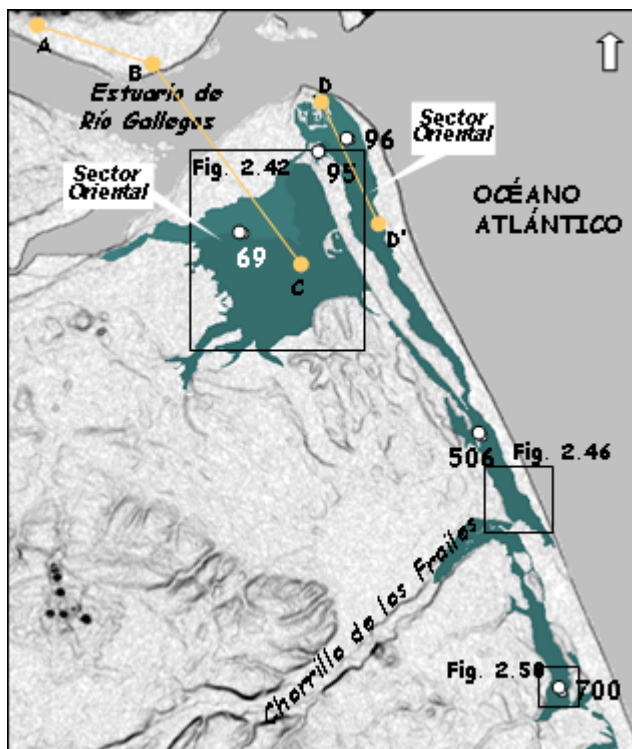


Figura 2.41. Croquis de ubicación de la unidad CIA II. Localización de perfiles, subescenas y sitios mencionados en el texto.

CIA II se presenta como una planicie con un declive casi imperceptible hacia el norte, cuya altura y morfología son comparables con las de un relicto de terraza que se extiende en la margen en norte del estuario (Fig. 2.43, localización del perfil y Fig. 2.41). Los perfiles topográficos longitudinales permiten distinguir dos subniveles con cotas y pendientes ligeramente distintas, los que a su vez son diferenciables por sus rasgos superficiales (Figs. 2.42 y 2.43).

El *subnivel superior* de 43 km² es el más extenso. Se desarrolla a cotas promedio de 11 m con máximos de 12 m hacia la parte interna. En la parte central se tienen mínimos de 10 m en coincidencia con la trayectoria de un canal de marea principal que transmitía el flujo de marea hacia el interior del ámbito (Fig. 2.42, flecha amarilla trazos gruesos). El resto de la superficie se encuentra recorrida por un sistema de arroyos de marea (*tidal creeks*) estrechos, meandrosos y de escasa profundidad que convergen hacia el canal principal. Las cabeceras de los canales del flanco occidental se posicionan muchas veces dentro de los paleocanales de la Unidad CIA I, hecho que se relaciona con

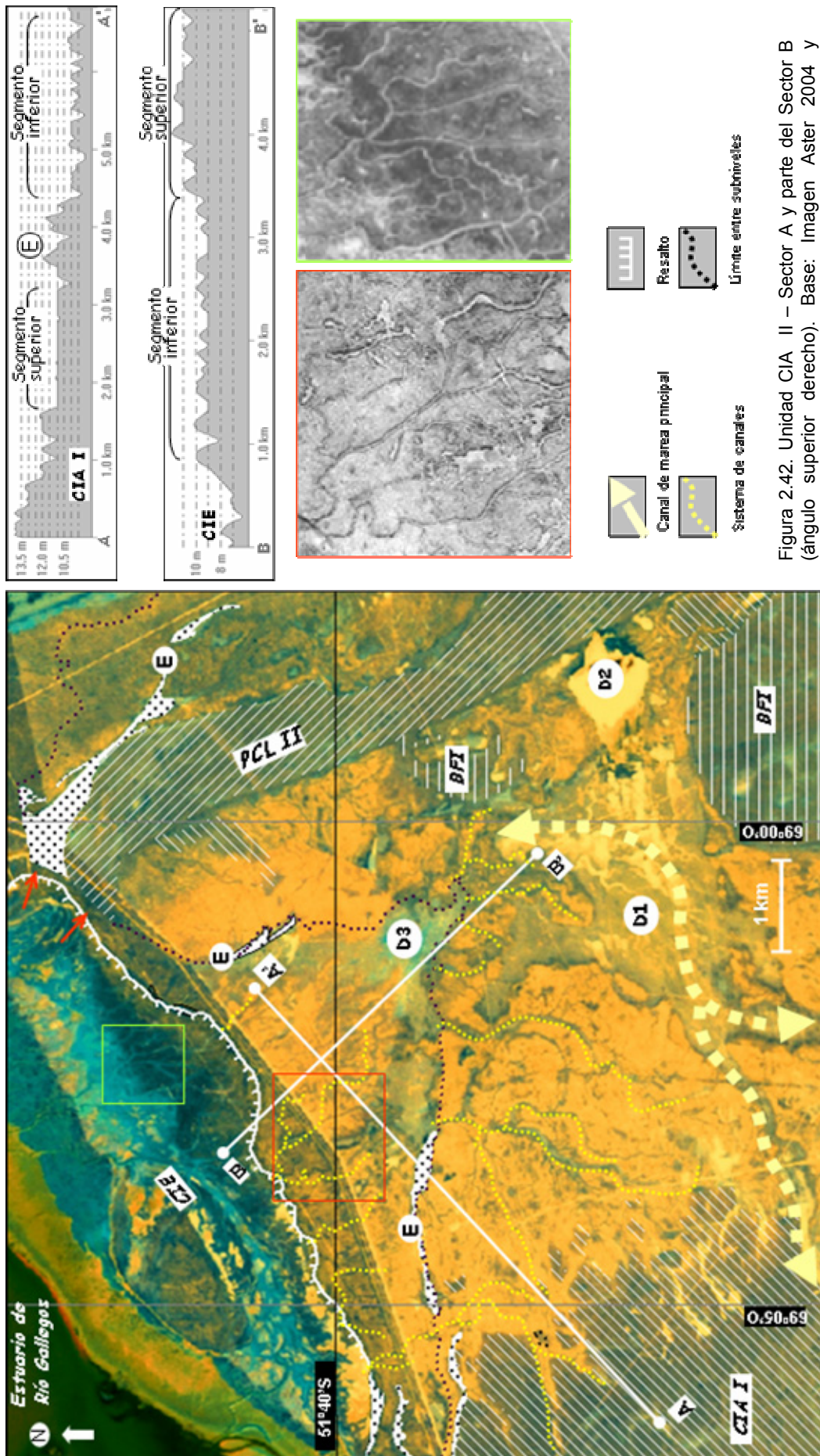


Figura 2.42. Unidad CIA II – Sector A y parte del Sector B (ángulo superior derecho). Base: Imagen Aster 2004 y fotomosaico aéreo georeferenciado y realizado. Fotografías INTA año 1968. Datos perfiles topográficos: SRTM.

Referencias. BF I: Bajofondo I; PCL II: Planicie de Cordones Litorales II; CIA I: Complejo Intermareal Ascendido I; CIE: Complejo Intermareal Estuárico; E: Espigas; D: Planicie de deflación; Flechas rojas: explicación en el texto.

el progreso aguas arriba de la onda erosiva generada por el ajuste de los canales de CIA II a un nivel de base más bajo (Figs. 2.33, recuadro superior derecho, 2.34 zona del canal en color negro y 2.42).

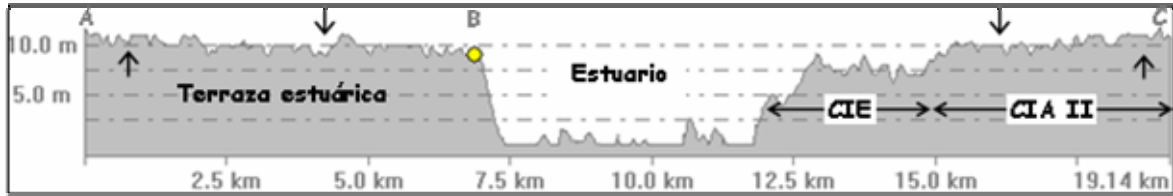


Figura 2.43. Perfil transversal al estuario de Río Gallegos donde se observa la coincidencia altimétrica entre la terraza de la margen norte y la Unidad CIA II. Las flechas señalan los subniveles *superior* e *inferior* en ambas superficies. (CIE: Complejo Intermareal Estuárico). Véase ubicación del perfil en Fig. 2.41.

Todo el segmento refleja con distintos grados de afectación la incidencia de procesos eólicos posteriores, particularmente erosivos. La deflación y en forma complementaria la abrasión concentradas a lo largo del canal de marea principal modificaron parcialmente su traza e inhibieron el desarrollo de suelo (Fig. 2.42, D1). Asimismo promovieron la gestación de un bajo de relativa magnitud ($0,54 \text{ km}^2$) en el sureste de la unidad, en cuya evolución participaron en forma secundaria procesos hídricos. La planta de este bajo es aproximadamente triangular y la parte central está ocupada por una laguna efímera. El material exportado por el viento durante las épocas secas ha generado a sotavento depósitos de arena fina y limo que consisten en acarreo acumulados al reparo de las matas, cuya coalescencia da lugar a campos de dunas locales (Fig. 2.42, D2 y Fig. 2.44a). Del análisis comparativo de la fotografía aérea del año 1968 (INTA) y la imagen satelital del 2005 (Aster) se advierten cambios en la dinámica de esta zona. En la parte sur los depósitos eólicos fueron fijados parcialmente por vegetación (Fig. 2.44b, flecha amarilla) mientras que la cola de sedimentos que se proyectaba hacia el este ascendió por el faldeo de la PCL II y ha comenzado a depositarse en su superficie (Fig. 2.44b, flecha anaranjada).

El *subnivel inferior*, de menor extensión areal, es una planicie subhorizontal que se desarrolla a cotas de 10 m y que culmina al norte en una escarpa erosiva de unos 2 m de altura. La superficie está disectada por numerosos arroyos de marea (*tidal creeks*) afuncionales, estrechos y meandrosos, que se orientan en forma normal a la costa actual del estuario y terminan abruptamente en la escarpa (Fig. 2.42, perfil B-B'). El carácter erosivo del frente del afloramiento indica que la unidad se prolongaba originalmente más adentro del estuario.

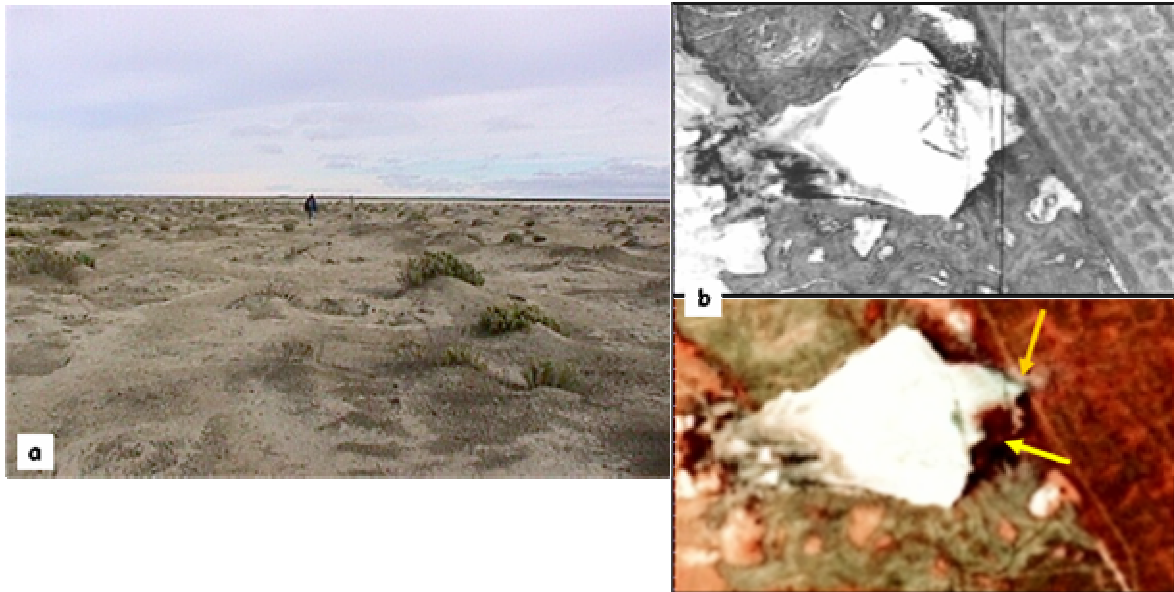


Figura 2.44. Unidad PCL II. Sector A. (a) Campo de dunas a sotavento del bajo localizado al SE del sector. Fotografía tomada desde el este. (b) Fotografía aérea año 1968 e imagen satelital Aster 2005 donde pueden observarse los cambios ocurridos en los depósitos eólicos ubicados a sotavento. La flecha amarilla muestra el aumento de la cobertura vegetal y la anaranjada, la pluma eólica que progresó hasta la superficie de PCL II. Base: Fotografía INTA año 1968 e Imagen Satelital Aster año 2004.

Los fenómenos de deflación se concentran en la parte central. No obstante las modificaciones, puede ser reconocida en esta zona la cabecera de un canal de marea principal al que tributaban arroyos de marea cuya traza disecta aguas arriba el canal de marea principal del *subnivel superior* (Fig. 2.42, D3).

Dos estrechas espigas de grava, recurvadas y con un escaso relieve relativo (1,5 - 2 m) se disponen en ambos flancos de la planicie en la zona limítrofe entre los dos subniveles, donde ocurre un leve quiebre en la pendiente (Fig. 2.42, E y perfil A-A'). Estos rasgos constructivos se vinculan a pulsos locales de mayor energía derivados de la acción de olas, cuyo sentido de progradación hacia el interior señala el predominio de la dinámica asociada al flujo de marea.

Una cantera destinada a la explotación de una de las espigas permite ver aspectos locales de la sedimentación de la unidad (Figs. 2.41, punto 69 y 2.42, E). La sección analizada alcanza unos 5,30 m de potencia, obtenida de componer las observaciones a lo largo todo el frente de explotación. Este último, tiene unos 300 m de longitud y acompaña el flanco norte de la espiga. Fueron individualizadas un total de tres unidades depositacionales separadas por superficies de discontinuidad marcadas (Fig. 2.45). Seguidamente, se las describe en orden vertical ascendente.

Unidad 1 (U1). Tiene una potencia máxima expuesta de 2,20 m. Está integrada por conglomerados clasto sostenidos de color pardo, dispuestos en estratos tabulares de

tamaño mediano con contactos gradacionales. Los clastos poseen muy buen redondeamiento y formas preferentemente ecuanter, aunque los hay prolados y discoidales; los tamaños varían entre 1 y 4 cm con máximos ocasionales de hasta 7 cm. La matriz tiene poca selección incluyendo desde términos sabulíticos a pelíticos. Las capas inclinan con un ángulo muy bajo hacia el E. En la base de la exposición asoman en forma local algunas intercalaciones compuestas por areniscas medianas a gruesas de hábito lenticular. La parte superior de la unidad está penetrada por cuñas de arena relícticas de unos pocos decímetros de largo, los clastos del conglomerado adyacentes al contacto presentan en muchas ocasiones sus ejes mayores en posición vertical (Fig. 2.45d). En el tope de la unidad se presenta un paleosuelo truncado que exhibe un importante grado evolución (Fig. 2.45b-c-d). Consta de un horizonte argílico (Btb) de 0,40 m de espesor con estructura prismática muy marcada, por debajo del cual se han observado en forma saltuaria nódulos de carbonato de calcio que recubren y cementan clastos (horizonte Bk, Fig. 2.45c). En forma paralela al límite superior de la unidad se presenta un horizonte rojizo de hidroóxidos de hierro (Fig. 2.45c, Ox) y otro negruzco de óxido de manganeso más irregular.

Interpretación: Lo observado no permite ser concluyente en cuanto al origen, no se hallaron restos fósiles ni se contó con otros perfiles que ayudaran a reconstruir la geometría del depósito. La estructura sugiere un transporte tractivo unidireccional que puede ser asignado tanto a un medio fluvial como marino litoral. Parte de esta incertidumbre se debe además a que durante el lapso que medió entre el relevamiento de campo y la interpretación de los datos, la cantera fue abandonada ocurriendo un rápido colapso de los frentes, situación que imposibilitó contrastar las posibles interpretaciones. De acuerdo a la posición geográfica del perfil, se pueden plantear las siguientes hipótesis para explicar el origen del depósito: (a) Atendiendo a la composición litológica podría establecerse un vínculo con la Unidad PCL I, sin embargo la estructura no es la que típicamente se asociaría a cordones litorales. En cambio podría tratarse de un depósito de grava retrabajado, resultado de la destrucción de los cordones en un ambiente cercano a la costa (*shoreface*) durante una transgresión marina posterior; (b) Podrían corresponder a barras gravosas de playa exterior (*shoreface*) asociadas a una pretérita desembocadura del río Gallegos; el aplanamiento de las barras podría obedecer a la acción de tormentas sucesivas seguidas por una rápida redepositación del material a partir de los fuertes flujos de retorno (*cf.* Reading and Collinson 1996). En este caso podría plantearse un eventual vínculo con BF I o (c) podría tratarse de barras longitudinales asociadas a la actividad de un río (Chico?) durante una fase de nivel del mar bajo. Cualquiera haya sido el origen, la presencia de un paleosuelo y de cuñas de arena relícticas documentan que estos depósitos estuvieron expuestos a condiciones

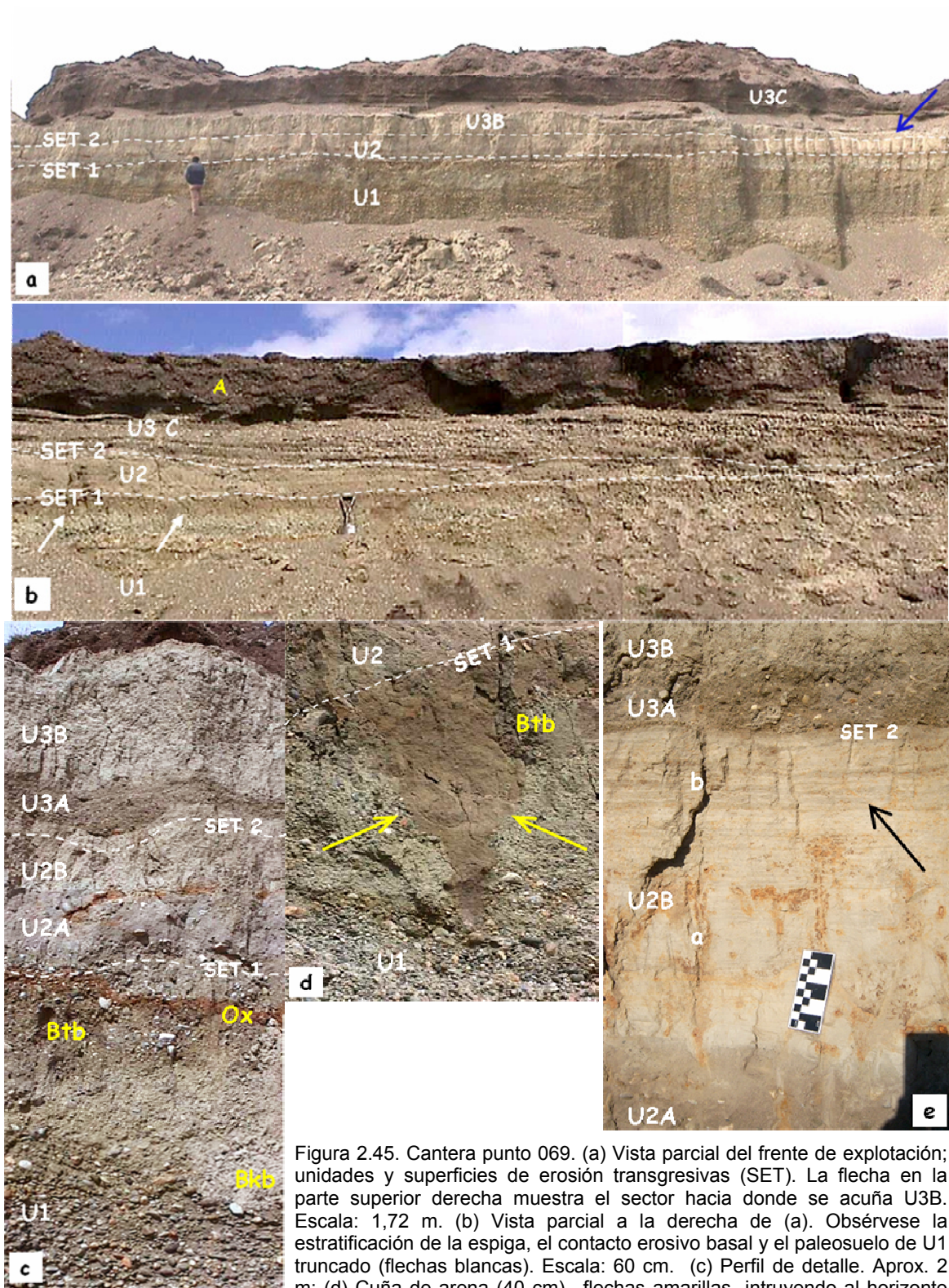


Figura 2.45. Cantera punto 069. (a) Vista parcial del frente de explotación; unidades y superficies de erosión transgresivas (SET). La flecha en la parte superior derecha muestra el sector hacia donde se acuña U3B. Escala: 1,72 m. (b) Vista parcial a la derecha de (a). Obsérvese la estratificación de la espiga, el contacto erosivo basal y el paleosuelo de U1 truncado (flechas blancas). Escala: 60 cm. (c) Perfil de detalle. Aprox. 2 m; (d) Cuña de arena (40 cm) –flechas amarillas- intruyendo al horizonte B1b de U1. (e) Detalle de U2, la flecha indica el contacto entre U2Ba y U2Bb y parte de U3.

subaéreas durante un lapso relativamente prolongado. Éste debería incluir al menos un período frío durante el cual y bajo condiciones periglaciales se desarrollaron los rasgos

criogénicos, en tanto los procesos de pedogénesis ocurrieron durante uno o más períodos interglaciales.

Unidad 2 (U2). Se apoya sobre una superficie de erosión (Fig. 2.45, SET 1). Alcanza un espesor máximo de 0,65 m y puede ser subdividida en dos litofacies: una inferior de areniscas guijosas (U2A) y una superior heterolítica compuesta por pelitas y areniscas e integrada por dos niveles con arreglo granocreciente (U2B).

U2A - Abarca los primeros 0,15 a 0,22 m de la unidad. Se trata de areniscas medias, masivas, de color gris parduzco claro (7.5Y5/2), que incluyen entre 10 y 15 % de guijas dispersas de 2 o 3 cm de diámetro, semejantes a los componentes de U1.

U2B – Tiene un espesor máximo de 0,50 m, la base es neta y de traza ondulada (Fig. 2.45e). El nivel *U2Ba* se presenta en los 0,30 m basales, la parte inferior se compone de pelitas masivas (0,10 m), pardo amarillentas (2.5Y7/2), que gradúan verticalmente hacia una estratificación mixta con estructura lenticular (*lenticular bedding*). Las lentes son de arenisca fina a muy fina de color gris, tienen forma aplanada y se presentan de manera aislada, aumentando su frecuencia hacia la parte superior. Es común la presencia de rizotúbulos verticales fuertemente oxidados rellenos con arenas medias y finas. Otras bioturbaciones están ausentes. La inspección microscópica de los sedimentos reveló la presencia de espículas de esponja y escasas diatomeas pertenecientes a la especie *Cyclotella meneghiniana* (Martínez Maquiavello, com. pers.) El nivel *U2Bb* que se encuentra por encima no excede los 0,20 cm de espesor y tiene un límite inferior neto. Es también heterolítico aunque en este caso la estratificación es de tipo ondulado (*wavy bedding*) debido al aumento de la fracción arena media. Su presencia no es constante a lo largo del frente de la cantera en directa relación con el carácter erosivo del límite superior de la unidad.

Interpretación: El carácter mixto de las sedimentitas de U2B con desarrollo de estructuras internas lenticular y ondulosa indican condiciones de depositación de baja energía con influencia de las mareas. La presencia de *Cyclotella meneghiniana* en el nivel inferior confirma su relación con un ambiente estuarino salobre (Håkansson 2002 y Beszteri 2005). El delgado depósito de areniscas guijosas basales U2A, carece de fósiles que certifiquen su origen. No obstante, el contacto erosivo de la base, el carácter masivo y poco seleccionado del depósito, el modelado por oleaje de las superficies limitantes y las facies estuarinas que se hallan por encima, permitirían interpretarlo con un manto transgresivo residual. En el nivel *U2Ba*, dominado por términos pelíticos, la presencia de rizotúbulos oxidados indica la instalación de una comunidad vegetal costera subaérea (¿marisma?) relacionada con procesos de emersión intermitente. La ausencia de otras bioturbaciones podría deberse a la alta inestabilidad y baja predictibilidad de las zonas intermareales que evolucionan dentro de estuarios (Buatois *et al.* 2002). Las espículas de

esponja, que se asocian condiciones de salinidad más elevadas, es muy probable que hayan sido transportadas desde un ambiente marino abierto de plataforma. En *U2Bb* se evidencia un leve aumento en la energía y la profundidad, de acuerdo con la mayor frecuencia de episodios tractivos y la ausencia de trazas de raíces. La estructura ondulosa puede haberse desarrollado en una zona intermareal de transición entre las planicies de marea mixta (*mixed flat*) y fangosa (*mud flat*) (Dalrymple 1992).

Unidad 3 (U3). Consta de dos litofacies.

U3A – Se presenta en la parte inferior. Se trata de un estrato masivo compuesto por areniscas sabulíticas hasta guijosas, de color pardo grisáceo con un espesor variable entre unos pocos centímetros a escasos decímetros. El contacto basal es erosivo y suavemente ondulado (Fig. 2.45, SET 2) mientras que el límite superior es ondulado en algunos tramos.

U3B - Alcanza un espesor máximo de 0,80 cm. Aflora en superficie acuñándose hacia el lateral donde se presenta la litofacies gravosa U4 (Fig. 2.45a, flecha). Está integrada por pelitas arcillosas, aparentemente masivas y de color pardo amarillento claro (2.5Y7/3), con pasadas arenosas discontinuas en la mitad inferior que determinan una estratificación lenticular. Sus características y el contenido microfaunístico son similares a los de *U2Ba*. Por hallarse expuesta en superficie está penetrada por raíces actuales que se relacionan con un desarrollo edáfico incipiente aunque posee marcas de raíces fósiles.

Interpretación: U3A tiene las particularidades de un depósito mantiforme transgresivo residual, similar a U2A, donde el carácter duniforme del límite superior sugiere un modelado por oleaje. U3B puede ser interpretada en forma semejante que *U2Ba*, como representante de un ambiente intermareal estuarino superior. En este caso, la exposición de esta facies en superficie permite contrastar la interpretación estratigráfica con los rasgos geomorfológicos. Tal como puede observarse en la Figura 2.42 (recuadros con marco en color), existe una gran similitud entre la densidad y morfología de los canales de escurrimiento de marea de la marisma actual del estuario con los rasgos que posee la superficie de U3B.

Unidad 4 (U4) – Se la observa hacia un lateral del frente de explotación apoyando indistintamente sobre U2B o U3B mediante un contacto erosivo. En términos geomorfológico se trata de una espiga, compuesta por alrededor de 1,5 m de conglomerados matriz soportados dispuestos en estratos medianos con contactos netos. Están integrados por guijas bien redondeadas de entre 2 y 4 cm de tamaño, con un elevado número de individuos discoidales y matriz arenosa gruesa a sabulítica. En la parte inferior la estratificación inclina suavemente (~15°) al estuario pasando hacia arriba a paralela subhorizontal. Sobre la superficie se presenta un depósito de arena fina con 30 a 40 % de grava en la parte basal y de unos 0,50 m de espesor, sobre el que se desarrolla

un horizonte de suelo A de color gris debido al contenido de materia orgánica (Fig. 2.45b, A).

Interpretación El depósito documenta la progradación del frente de playa y la acreción vertical de unos de los cordones de la espiga, mientras que la discontinuidad erosiva de la base es propia de la acción de olas asociada a su origen. La significativa cantidad de arena que posee en superficie denota la probable existencia de una acumulación eólica sobre la espiga, lo que seguramente favoreció el arraigo de vegetación y el desarrollo edáfico.

Las unidades U2 y U3 registran la sedimentación ocurrida en un ambiente costero restringido dominado por mareas. Los fenómenos de hidromorfismo persistentes en todo el frente de la cantera, indican la actividad fluctuante del nivel freático que, en el contexto estratigráfico en el que se presentan, es muy probable que obedezcan a la dinámica de un acuífero costero regulado por los ciclos de marea.

Desafortunadamente se pudo acceder a un solo perfil, situación que dificultó la interpretación genética de las discontinuidades, hecho que de por sí es problemático en sectores marginales de una cuenca por la falta del necesario contarte de facies para su distinción. Se realizan a continuación algunas consideraciones acerca de lo observado, que por las razones apuntadas revisten el carácter de tentativo en lo referido a criterios de estratigrafía secuencial:

(a) La superficie que limita U1 posee claros indicios de exposición subaérea durante un lapso considerable y está cubierta por un depósito transgresivo residual (U2A). Por lo tanto la discontinuidad puede ser considerada como una superficie coplanar, que aunaría las superficies de erosión de nivel del mar bajo (*Surface of Lowstand Erosion*) y transgresiva (*Surface of Transgressive Erosion*) (*sensu Dalrymple et al.* 1992);

(b) El arreglo granocreciente del resto de U2, que se manifiesta en el reemplazo de estructuras lenticulares por ondulosas, junto a la desaparición de rizolitos hacia la parte superior, sugieren que se produjo una migración de facies hacia el continente en respuesta a un ascenso del nivel del mar. U2 podría estar representando en consecuencia a parte de un ciclo depositacional transgresivo.

(c) Respecto a la temporalidad de U2 y U3, que cuentan con un depósito transgresivo residual en la base, pueden plantearse dos hipótesis alternativas: i. "Ambas corresponden a transgresiones marinas diferentes". De ser así U2 se depositó durante la primera de las ingresiones marinas del sector y por lo tanto representa a la Unidad CIA I y

sólo U3 representa a la unidad aquí tratada (CIA II). En este caso parte del registro de CIA I e incluso la superficie de erosión de nivel del mar bajo habrían sido eliminadas por la transgresión siguiente. Bajo esta hipótesis sería difícil explicar lo reducido del registro de CIA II que sólo constaría de facies de planicie intermareal alta (U3B) asentadas sobre el depósito transgresivo residual. ii - "Ambas forman parte de la Unidad CIA II". Representarían a dos secuencias depositacionales relacionadas con dos pulsos transgresivos dentro de la misma transgresión. Esta hipótesis se acercaría más a lo que muestran las evidencias facial y geomorfológica. En términos paleogeográficos y morfológicos el *subnivel superior* de CIA II registra la máxima penetración de agua hacia el interior del continente y su posterior retiro. U2 sería el exponente de este ciclo transgresivo-regresivo aunque sólo consta en la sección estudiada de una asociación de facies transgresivas, las restantes habrían sido eliminadas por la erosión vinculada al siguiente pulso ingresivo. El exponente estratigráfico de este último sería U3, que claramente se corresponde con el *subnivel inferior* de CIA II. La posición geográfica de su límite interior indica que en esta oportunidad la penetración de agua fue mucho menor. Por su parte, la asociación facial de U3 representa un ambiente de depositación proximal muy cerca al contacto terrestre. Esta hipótesis permitiría explicar además la estrecha similitud en el contenido microfaunístico de U2 y U3. De acuerdo con esta interpretación cabe agregar, que estaría ausente en el perfil el registro perteneciente a la Unidad CIA I el cual habría sido eliminado por erosión.

Sector Oriental

Los afloramientos son elongados en sentido NNO-SSE conformando una franja de menos de 1 km de ancho que se posiciona a no más de 3 km del margen atlántico. Los rasgos morfológicos revisten características muy similares a las del *Sector Occidental*: una superficie llana de escasa pendiente, recorrida por numerosos arroyos de marea (*tidal creeks*) poco profundos, estrechos y de corta extensión, así como también geoformas de granulometría gruesa asociadas a pulsos locales de mayor energía.

Hacia el oeste se halla en contacto con diferentes unidades marino litorales y continentales más elevadas (PCL II, BF I, AP y PCL I). Hacia el este, limita con depósitos costeros más jóvenes con las que guarda una relación erosiva (PCL III y CIA III); excepcionalmente un pequeño tramo de la parte norte se encuentra en contacto con el relictos de barrera (EB), más antiguo. El ángulo noroccidental enfrenta al estuario, el límite es la prolongación hacia el este de la escarpa referida para el frente de la unidad en el *Sector Occidental*. Una estrecha faja de terreno preservada de la erosión que corre al pie del flanco norte de PCL II, permite observar la conexión que existe entre ambos sectores

(Fig. 2.42, flechas rojas). Por consiguiente existe un correlato altimétrico entre el *subnivel inferior* del Sector Occidental y el extremo norte del Oriental (~ 10 m). Esta última parte conforma una porción de terreno de planta triangular, cuya base rodea los flancos sur y este de BFII para estrecharse rápidamente hacia el sur en la medida que las cotas ascienden hasta alcanzar valores de 12 m, equiparables a las del *subnivel superior* (Sector Occidental). Estas cotas se mantienen constantes por unos 3 km para comenzar a descender paulatinamente hasta valores similares a los del extremo norte en inmediaciones del Chorrillo de los Frailes.

La distribución espacial de la red de paleocanales demuestra que el tramo topográficamente más elevado constituyó una divisoria para los sistemas de drenaje (Fig. 2.46 y 3.9). Aquellos con cabeceras en el alto y pendiente al norte se los ve conectados a

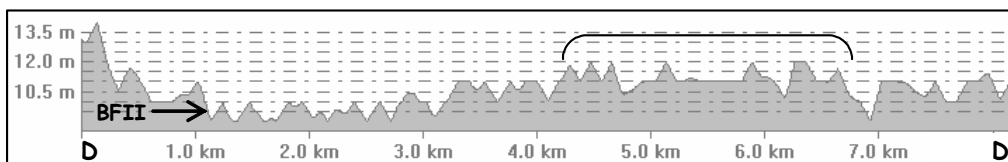


Figura 2.46. Perfil D-D', longitudinal a CIA II (Sector B), el corchete encierra el alto topográfico. Localización del perfil en la Fig. 2.41. (BF II: Bajofondo II)

paleocanales que describen una trayectoria semicircular alrededor de flanco sur de BF II, los cuales tenían un sentido de circulación antihorario (Fig. 2.37). Estos últimos también están morfológicamente relacionados con los drenajes procedentes de BF II. Por su parte, los paleocanales que tienen pendiente al sur poseen una dirección NO-SE, sin embargo el condicionamiento topográfico de este alto se pierde en la parte media del sector donde los drenajes adoptan una dirección transversal al eje de alargamiento de la unidad. En todos los casos culminan su recorrido en el resalto que constituye el límite oriental del afloramiento (Fig. 2. 47, véase también más adelante Fig. 2.53).

Al norte del Chorrillo de los Frailes es probable que se localizara un canal de marea mayor, con disposición longitudinal a la unidad y sentido de escurrimiento hacia el sur; la interpretación está sujeta a dudas en virtud que el sector se encuentra muy modificado por procesos morfogenéticos subaéreos (véase más adelante).

La litología de la unidad fue explorada en dos destapes someros (Fig. 2.48, puntos 96 y 506). En el punto 96, ubicado en el extremo norte, la sección cuenta con unos 2 m de potencia y consiste en una alternancia de pelitas arcillosas y pelitas limo-arenosas pardas dispuestas cíclicamente en capas muy delgadas, paralelas y levemente

ondulosas, que presentan marcas de raíces fósiles y actuales (Fig. 2.48a). La ritmicidad del depósito, la ausencia de contactos erosivos, la textura fina y la presencia de marcas raíces, sugieren que la sedimentación ocurrió en un ambiente intermareal de muy baja energía, probablemente muy cercano al nivel de alta marea (Choi y Park 2000) y con frecuentes períodos de exposición subaérea (marisma?). Si bien algunos ejemplos de ritmitas mareales se han dado para regímenes micro y mesomareales, en la mayoría de los casos se las cita para regímenes macromareales, por lo cual se asume que el régimen de marea era similar al actual durante la depositación.



Figura 2.47. Unidad CIA II – Sector B, al norte del Chorrillo de los Frailes. Demás explicaciones en el texto.
Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado y realizado. Fotografías INTA año 1968. Datos perfil topográfico: SRTM.

En el punto 506 localizado a varios kilómetros al sur del anterior, la potencia expuesta es cercana a 1 m y consta de una sucesión granodecreciente de estratos tabulares delgados y medianos dispuestos horizontalmente (Fig. 2.48b-c). En la base asoma un nivel muy friable compuesto por areniscas finas y muy finas con laminación

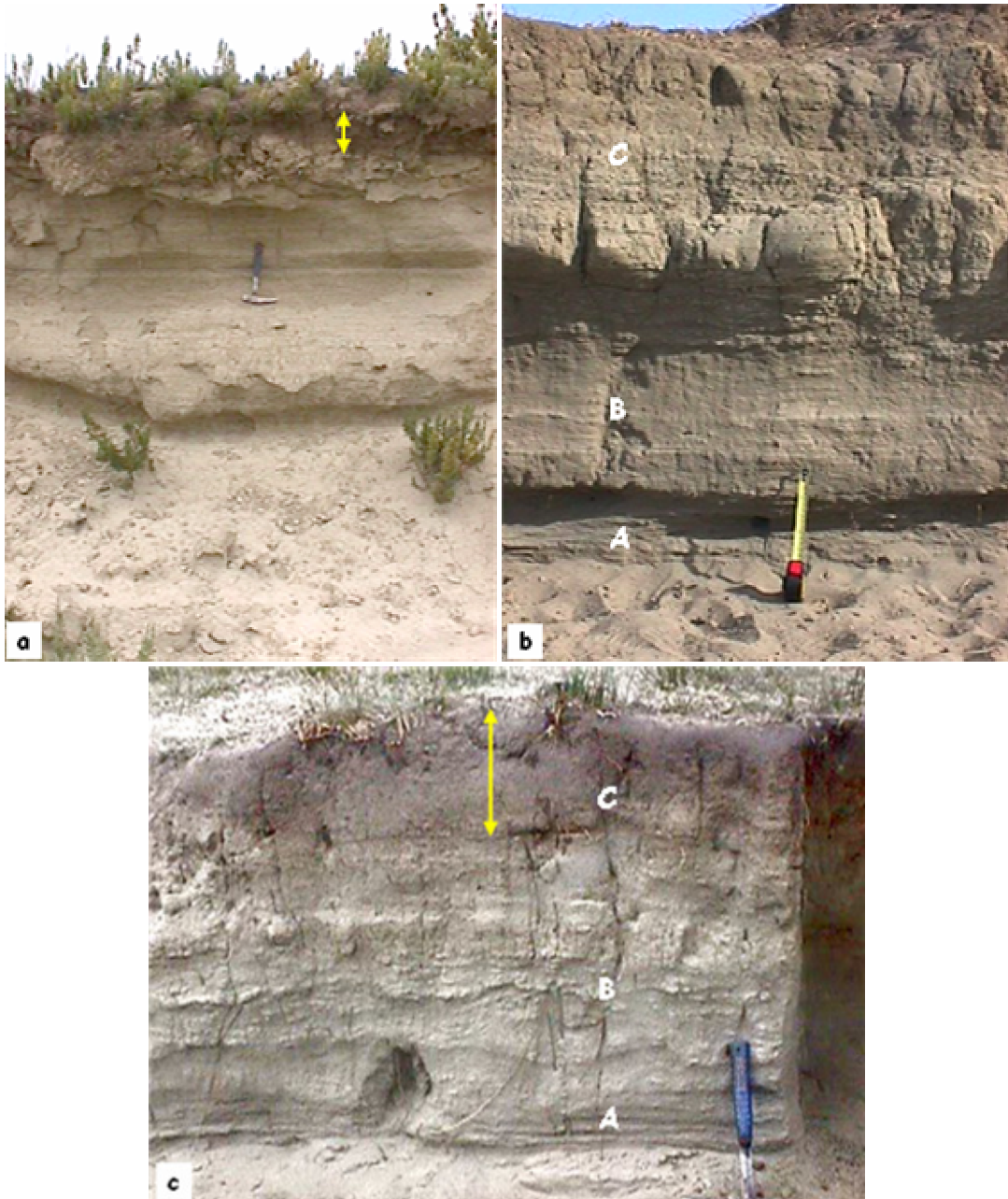


Figura 2.48. Unidad CIA II Sector B, perfiles estratigráficos. (a) Punto 96. Ritmitas. La flecha señala el suelo enterrado por depósitos eólicos vegetados. (b) y (c) Punto 506. (A) Niveles de areniscas laminadas horizontales localmente entrecruzadas, (B) Niveles heterolíticos con estratificación ondulosa. y (C) Ritmitas modificadas por pedogenéticas (Flecha amarilla). Escalas: Cinta: 20 cm; Piqueta: 33 cm.

horizontal y ocasionales niveles entrecruzados de pequeña escala (*ripple cross lamination*) (Litofacies A). Es seguido por varios niveles heterolíticos de areniscas y

pelitas algo más compactos que internamente presentan estratificación ondulosa (*wavy bedding*) (Litofacies B). En la parte superior de la sección, se presentan pelitas y areniscas pelíticas formando una sucesión rítmicamente laminada (Litofacies C). Se interpreta que la litofacies arenosa basal indica condiciones de depositación asociadas a corrientes tractivas de baja energía. Las dos litofacies heterolíticas que se presentan por encima muestran un progresivo aumento de pelitas en el sistema, evidenciando fluctuaciones en la energía del medio y una disminución de los fenómenos tractivos en detrimento de la depositación desde suspensiones. La sucesión en general puede ser vinculada con un ambiente restringido de carácter intermareal que estaría reflejando el proceso de agradación de una planicie de marea con aparición de facies más someras hacia el techo. Estas últimas son semejantes a las descritas en el primer destape (Punto 96).

La parte superior de ambos perfiles presenta modificaciones pedogenéticas. Se presenta oscurecida por materia orgánica relacionada con la evolución de un horizonte de *suelo* A de unos 0,10 m de espesor, por debajo del cual se halla un horizonte B textural incipiente con estructura prismática muy débil (Fig. 2.48a-c, flechas). Un manto irregular de arenas limosas eólicas de color gris cubre los perfiles, el cual es parcialmente fijado por la vegetación.

Las litofacies gruesas más significativas que se encuentran en este sector conforman cordones litorales gravoarenosos que se adosan al pie del flanco norte de la Unidad PCL II (Figs. 2.42, E y 2.49a). Forman una pequeña planicie cuyo frente rectilíneo denota fenómenos de erosión asociados a la circulación de corrientes procedentes desde el ámbito estuario que retrabajaron los materiales y los proyectaron hacia el cuadrante este bajo la forma de espigas. La de mayor magnitud adopta dirección al SE y se extiende a lo largo de casi 3,6 km (Fig. 2.49a, flechas). Una cantera de 3,5 m de profundidad ubicada en la parte central de la planicie de cordones alcanza los sedimentos finos sobre los que se apoyan los depósitos (Fig. 2.41, punto 95 y 2.49a-b). Los perfiles están dominados por una alternancia muy friable de conglomerado con matriz sabulítico arenosa y sabulitas, entre los que se ocasionalmente se intercalan conglomerados clasto sostenidos. El tamaño promedio de los cantos rodados oscila entre 3 y 4 cm y el máximo no supera los 10 cm. La estratificación es paralela con suave inclinación al NNE. Es probable que parte del material constitutivo de estas geoformas provenga de la destrucción los cordones litorales de la Unidad PCL II, la cual se encuentra visiblemente erosionada en ese flanco.

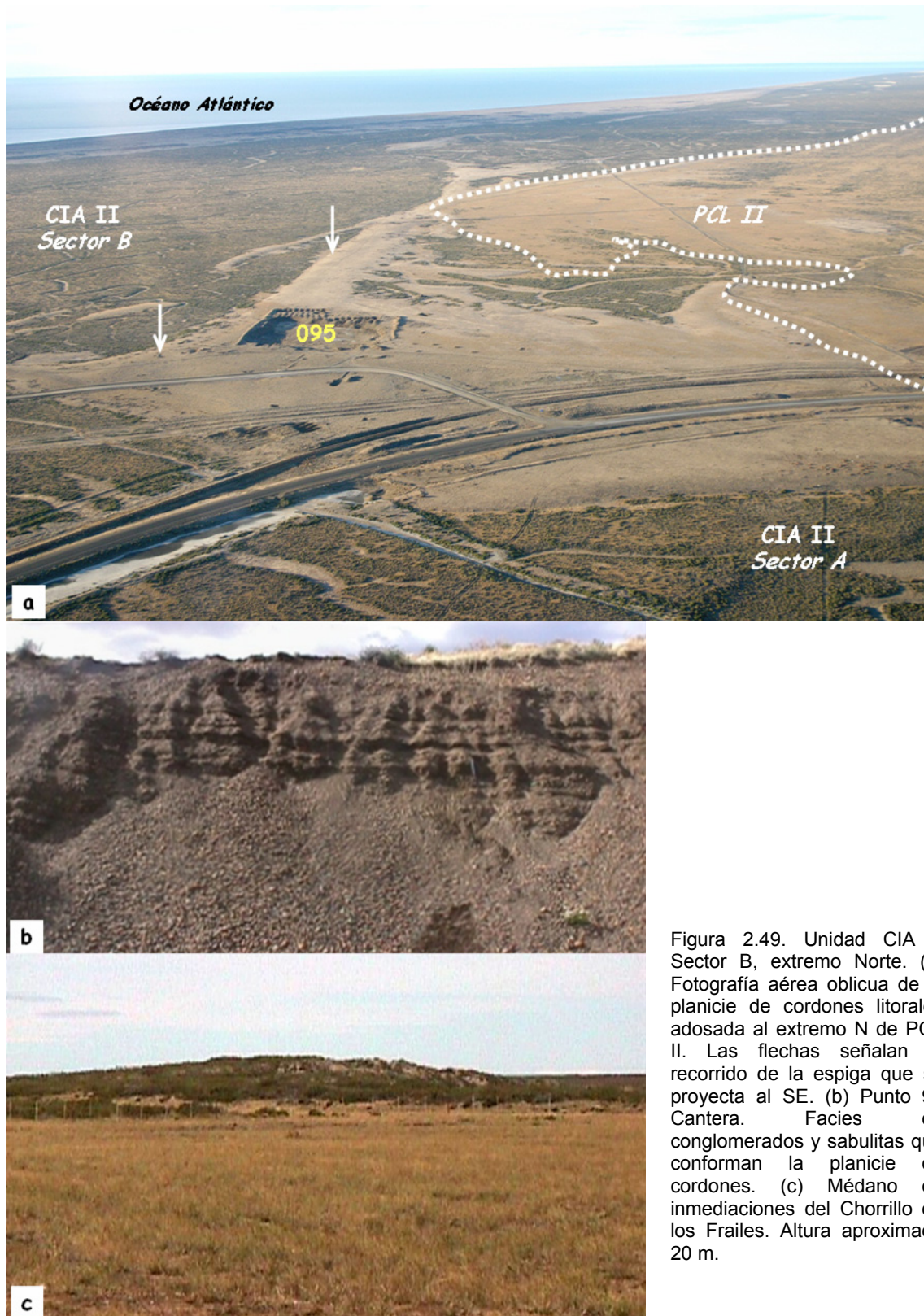


Figura 2.49. Unidad CIA II Sector B, extremo Norte. (a) Fotografía aérea oblicua de la planicie de cordones litorales adosada al extremo N de PCL II. Las flechas señalan el recorrido de la espiga que se proyecta al SE. (b) Punto 95 Cantera. Facies de conglomerados y sabulitas que conforman la planicie de cordones. (c) Médano en inmediaciones del Chorrillo de los Frailes. Altura aproximada 20 m.

Las evidencias morfoestratigráficas muestran que el *Sector Oriental* de la unidad, al menos durante las etapas finales de relleno y nivelación, evolucionó en forma independiente al norte y al sur del alto topográfico. Las características y distribución de los sistemas de drenaje y la dirección de crecimiento de las forma libres (espigas)

sugieren que la parte norte estuvo influenciado por la dinámica del estuario de Río Gallegos. El patrón de drenaje subcircular alrededor de BFII muestra la persistencia en el tiempo de la celda de circulación rotacional (Fig. 2.37).

Hacia el sur de la divisoria, la traza sinuosa que exhibe el frente de PCL II sugiere un modelado por corrientes dentro de un ambiente de circulación restringido (Fig. 2.29). De igual modo, los arroyos de marea orientados en su mayoría al este, indican su relación con un cuerpo de agua marginal. Sin embargo, no existen evidencias de elementos positivos en el paisaje actual que acompañen al flanco atlántico de la unidad. Lo expuesto induce a suponer que durante algún tiempo debió existir una barrera física que circunscribiera hacia el continente un cuerpo de agua donde se dieran las condiciones de sedimentación que sugieren las evidencias. Es posible que sólo haya quedado un relicto de dicha barrera representado por el pequeño afloramiento descrito como Unidad EB (véase SBFII/EB), cuyas características y posición serían consistentes con esta inferencia (Fig. 2.37, véanse apartados SBFII/EB y 3.3.7.1).

Durante los estadios iniciales de la evolución de este corredor marino el agua inundó los tramos inferiores de los cursos que allí desembocaban (ej.: zona Laguna El Mosquito) y amplió discontinuidades litológicas preexistentes (ej.: contacto PCL II / BF I) según lo demuestra la continuidad morfológica de la unidad hacia el interior de la paleocosta,. En relación con el Chorrillo de los Frailes se desarrollaron facies estuarinas las que aparecen formando planicies aterrazadas en ambas márgenes del curso inferior en continuidad topográfica con el intermareal costero.

Los procesos morfogenéticos que mayor incidencia tuvieron en el modelado posterior a la exposición subaérea del sector son resultado de la actividad eólica. Los que mejor se manifiestan derivan de fenómenos de acumulación a los que se vinculan médanos, cuerpos arenosos mantiformes irregulares y en general un manto limo arenoso sin forma detectable. Esta actividad ha afectado a toda la superficie adquiriendo rasgos particulares según las zonas.

Al norte, en los alrededores del punto 95, las morfologías cordoniformes están cubiertas por un manto de arena edafizado que localmente cobra entidad a través de pequeños médanos longitudinales (O – E). Más al sur, desde aproximadamente el punto 506 y hasta el Chorrillo de los Frailes, se extiende un médano de casi 6 km de longitud y 2 m de altura que acompaña el sentido de alargamiento de la unidad y oblitera la traza de lo que presumiblemente era un canal de marea principal (Fig. 2.47). Además de los rasgos mencionados, existe una gran profusión de depósitos de menor relevancia

asociados al vacío hidráulico generado a sotavento de las Unidades PCL II y BF I, cuyo mayor relieve actúa como barrera para los vientos del oeste. Estas acumulaciones a sotavento, ocurren en concordancia con importantes zonas de deflación situadas a barlovento de esos altos (*Sector Occidental* de esta unidad y *Sector Sudoriental* de CIA I).

En la margen norte del Chorrillo de los Frailes y fuera de la influencia de esta barrera, se eleva un médano vegetado de unos 20 m de altura que constituye el mayor exponente de acumulación eólica de toda el área de estudio (Fig. 2.49c). La fuente de aporte clástico se halla probablemente en los depósitos de planicie de inundación y niveles de terraza de este drenaje.

Más al sur se encuentra una acumulación algo menor aunque en este caso en estrecha asociación con el rasgo más significativo ligado a erosión eólica del sector. Los afloramientos de las Unidades PCL I al oeste y BF I al este enmarcan a la laguna El Mosquito, un bajo de régimen estacional de 1 km² de superficie que actúa como una cuenca endorreica al coleccionar el agua de escurrimiento de las zonas elevadas adyacentes (Fig. 2.41, punto 700). Su origen es resultado del accionar de procesos de deflación e hídrico-lagunares los que en forma combinada contribuyeron a profundizar y ampliar un antiguo drenaje con diseño meandroso cuya traza se ve plasmada en la planta de la cuenca (Fig. 2.50). Las características morfológicas de este drenaje así como las de su entorno, permiten relacionarlo con la evolución de un ambiente intermareal generado por la inundación de un valle fluvial preexistente.

La actividad eólica que intervino en la profundización del bajo generó a sotavento un depósito de unos 3 m de altura, cuya acumulación se vio favorecida por el relieve elevado de BF I (Fig. 2.50). La superficie se encuentra estabilizada en la actualidad por un manto continuo de vegetación predominantemente arbustiva, dominada por mata verde (*Lepidophyllum cupressiforme*), que crece sobre un *suelo* poco evolucionado. Los depósitos no muestran variaciones de color, ni de consistencia del material, ni discontinuidades verticales apreciables a escala del afloramiento. El análisis granulométrico por tamizado de cuatro muestras revela una constancia composicional con predominio de las fracciones limo y arcilla y una cola en arena fina (Fig. 2.50).

La cronología de esta acumulación pudo ser relativamente ajustada a partir de dos dataciones radiocarbónicas. El primero de los fechados procede de un nivel más o menos horizontal de restos óseos de guanaco (*Lama guanicoe*) enterrados a 1,65 m de profundidad para los cuales se obtuvo una edad de 3920 ± 70 años ¹⁴C AP [4104 - 4528

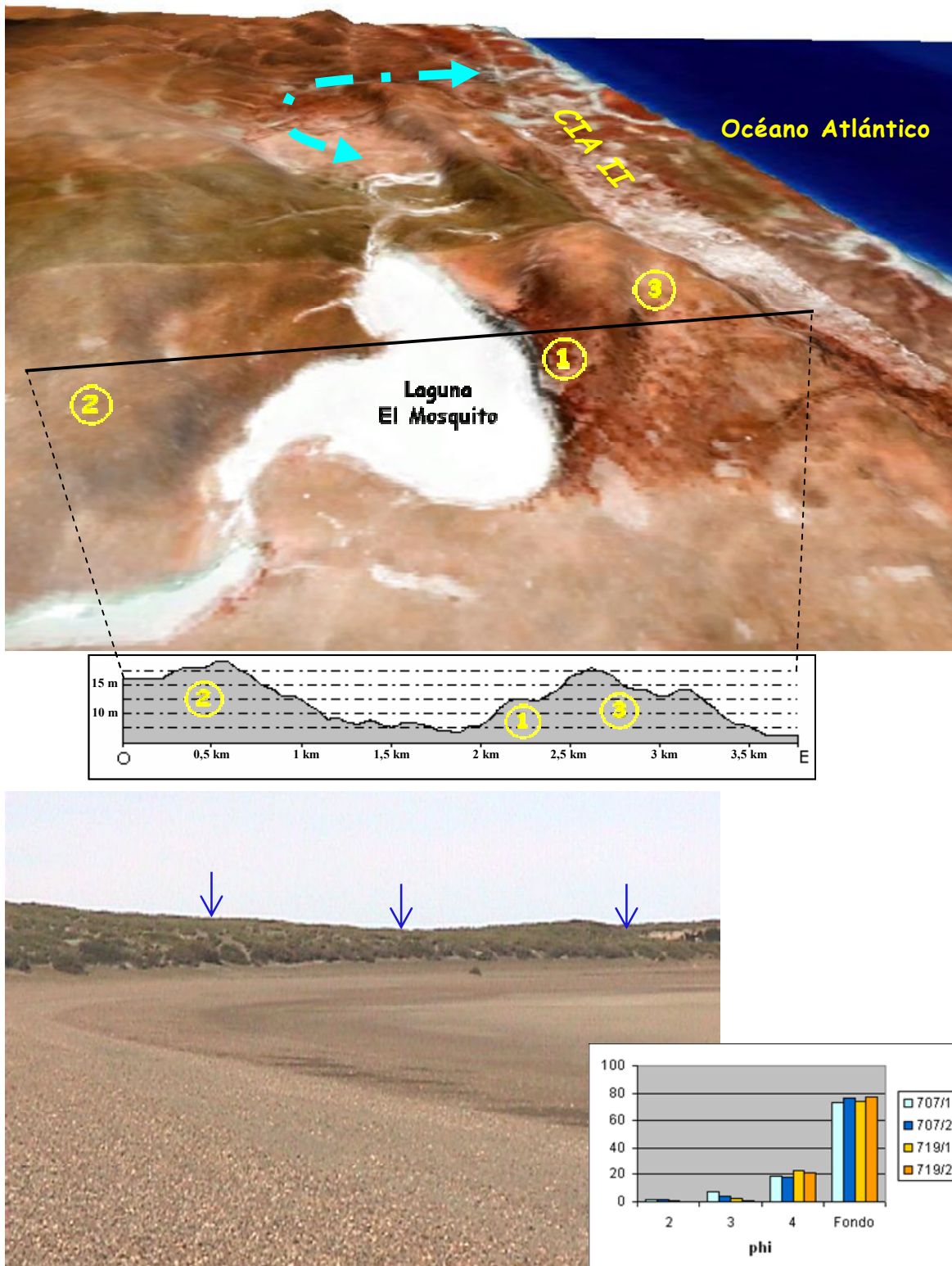


Figura 2.50. Unidad CIA II – Sector Oriental. Localidad laguna El Mosquito. Arriba: Modelo de elevación digital (datos SRTM) y perfil topográfico. Referencias: 1- Depósitos eólicos; 2- Unidad PCL I; 3- Unidad BF I. La flecha celeste indica la hidrodinámica del subambiente intermareal protegido por la Unidad BF I. Abajo: Vista del flanco oriental de la laguna, en primer plano cordones litorales al fondo depósitos eólicos vegetados (flechas) y gráfico de distribución de frecuencias de tamaño de grano de la acumulación eólica.

años cal. AP \pm 2 sigmas; LP-1643]. El segundo fue realizado sobre valvas de mejillones (*Mytilus sp.*) extraídas de otro horizonte ubicado a 0,65 m de la superficie topográfica que

aparecen físicamente asociadas a restos arqueológicos (artefactos líticos y fragmentos de carbón). La edad obtenida en este caso fue de 3490 ± 70 años ^{14}C AP [3672 - 4068 años cal. AP ± 2 sigmas; LP-1635]. Ambos resultados tienen un orden acorde con la posición estratigráfica de las muestras. El escaso espacio temporal que media entre las dos edades más la ausencia de superficies de discontinuidad marcadas sugieren que el depósito sería resultado de un evento depositacional más o menos continuo en el tiempo relacionado con un período de aridez. En las márgenes de la cuenca se presentan cordones litorales escalonados y espigas de composición gravosa que por el contrario indican épocas con condiciones de mayor humedad.

Consideraciones finales, relaciones estratigráficas y edad. Las características morfoestratigráficas de CIA II se condicen con las de un ambiente de depositación marino litoral de baja energía representado por planicies intermareales. Los depósitos del sector estuarino por su amplia distribución geográfica hacia el interior del continente, incluyen exponentes que representan el período de máxima inundación de la cuenca. Por lo tanto, puede establecerse una correspondencia temporal entre éstos y el sector central de punta Loyola (BF II) ($\sim 6,7$ ka AP). La parte final de la depositación, correspondiente al *subnivel inferior*, representaría la acreción subsiguiente a un último pulso transgresivo que fue acompañado por la proyección de espigas hacia el interior del ámbito.

El sector atlántico se desarrolló en relación con un cuerpo de agua de tipo albuférico generado al reparo de una barrera de gravas que existía a lo largo del litoral (Unidad EB). Los fechados obtenidos en la localidad laguna El Mosquito si bien no permiten enmarcar temporalmente a la unidad, contribuyen a confirmar su posición en la parte alta del Holoceno medio. Si se tiene en cuenta: (a) que la principal fuente de aporte clástico de la acumulación eólica que se ubica a sotavento de la referida cuenca tiene su origen en el proceso de deflación que condujo a su profundización y (b) que para que este proceso haya podido operar, la superficie del ámbito intermareal debió estar permanentemente expuesta al ambiente subaéreo, el fechado cercano a la base de la acumulación certifica que efectivamente CIA II empezó a evolucionar con anterioridad a ca. 4 ka ^{14}C AP.

Finalmente, sobre bases geomorfológicas y altimétricas se establece la correlación de CIA II con el nivel de terrazas estuarino que se preserva en la margen opuesta del estuario.

• Complejo Intermareal Ascendido III (CIA III)

Esta unidad guarda estrecha relación genética y espacial que el *Sector Occidental* de la Unidad CIA II, en cuanto se asocia también a la evolución del sistema albuférico del litoral Atlántico.

Distribución areal. Los depósitos de CIA III conforman una nueva franja de terreno llano contigua a CIA II con la que limita hacia el norte y oeste. Se extiende por unos 30 km en forma subparalela a la costa actual, prolongándose fuera de los límites del área de trabajo por algunos kilómetros más. Hacia el flanco atlántico se halla en contacto con los depósitos costeros recientes y actuales (Unidades PCL III y PA). Los anchos mínimo y máximo de afloramiento se dan en inmediaciones al Chorrillo de los Frailes.

Características morfoestratigráficas. El paisaje de la unidad corresponde al de una planicie llana y muy uniforme, con un aspecto superficial similar al de CIA II aunque desarrollada en un nivel topográfico inferior. La magnitud del resalto entre ambas unidades es de unos 2 m y su traza es sinuosa, consecuente con un modelado por corrientes dentro de ambiente protegido del mar abierto (Fig. 2.52a y Fig. 2.53, perfil). Recostados al resalto se hallan bancos de grava y espigas de corto recorrido con sus extremos libres proyectados hacia el sur. El frente atlántico en cambio, tiene una traza rectilínea resultado de procesos erosivos marinos que actuaron con anterioridad a la depositación de las unidades más modernas. Este diseño

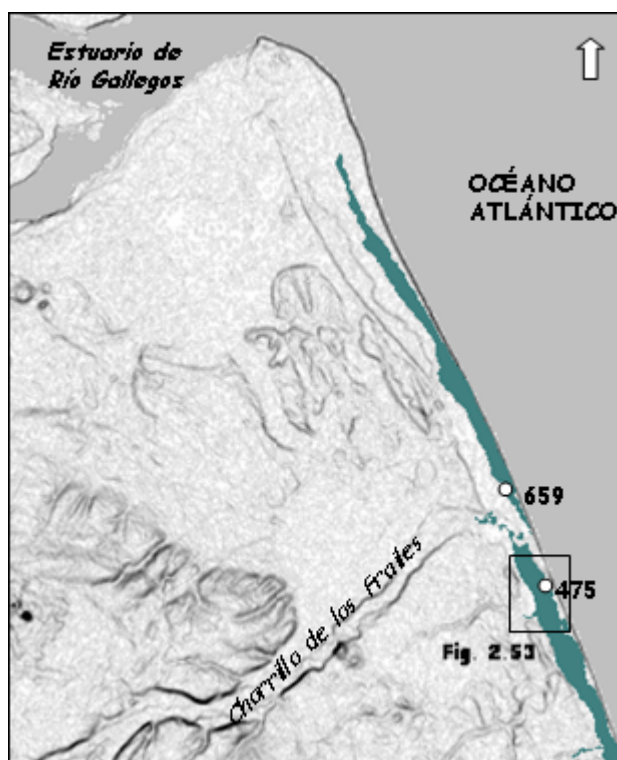


Figura 2.51. Croquis de ubicación de la unidad CIA III y localización de los sitios y subescenas mencionados en el texto.

es particularmente notorio en el tramo central, donde la unidad linda con los depósitos de playa, a cuyo fondo queda expuesta en pequeños acantilados (Fig. 2.47, flechas blancas). Estos últimos muestran a su vez signos de reactivación ligados a la dinámica costera actual. Otros fenómenos erosivos actuales resultan de fenómenos de sobrelavado a los que se asocian abanicos de gran extensión (Fig. 2.47, flecha roja).

Éstos se sitúan inmediatamente al norte del Chorrillo de los Frailes, sector donde la unidad expone un ancho de afloramiento de no más de 0,15 km.

En sentido longitudinal se verifica un descenso leve de las cotas, desde un promedio de 9 m (máximo 10 m) en la parte norte hasta algo menos de 8 m en el sur. También en ese sentido se advierten variaciones zonales en las características de los rasgos superficiales, los que no sólo son resultado de la morfogénesis original sino además de procesos subaéreos predominantemente eólicos y en menor medida hídricos que actuaron con posterioridad (véase más adelante).

Al norte del Chorrillo de los Frailes fueron levantados perfiles estratigráficos en un pequeño destape (Fig. 2.51, punto 659) y en los acantilados del fondo de la playa.

En el punto 659, el perfil tiene una sección cercana a los 2 m de potencia (Fig. 2.52a,b,c). La sucesión está integrada por una serie de estratos medianos, de tipo heterolítico, cuya principal estructura interna es la estratificación ondulosa (*wavy bedding*). Están compuestos por capas o láminas de composición areno-limosa color pardo amarillento, interestratificadas con arcillitas limosas de tonalidad algo más intensa. Localmente, se presentan niveles superpuestos que inclinan en dirección opuesta (*inclined heterolithic stratification*) entre los que se intercalan otros horizontales. El techo de la sección está dominado por el componente pelítico y las capas sólo desarrollan una débil laminación o bien se ven macizas a simple vista. La parte superior y los horizontes edáficos han sido removilizados por el laboreo.

La litofacies con estructura ondulosa evidencian condiciones de sedimentación con períodos alternantes dominados por corrientes en los que se generaron las óndulas areno-limosas, con otros de estancamiento en los que se depositaron los componentes arcillosos. Las capas inclinadas representarían la acreción lateral de puntas de barra originados por la migración de canales sinuosos, en tanto las horizontales responderían a la sedimentación en las áreas intercanal. Esta parte de la sucesión puede ser relacionada con el proceso de acreción de un ambiente de planicie de marea mixta (*mixed flat*). La parte superior estaría marcando una tendencia hacia condiciones de menor energía según lo registran las litofacies más finas, donde prácticamente están ausentes los fenómenos tractivos. Éstas se consideran resultado de sedimentación en un ambiente más somero, probablemente correspondiente a una zona intermareal superior (*mud flat*).

En los acantilados del fondo de la playa, que con mucho alcanzan los 0,50 m de altura, los sedimentos finos suelen aparecer interestratificados con gravas arenosas masivas (Fig. 2.52d). Se sugiere que la presencia de estos sedimentos gruesos podría

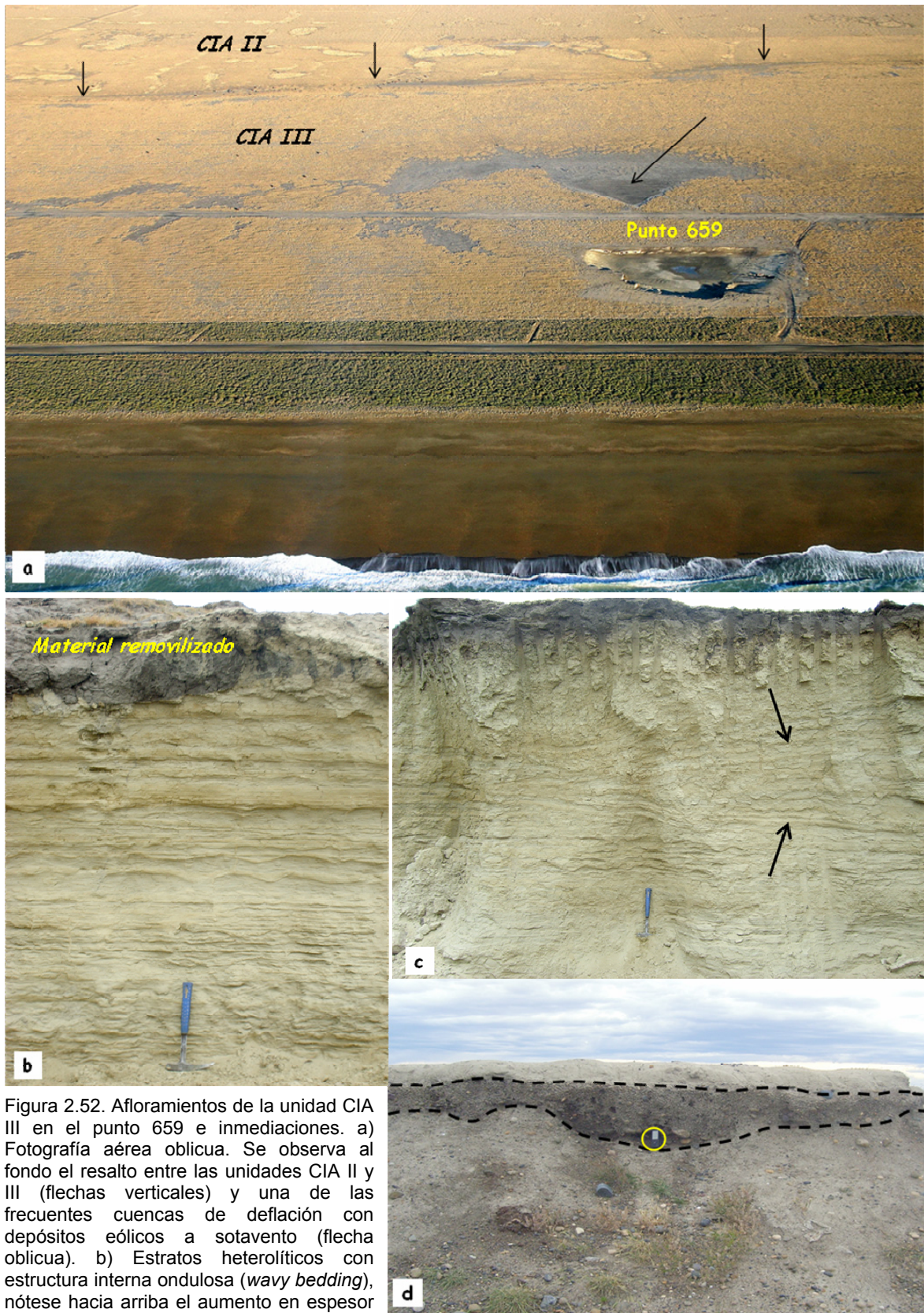


Figura 2.52. Afloramientos de la unidad CIA III en el punto 659 e inmediaciones. a) Fotografía aérea oblicua. Se observa al fondo el resalto entre las unidades CIA II y III (flechas verticales) y una de las frecuentes cuencas de deflación con depósitos eólicos a sotavento (flecha oblicua). b) Estratos heterolíticos con estructura interna ondulosa (*wavy bedding*), nótese hacia arriba el aumento en espesor de las capas arcillosas (tonalidad más oscura). c) Niveles con estratificación inclinada en direcciones opuestas (flechas) y estratos horizontales interpuestos. Escala: 33 cm.

d) Acantilado del fondo de la playa donde puede observarse material gravoso interestratificado con los depósitos de CIA III (línea de trazos negra). Escala: 12,5 cm (círculo).

tener algún tipo de vínculo con la dinámica de la espiga de barrera (EB) que limitaba a la unidad por el este, tal vez un depósito de sobrelavado o bien parte de la misma espiga.

Al sur del Chorrillo de los Frailes la unidad exhibe un ancho de hasta 1,6 km y está marginada al norte y sur por el tramo inferior de este curso (Fig. 2.53).



El río es altamente sinuoso en la primer parte de este tramo, drenando por un valle de fondo plano con varios niveles de terrazas pares que sólo están confinadas a este sector. En los últimos 1,5 km corre en forma paralela a la costa por detrás de una pequeña planicie de cordones de grava sujeta a la dinámica litoral actual (véase unidad Playa Atlántica). La margen opuesta es escarpada como resultado de la profundización del río y de la dinámica que tiene la zona de la desembocadura. Cuando esta parte del curso es inundada durante eventos inusuales de energía costera (tormentas combinadas con mareas extraordinarias), las fuertes corrientes que se desencadenan provocan el descalce de la base de la barranca promoviendo asentamientos y caída de bloques de CIA III, lo que permite observar buenos perfiles de la unidad (Fig. 2.54a-b). El proceso se



Figura 2.54. Fenómenos de remoción en masa recientes a lo largo de la margen derecha del Chorrillo de los Frailes. a) Vista hacia el norte, la flecha amarilla indica la barrera de gravas costera. b) Vista hacia el sur. La piqueta se apoya sobre una parte de la pileta de lodos desmoronada (Escala: 33 cm).

ve favorecido por la escasa induración de los materiales, por igual motivo las acumulaciones que se generan son transitorias. El rápido retroceso de esta margen da

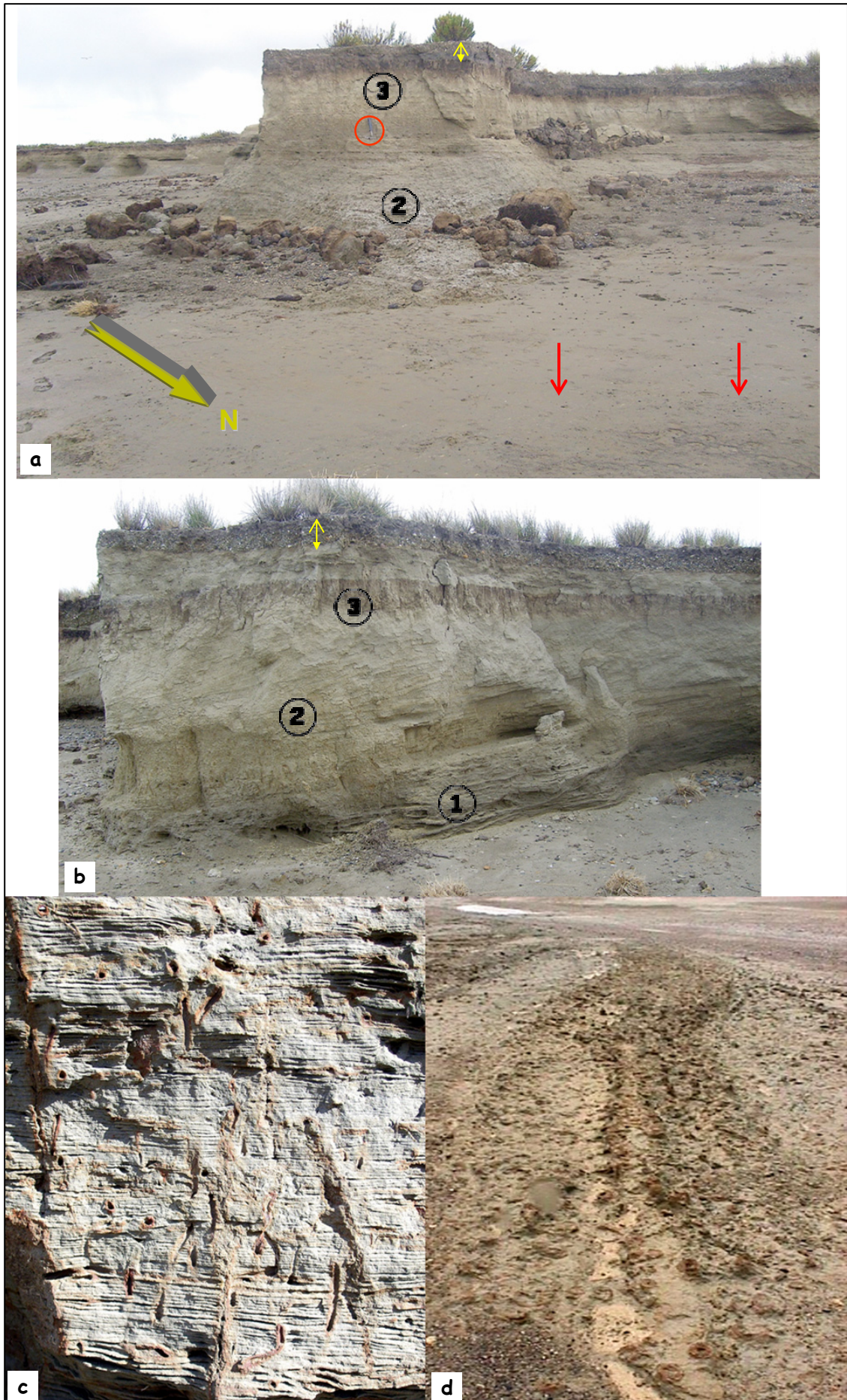
lugar a la aparición de una pequeña planicie de abrasión labrada en CIA III que es cubierta y descubierta alternativamente por los productos de la remoción en masa retrabajados y redistribuidos.

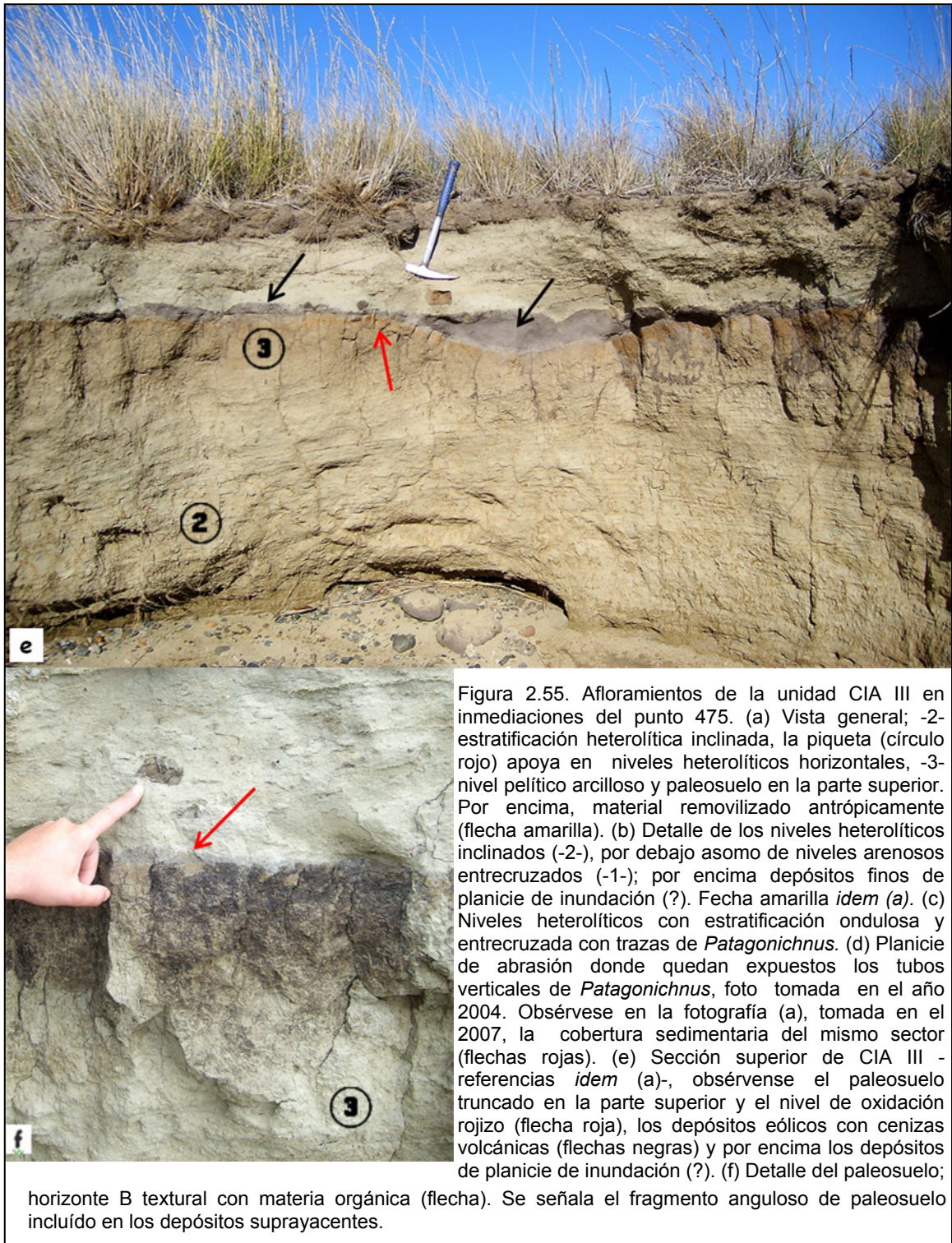
La caracterización estratigráfica fue llevada a cabo en los alrededores del punto 475, sector en donde la barranca cuenta con un desnivel cercano a 2,80 m (Figs. 2.51 y 2.55). La unidad se presenta en forma continua a lo largo del perfil aunque sin base visible, hallándose cubierta por otros niveles de distinta génesis de muy poco espesor y de aparición saltuaria.

CIA III se compone de una sucesión de estratos granodecrecientes dominados por litofacies heterolíticas psamíticas y pelíticas que en forma transicional pasan a pelitas arcillosas.

En la base de la exposición asoman en forma discontinua algunos niveles arenosos entrecruzados de pequeña escala, resultado de la migración de óndulas con crestas redondeadas, que denotan su asociación a flujos en más de una dirección; casi siempre se hallan cortinas de fango interpuestas entre los diferentes juegos (Fig. 2.55b,1).

La siguiente litofacies alcanza una potencia máxima visible de 1,80 m, es de color pardo amarillento y comprende paquetes compuestos por capas delgadas (cm) arenosas y pelíticas intercaladas. En función de la abundancia relativa de ambos términos y su disposición pueden reconocerse dos subniveles. En los dos primeros tercios domina la estructura interna ondulosa (*wavy bedding*) presentándose en forma subordinada algunas intercalaciones con entrecruzamiento ondulítico (Fig. 2.55, 2). En varios sectores las capas se presentan inclinadas respecto al límite superior de la unidad (*inclined heterolithic stratification*), con ángulos promedio de unos 12° tanto hacia el N como al S. La bioturbación es intensa y está dada por la presencia excluyente de una serie irregular e intrincada de tubos laminados concéntricamente con fuerte oxidación. Las trazas pertenecen al icnogénero *Patagonichnus* y representan la actividad de alimentación de organismos vermiformes gregarios (Olivero com. pers.). En tercio superior, la sucesión se compone de una alternancia rítmica de capas arenosas y arcillosas horizontales. Las primeras son de menor espesor y suelen mostrar una suave ondulación superficial. Le sigue en transición un depósito arcilloso color amarillo claro con laminación muy débil y discontinua, cuyo espesor varía entre 0,20 y 0,50 m (Fig. 2.55, 3). Presenta marcas de raíces fósiles que eventualmente penetran en las capas inferiores y otras que guardan





relación con la vegetación actual. El techo exhibe un paleosuelo de moderada evolución, visiblemente truncado por erosión. Se observa un horizonte con partición primaria prismática y secundaria en bloques (B textural), cuyos agregados muestran un tapiz pardo a gris parduzco en relación con el contenido de materia orgánica (BAb, 0,15 m). En algunos sectores, se observa por debajo un horizonte con tonalidad ocrácea (Bwb) o bien

el material parental indisturbado. Un nivel muy delgado y discontinuo de color anaranjado rojizo acompaña al nivel edáfico.

La asociación de litofacies de CIA III puede ser interpretada como representante de un ambiente de sedimentación de planicie de marea. El control ejercido por las mareas se refleja en las características de la sucesión heterolítica que denota la alternancia de períodos de corrientes con otros de estancamiento. La geometría de los niveles entrecruzados arenosos de la base es difícil de interpretar debido a lo errático de los asomos y a la ausencia del contacto inferior, no obstante muestran la influencia mareal a través de los tapices arcillosos y la evidencia de paleoflujos en más de una dirección. La estratificación inclinada del siguiente nivel sugiere un mecanismo de acreción lateral vinculado con el desarrollo de puntas de barra, que registran la migración de canales de marea meandrosos de relativa magnitud, cuyos ejes eran transversales a la paleolínea de costa (N-S). Por su parte, la presencia de trazas de *Patagonichnus* es consistente con el ambiente dado su hallazgo en marealitas de otras áreas costeras de Argentina (Olivero y López Cabrera 2005). Las características de este nivel se ajustan a los de un ambiente de planicie de marea mixta (*mixed flat*) (Reineck y Singh 1980; Dalrymple *et al.* 1992). El pasaje paulatino hacia depósitos rítmicamente laminados que culminan en pelitas arcillosas muestra la merma en el régimen de flujo a través de la desaparición de estructuras tractivas y la disminución granulométrica. Éstos caracterizarían el paso desde una zona intermareal superior de planicie fangosa (*mud flat*) hacia un ámbito supramareal (Choi y Park 2000). El nivel de paleosuelo en la parte superior y la bioturbación vegetal son indicios claros de la exposición subaérea de la unidad, asimismo denotan la existencia un período de estabilidad geomorfológica donde la sedimentación o erosión no incidieron al menos de una manera significativa (Krauss 1999). El paleosuelo muestra evidencias de condiciones oxidantes que incluyen materia orgánica con tonalidad parduzca y un horizonte Bw. Este último a pesar de tener un moderado contenido de cutanes de arcillas no alcanza a cumplimentar las exigencias de un horizonte argílico ya que no cuenta con cutanes intraped.

Sobre la superficie de erosión del techo de CIA III aparece esporádicamente un nivel limo arenoso gris, masivo, medianamente consolidado, de unos 0,15 m de espesor máximo, que contiene hasta un 20 % de trizas vítreas. Las características sedimentológicas y la geometría irregular del depósito sugieren que los materiales fueron transportados por el viento hasta la zona costera durante un evento de actividad del CVPA o eventualmente del arco volcánico argentino-chileno (Fig. 2.55e,f).

A continuación de este nivel o directamente sobre el paleosuelo, aparece un depósito pelítico arenoso de 0,20 m de espesor, color gris amarillento, masivo a débilmente laminado, que contiene algunos clastos muy angulosos de paleosuelo y muestra signos incipientes de pedogénesis. Su presencia es discontinua al norte del punto 475 y no fue observado hacia el sur. Tentativamente se lo asigna a facies de planicie de inundación del Chorrillo de los Frailes. La superficie está coronada por una delgada cobertura areno limosa gris de origen eólico que sustenta la vegetación actual.

Los rasgos morfológicos son acordes con la información paleoambiental que provee la parte superior de las secciones observadas. La superficie está recorrida por una densa red de canales afuncionales de hábito meandroso a sinuoso, asimilables morfológicamente a los arroyos de marea (*tidal creeks*). La gran mayoría se dispone en forma aproximadamente transversal al sentido de alargamiento de la unidad, con direcciones de escurrimiento hacia el cuadrante este. La forma abrupta en que se interrumpe su recorrido en el acantilado del flanco oriental o bien el truncamiento de meandros que exhiben aquellos cuya traza es longitudinal, ponen en evidencia la erosión que experimentado los afloramientos en el frente atlántico.

Los efectos de la deflación son intensos a lo largo de toda la superficie y enmascaran en muchos sectores los rasgos morfológicos originales. Esta actividad se manifiesta a través de pequeñas y numerosas cuencas poco profundas, alargadas en sentido N - S, con el flanco oeste relativamente recto y el este con un diseño digitado asociado a la acumulación del material proyectado de los mismos (Fig. 2.52a). Por lo general tienen un patrón de distribución alineado, sugiriendo algún tipo de control morfológico previo. Su ubicación coincide con zonas deprimidas (~ 2 m) de un par de decenas de metros de ancho que se desarrollan en sentido longitudinal a la unidad, las cuales se interpretan como antiguos canales de marea principales (Figs. 2.47, flechas anaranjadas y 2.53, perfil y flechas anaranjadas). La más destacada acompaña la traza del resalto con la unidad CIA II.

Un canal con características atípicas atraviesa de oeste a este la unidad a lo largo del límite sur del área de estudio. Éste, experimenta la inundación del tramo inferior durante tormentas y/o mareas extraordinarias cuando el agua sobrepasa la barrera de gravas costera. Eventualmente durante estos eventos queda confinada a la parte posterior de la barrera una pequeña albufera que perdura hasta que el agua percola lentamente hacia el mar a través de las gravas (Fig. 2.56, flecha amarilla). La penetración de agua se ve posibilitada por la profundidad del drenaje, hecho que puede ser vinculado con la actividad fluvial que sobreimpuso sus caracteres según lo registra un pequeño

nivel de terrazas. El origen de estas últimas es probable que obedezca a fenómenos de erosión del frente atlántico de la unidad, lo que produjo un acortamiento del sistema y dio lugar a su rejuvenecimiento.



Figura 2.56. Unidad CIA III. Fotografía aérea oblicua al sur del Chorrillo de los Frailes. Canal de marea fluvializado de la Unidad CIA III, el curso inferior es inundado durante eventos marinos de energía inusual. A: albufera transitoria; B: barrera de cordones litorales originados por la deriva litoral actual.

Consideraciones finales, relaciones estratigráficas y edad. Las características morfoestratigráficas de CIA III se corresponden con las de ambientes litorales poco profundos y de baja energía afectados por mareas de amplio rango. Los depósitos reflejan la somerización del sistema permitiendo ver el paso de un ambiente intermareal intermedio hasta uno supramareal con evidencias concluyentes de exposición subaérea. Se considera que esta unidad se relaciona con una etapa posterior de evolución de la albufera costera en donde previamente se depositaron las facies intermareales de CIA II (*Sector Oriental*). Más dificultoso resulta reconstruir las condiciones hidrodinámicas dentro de este ambiente debido a la superposición de rasgos morfogénicos posteriores a la depositación y fundamentalmente por la drástica reducción del ancho. Este último aspecto está bien documentado por el truncamiento del sistema de drenaje hacia el flanco atlántico de la unidad.

En la parte septentrional, CIA III se presenta cubierta por un delgado depósito gravoso cordoniforme que se describe más adelante como Unidad PCL III. Según un

fecha radiocarbónica se considera que el inicio de la progradación de los cordones es cercano a los 1,6 ka AP., edad que a su vez proporciona un mínimo temporal para la génesis de la Unidad CIA III.

Por último, se propone en forma tentativa una correspondencia temporal entre CIA III y la parte superior de la Unidad CIE del estuario (segmento *supramareal -c-*) sobre la base de la relación espacial de los depósitos de ambas, respecto al resalto al cual se adosan (véase apartado 3.3.7.2).

• Complejo Intermareal Estuárico (CIE)

Los depósitos de esta unidad conforman un extenso ambiente intermareal cuya génesis se asocia a la dinámica reciente y actual del estuario de Río Gallegos. Se trata de una planicie de marea y una marisma, sistemas costeros morfológicamente relacionados característicos de costas meso y macromareales que se desarrollan en sectores protegidos del oleaje mar abierto, tales como bahías y estuarios, en donde la depositación prevalece sobre la erosión (Pethick 1992). Las marismas se originan cuando en la parte superior de una planicie de marea (*mud flat*) se acumulan sedimentos finos hasta un nivel en el cual las primeras especies vegetales tienen la capacidad de poder colonizarla. Para que ellas sobrevivan y evolucionen, parte de los sedimentos llevados por las aguas durante pleamar debe ser atrapado por las plantas e incorporado al sustrato. En consecuencia, las marismas son ecosistemas que constituyen la última instancia en la nivelación y relleno de una depresión costera (Frey y Basan 1985), previa a la formación de áreas supramareales (Perillo *et al.* 1996).

Distribución areal. Se sitúa en la margen sur del estuario en posición aledaña a la boca. Ocupa la entrante costera denominada bahía Loyola, enmarcada por la punta homónima en el NE y por punta Hamilton en el SO. Cuenta con unos 8 km de largo en sentido NE-SO y alrededor de 3,5 km de ancho en bajamar, abarcando una superficie cercana a los 26 km² (Fig. 2.57). Hacia el continente, termina abruptamente en una pequeña escarpa de unos 2 m de altura, labrada en el frente de la Unidad CIA II, complejo intermareal más antiguo que se extiende por varias decenas de kilómetros hacia el sureste (Figs. 2.42 y 2.58). Aguas arriba del área de estudio se prolonga en forma más o menos continúa a lo largo de ambos márgenes del estuario del río Chico. En el tramo estuarino correspondiente al río Gallegos se la encuentra exclusivamente en la margen sur; en la margen opuesta donde predomina la erosión, sólo se presenta en

sectores protegidos por pequeñas espigas y en la entrante costera al pie de punta Bustamante.

Características morfoestratigráficas. La mayor parte del complejo se desarrolla dentro de la zona intermareal, entre la baja y la alta marea, y sólo la parte topográficamente más elevada y alejada de la línea de costa reviste las características del un ámbito supramareal. Morfológicamente se trata de una planicie con suave pendiente hacia el estuario surcada por una vasta red de canales y arroyos de marea (*tidal creeks*), donde un ecosistema de marisma (*salt marsh*) representa la parte interna y vegetada de la zona intermareal. En los flancos de la unidad se presentan espigas gravosas que crecen en dirección al continente tanto desde punta Loyola como desde las inmediaciones de punta Hamilton.



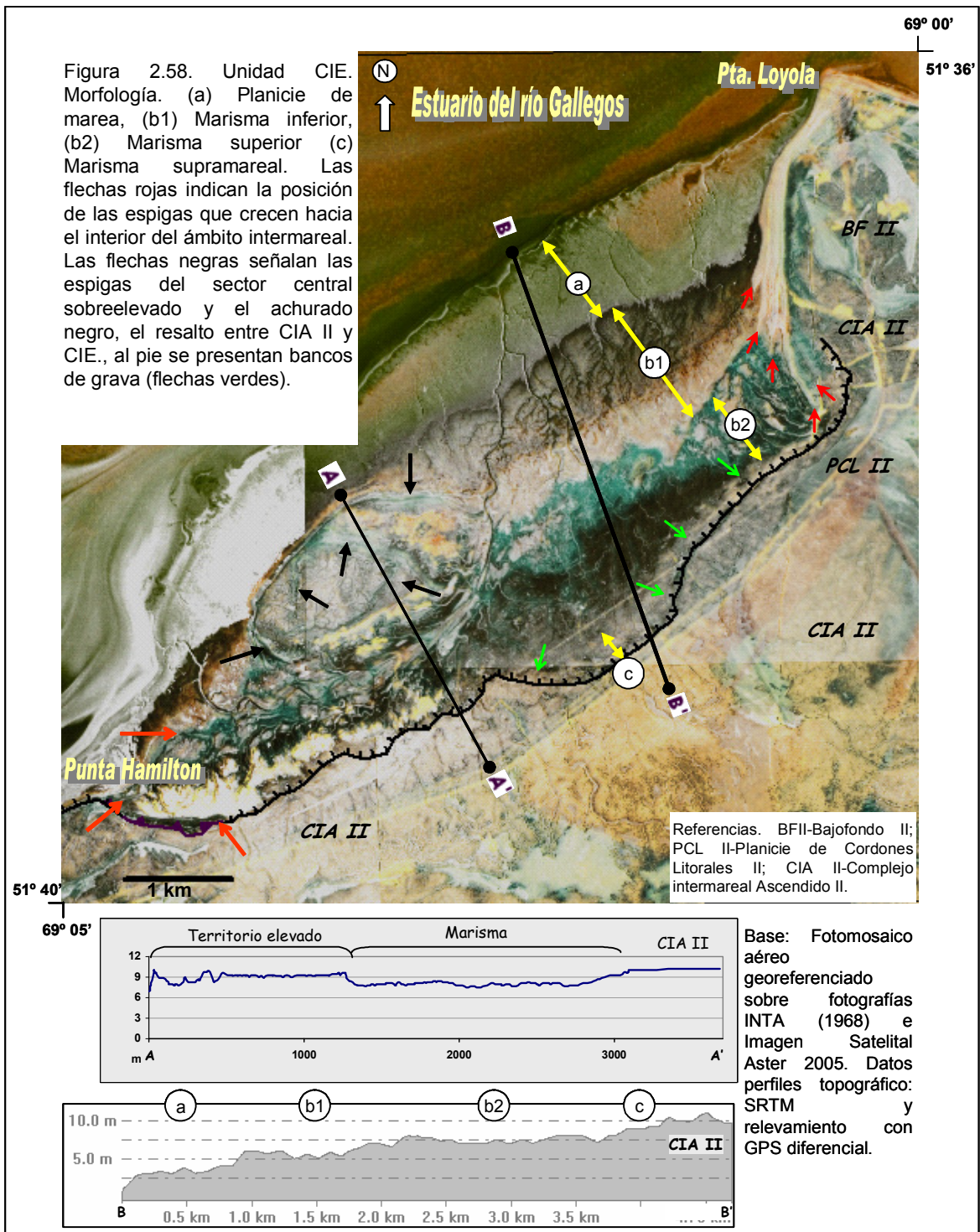
Figura 2.57. Croquis de ubicación de la unidad CIE y localización de los sitios mencionados en el texto.

En la parte central se destaca un pequeño territorio sobreelevado entre 2 y 3 m por encima de la planicie circundante desafectado de la dinámica de marea actual. El perfil A-A' (Fig. 2.58) muestra la altimétrica de este sector en relación con el resto de la unidad. Su superficie exhibe una morfología compleja, compuesta por espigas de grava con una disposición semejante a una espiral entre las que se interponen zonas llanas con canales de marea (Fig. 2.59a). En el frente expuesto al estuario se desarrollan facies gravosas de playa coronadas por médanos de relativa magnitud en la parte posterior (Fig. 2.59b-c).

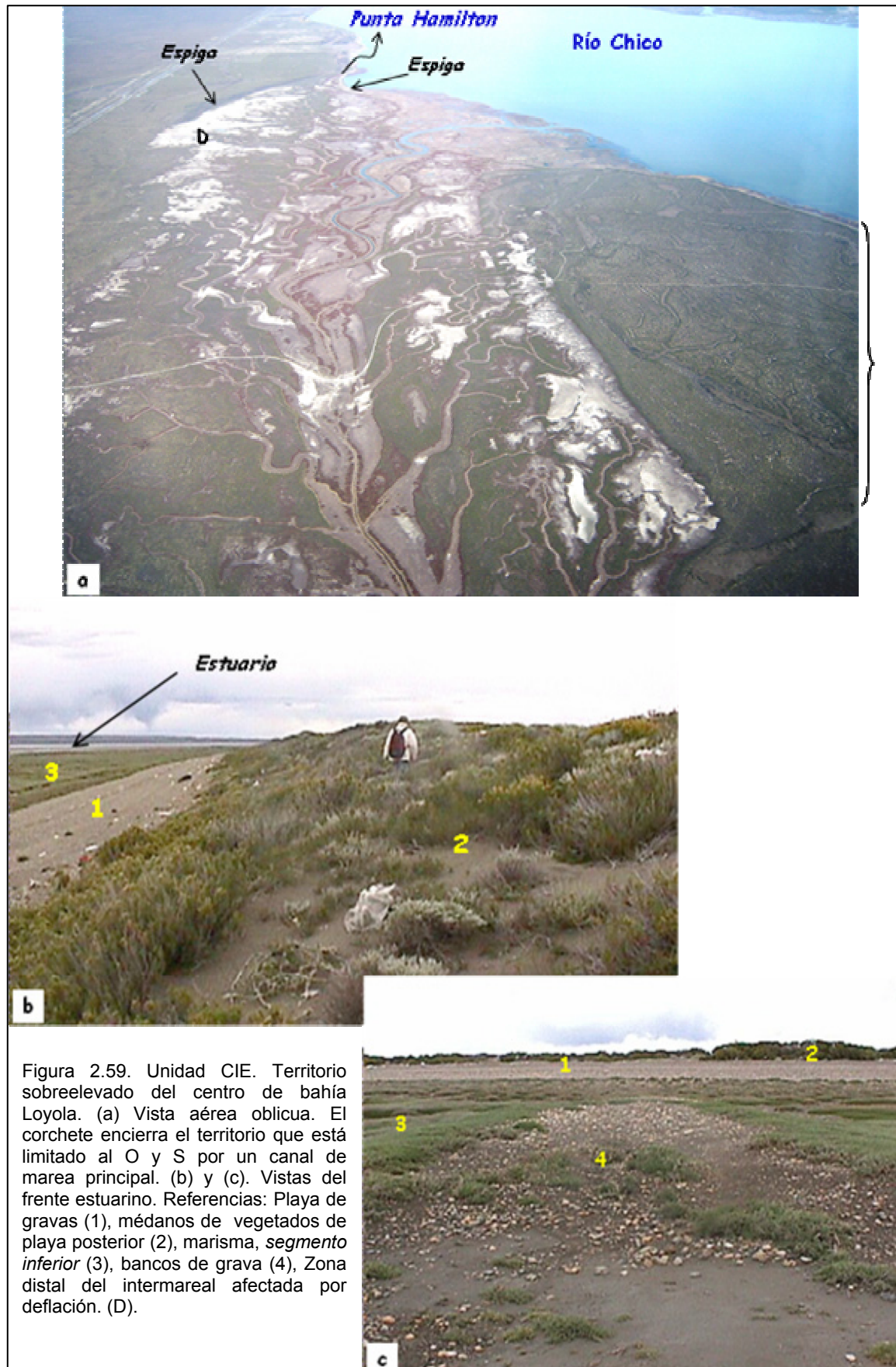
La sedimentación de la unidad tiene lugar en un ambiente físicamente gobernado por la acción de las mareas con influencia del oleaje, sobretudo el generado en el interior del estuario, y los fuertes vientos del oeste (Melo *et al.* 1998, en Piccolo y Perillo 1999).

La planicie puede ser subdividida en tres subambientes principales: (a) *planicie de marea* que ocupa la parte baja de la zona intermareal (b) la planicie de marea vegetada o *marisma*, que se desarrolla por encima de nivel medio de mareas de pleamar (~6 m) y c)

marisma supramareal, permanente expuesta a condiciones subaéreas. Las relaciones topográficas y morfología de los tres subambientes se observan en la Figura 2.58.



(a) La planicie de marea expone durante la bajamar un ancho máximo cercano a 0,9 km en la parte media con mínimos 0,2 km en vecindad de las puntas Loyola y Hamilton. Durante estos lapsos quedan al descubierto amplios sectores con escaso



relieve relativo surcados por unos pocos canales mayores portadores de importantes caudales durante el reflujó de la marea. En su mayoría tienen hábito meandroso con una

típica forma de embudo en la desembocadura donde alcanzan unos 20 m de ancho. Poseen pocos tributarios que progresan aguas arriba hacia el ámbito de la marisma. En la parte más baja, las áreas intercanal están recorridas por una densa red de canalículos prácticamente rectos, poco profundos y muy estrechos (0,5 a 2 m) (Fig. 2.60, A). Más arriba, presentan un diseño sinuoso con frecuentes pozones u olladas (*pans*) alargadas jalonando su recorrido en donde el agua permanece cuando la marea se retira (Fig. 2.60, B). Estas depresiones tienen escasas decenas de metros de largo y algunos decímetros de profundidad. El análisis multitemporal de fotografías aéreas de los años 1968 y 1999 del sector nororiental, muestra como el primer tipo morfológico de canalículos parece evolucionar en el segundo a medida que progresa la acreción (Fig. 2.61a). También se observa que durante el mismo lapso los canales mayores vieron acortado su curso en el tramo inferior por estrangulamiento de meandros (Fig. 2.61b).

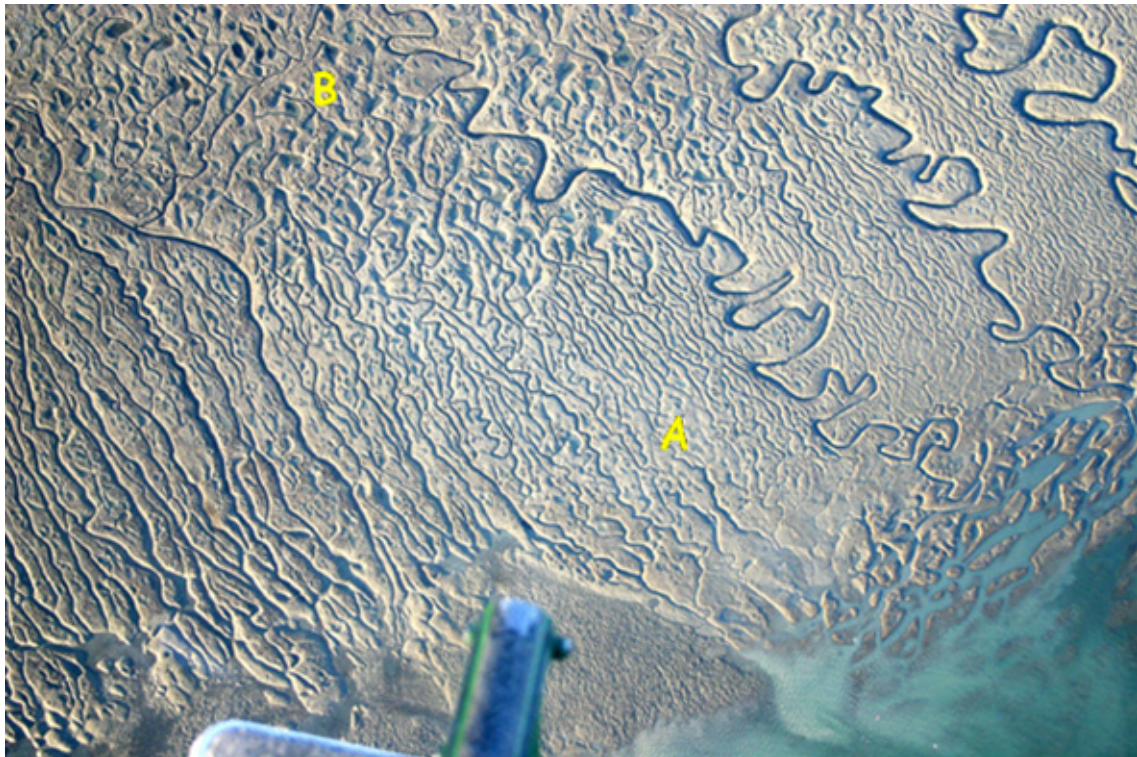


Figura 2.60. Unidad CIE. Vista aérea oblicua de la planicie de marea de bahía Loyola. Obsérvense en las áreas intercanal del sector A, el hábito recto a sinuoso de los canalículos y en B el hábito meandroso y las numerosas olladas (*pans*).

La sedimentología es compleja, la capa superior de sedimentos (0,50 m) es limo-arcillosa y contiene abundantes cantos rodados redondeados cuyo diámetro medio es de 2 a 15 cm (Perillo *et al.* 1996). Localmente suelen encontrarse *bancos de grava* de entre 0,15 a 0,30 m de alto, desprovistos de material fino.

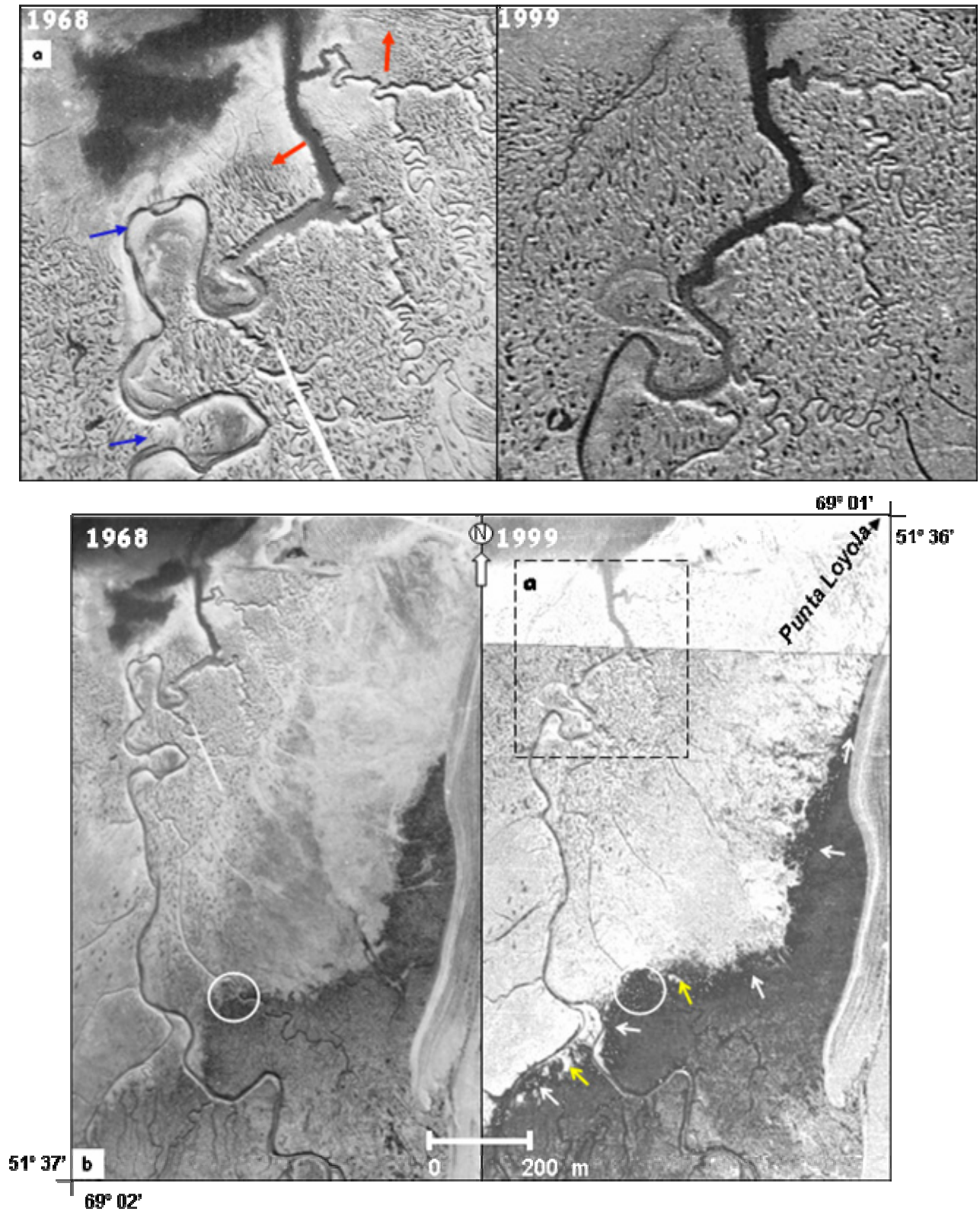


Figura 2.61. Sector nororiental de la unidad CIE. (a) Ampliación del recuadro en (b). Compárese la parte superior de ambas fotografías donde numerosas olladas (*pans*) se desarrollan en los canalículos de marea, nótese en particular los sectores señalado por las flechas rojas, rectos en 1968. Las flechas azules indican las modificaciones más relevantes en la trayectoria de un canal de marea principal. b) Las flechas blancas y los círculos enfatizan el avance del frente de la marisma. Las flechas amarillas muestran las olladas o pozones secundarios. Base: Fotografía aérea año 1968 INTA y Fotomosaico aéreo SHN año 1999.

(b) En la *marisma* pueden reconocerse dos segmentos: inferior (b1) y superior (b2).

(b1) El *segmento Inferior* queda completamente sumergido durante las pleamares, alcanza un ancho máximo de 1,5 km y su superficie presenta un manto continuo de vegetación halófila dominado por la especie subarbusciva jume (*Salicornia ambigua*) (Fig. 2.62a,b). Los canales mayores son continuidad de los que surcan la zona intermareal baja aunque aquí, conforman pequeñas redes dendríticas debido al notable aumento en el número de tributarios (*tidal creeks*) (Figs. 2.58 y 2.62b). La presencia de pozones



Figura 2.62. Unidad CIE. (a) Vista de la marisma inferior dominada por la especie halófila *Salicornia ambigua* en primer plano, las flechas marcan el límite con la marisma arbustiva. (b) Arroyo de marea (*Tidal creek*) en la marisma inferior.

alargados e interconectados es también conspicua en las áreas intercanal. La mayoría de las teorías consideran que los arroyos de marea en las marismas son rasgos heredados del estadio previo de planicie de marea, los cuales evolucionan por erosión retrocedente aunque otras veces pueden quedar endicados o totalmente aislados (Chapman 1960; Wells 1995; entre otros). Perillo *et al.* (1996) propusieron un nuevo mecanismo para la

formación de los arroyos de marea a partir de las observaciones en la marisma bahía Loyola, sugiriendo que se inician por la interconexión de pozones primarios a través de abras originadas por la acción erosiva conjunta del viento y el oleaje. Vilas *et al.* (1999) proponen algo similar, en este caso para el intermareal de bahía San Sebastián. Las fotografías aéreas muestran que entre 1968 y 1999 el frente de la marisma migró hacia el estuario resultando en una progresiva colonización de la planicie de marea con plantas halófitas (Fig. 2.61b). Este proceso fue acompañado por la formación de olladas secundarias en los canales, cuyo origen obedecería a la subdivisión de las olladas primarias (véase *planicie de mareas*) ante el crecimiento de vegetación (Chapman 1960). En este segmento de la marisma es común la presencia de *bancos de grava* que se sugiere son rasgos heredados del estadio de planicie de marea (Fig. 2.59c).

(b2) El *segmento superior* tiene cerca de 1 km de ancho máximo y solamente la parte más baja es inundada en su totalidad durante mareas extraordinarias. La cobertura vegetal es más variada, la mata verde (*Lepidophyllum cupressiforme*) conforma un denso matorral entre los que crecen el coirón (*Festuca gracillima*) y otras gramíneas como *Griceda*. La *Salicornia* se encuentra presente aunque restringida a los canales de marea y sus adyacencias debido a la penetración diaria de la marea por esas vías y sus eventuales desbordes (Fig. 2.63a). Las áreas intercanal más alejadas, presentan parches de sustrato desnudo y agrietado. En estos espacios es relativamente frecuente el hallazgo de material lítico arqueológico de dimensiones regulares y de microlascas (< 10 mm) (Fig. 2.63b).

(c) En la parte posterior de la unidad se ubica una zona netamente *supramareal* que está separada de la marisma activa por un pequeño desnivel de unos 0,40 m. Tiene forma semilunar y un ancho que no supera los 0,3 km. La superficie está vegetada por las especies ya descritas a excepción de *Salicornia* que está ausente. Si bien la cobertura es bastante densa en la mayor parte, en el sector suroeste se presentan amplios espacios de sustrato desnudo sobre el que se desarrollan un sinnúmero de pequeñas cuencas de deflación a las que se asocian dunas de arcilla a sotavento (Figs. 2.59a y 2.63c-d). En la parte distal del segmento y al pie del resalto que constituye el límite con la Unidad CIA II, se presentan algunos *bancos de grava* con escasa matriz arenosa gruesa parcialmente vegetados (Fig. 2.58). Éstos se habrían depositado a expensas de pulsos de alta energía en las fases iniciales de la evolución este del ámbito. Los conjuntos arqueológicos aquí presentes tienen las mismas características que los descritos previamente.

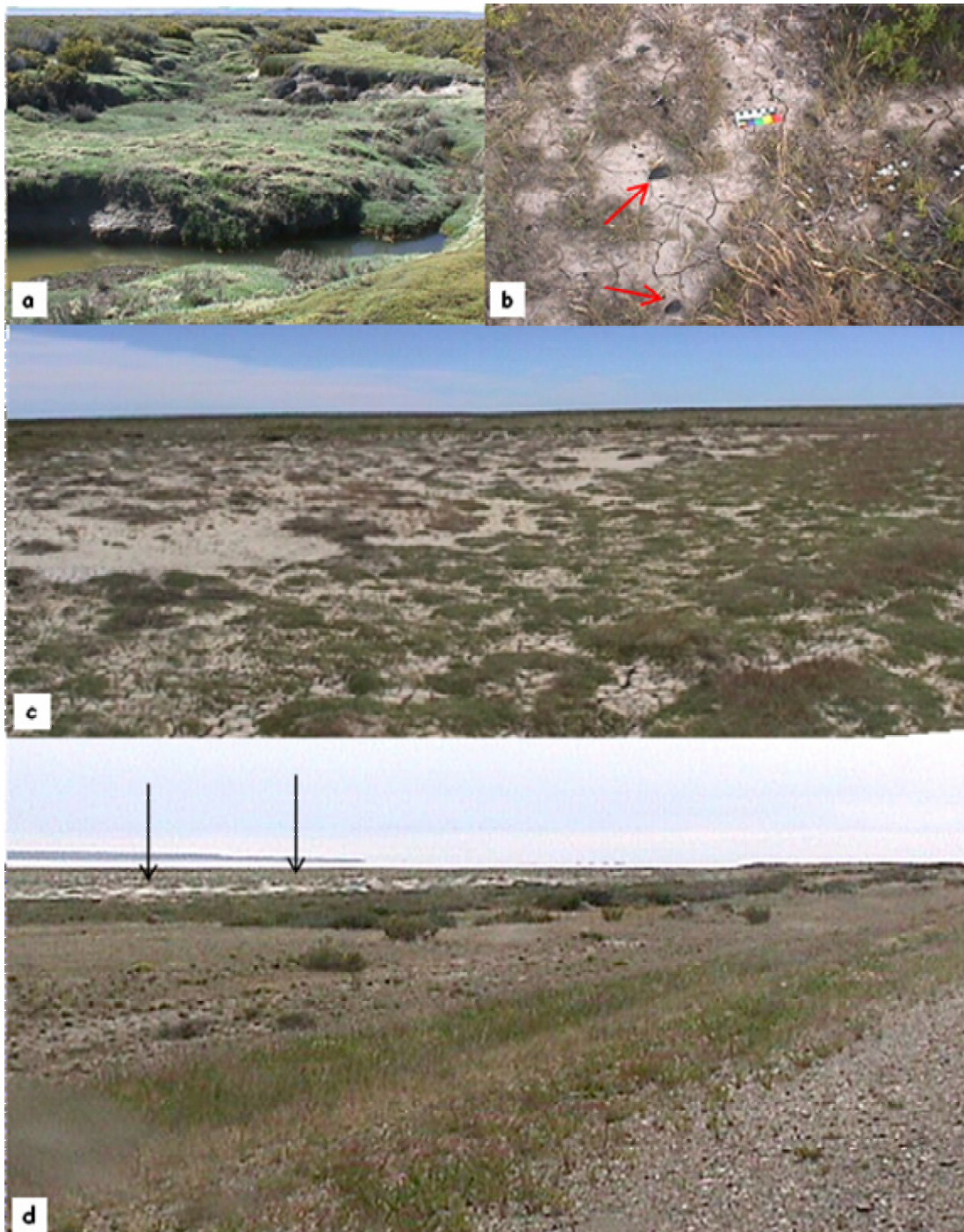


Figura 2.63. Unidad CIE. (a) Marisma superior. Jume (*Salicornia ambigua*) tapiza las márgenes e inmediaciones de los canales, la mata verde (*Lepidophyllum cupressiforme*) domina las áreas intercanal. (b) Marisma superior parte distal. Parches de sustrato agrietado y restos arqueológicos líticos (flechas). (c) Marisma superior parte distal del sector suroccidental afectado por deflación. (d) Fotografía tomada durante una marea extraordinaria (13/12/04), las flechas muestran el mismo sector que (c). Obsérvese como permanece bajo condiciones subaéreas.

Al ambiente intermareal se asocian otros depósitos de grava además de los mencionados. Se trata de pequeñas *espigas* cuyos ápices se adhieren a las dos puntas que enmarcan la bahía. Las que se encuentran en inmediaciones de punta Hamilton constituyen rasgos de escasa magnitud formadas por la acreción de unos pocos

cordones litorales que conforman una serie de tres espigas cuyo desarrollo acompañó la paulatina sedimentación del intermareal (Figs. 2.58 y 2.59a). La más antigua creció casi totalmente recostada al resalto del frente de CIA II con dirección al SE, mientras que la siguiente lo hizo hacia el ENE y la última en dirección NE acompañando el límite entre los *segmentos superior e inferior* de la *marisma*. Las cotas descienden en ese sentido de 9,70 m a 9,40 m.

Los depósitos cordoniformes que se presentan en punta Loyola son de mayor magnitud (Fig. 2.58, flecha roja y Fig. 2.64). Se adosan a los afloramientos elevados de la zona central (Unidad BF II) y progradan en dirección al oeste sobre el subambiente intermareal adyacente. En sentido meridiano se extienden por unos 3,30 km y alcanzan un ancho máximo de 0,35 km en el extremo norte donde está emplazada la zona portuaria. En ese sector conforman una *planicie de gravas de playa posterior*, integrada por varios grupos de cordones litorales que se proyectan hacia el interior de la bahía en una serie de cinco espigas. La dirección de crecimiento de las espigas sugiere que los sedimentos son transportados hacia el interior por la difracción de los trenes de olas provenientes del océano alrededor de punta Loyola (Perillo *et al.* 1996).

El sector correspondiente a la *planicie de playa posterior*, se encuentra al presente fuertemente degradada por impacto humano, situación que impide una real evaluación de las altimetrías y la observación directa de los cordones litorales. Una de las canteras de la zona permite examinar la estratigrafía de una sección de aproximadamente 1 m de potencia (Fig. 2.64, punto y Fig. 2.65 a). El perfil expuesto si bien cuenta con unos 4 m de profundidad, se encuentra cubierto por derrubios de talud, no sólo como resultado de la actividad extractiva sino también por desmoronamiento natural debido al bajo grado de consolidación de los materiales. En el piso de la cantera se observan sedimentitas finas amarillo blanquecinas que constituyen la base de los depósitos (Unidad CIA II?).

De base a techo se presenta una secuencia de estratos amalgamados que incluyen términos ricos en sabulitas y guijas (4 cm diámetro máximo), hasta variedades guijarrosas en la parte superior. Los individuos mayores son altamente redondeados preferentemente prolados y ecuantos. La matriz es de tamaño arena media y muy escasa, su frecuencia disminuye de abajo hacia arriba de 20 a 10 %. La potencia de las capas es por lo general de escasos decímetros, observándose asimismo frecuentes acuñamientos. En general, la estratificación es paralela con inclinación de ángulo bajo hacia el estuario. Las características de la secuencia sugieren que los materiales fueron acumulados en eventos depositacionales separados entre sí por cortos lapsos en los que se registró mucha variabilidad en la energía. El mecanismo de construcción de los

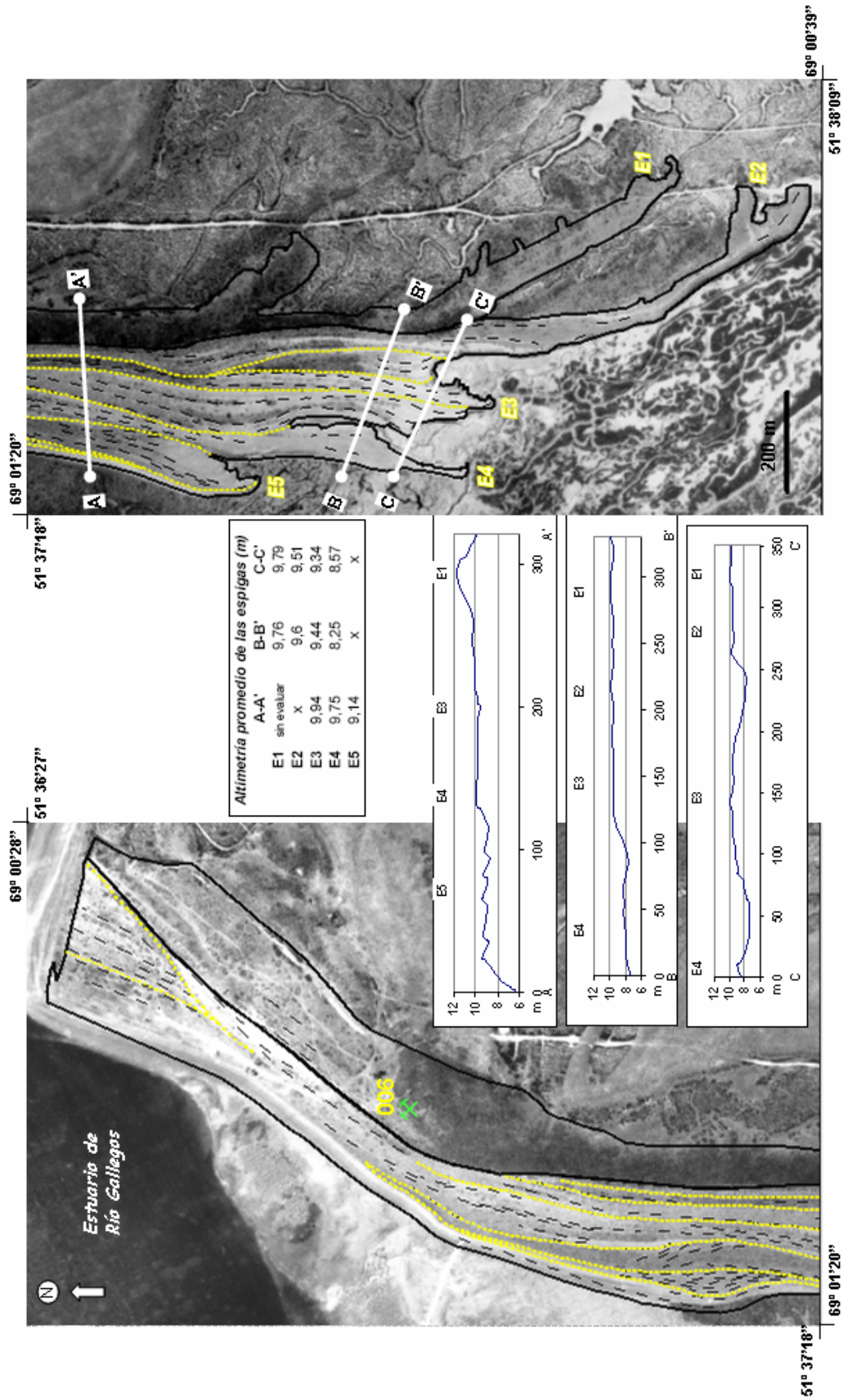


Fig. 2.64. Unidad CIE. Sistema de planicie de cordones de playa posterior y espigas adosado al flanco occidental de punta Loyola. Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado, fotografías INTA (1968). Datos perfiles topográficos: relevamiento con GPS diferencial.

cordones se debería a la acción de olas provenientes del oeste, relacionadas con mareas extraordinarias o bien con tormentas, las cuales ascenderían los materiales por el frente de playa para acumularlos en la parte superior (*wave swash* cf. Tanner 1995).

El *suelo* que se desarrolla sobre esta superficie tiene un perfil simple, consta de un horizonte A esquelético en contacto con el material original. Es de color gris oscuro y posee unos 0,45 m de espesor, con materia orgánica parcialmente degradada en la parte superior y considerable cantidad de material eólico aportado. Cabe destacar la presencia de restos culturales (artefactos líticos) en asociación espacial con restos de invertebrados marinos -*Mytilus chilensis* y *Patinigera magallanica*, entre otros-, cuya presencia se atribuye a transporte antrópico dada la carencia de contenido faunístico en las capas del depósito (Ercolano y Carballo Marina 2005).

A unas pocas decenas de metros hacia el sur de la cantera, la planicie de playa se resuelve en la primera de las *espigas* que progradó en el sector y que por lo tanto ocupa una posición más interna respecto a la costa. Esta espiga es de tipo compuesto (*sensu* Johnson 1938) con dos terminaciones principales en forma de gancho y una serie de proyecciones menores, también en gancho, que denotan los pulsos de crecimiento (Figs. 2.64, E1 y 2.65b). Las formas originales están prácticamente obliteradas por una cobertura de arenas eólicas pardo grisácea que forma pequeños montículos de 1 m espesor promedio. Algunos sectores están afectados por un carcavamiento incipiente.

Las otras cuatro espigas que progresivamente se ubican hacia el O, son también en gancho y de más fácil observación debido a la menor cobertura eólica y vegetal que presentan (Figs. 2,64, E2 a E5). Las similitudes que exhiben permite agruparlas para su descripción, la cual que se realizada sobre la base de observaciones de superficie. Están compuestas por un agregado de gravas caladas o con escasa matriz arenosa gruesa a sabulítica entre los que se incluyen restos de valvas muy fragmentados. En los afloramientos predomina el color pardo aunque en algunos sectores y por acción biológica, las caras de los rodados expuestas a la superficie adquieren una pátina color negro. Los fenoclastos están altamente redondeados con un tamaño promedio de 4 a 6 cm hasta un máximo de unos 10 cm. Dominan las formas discoidales y proladas, las primeras aumentan en proporción hacia la espiga más moderna. En la parte distal de todas ellas es notorio el incremento de la fracción arena y sábulo donde incluso puede predominar sobre la psefítica. El entrapamiento de arena eólica entre la grava posibilitó el arraigo de vegetación desarrollándose una cobertura vegetal gramínea discontinua con manchones arbustivos, la cual disminuye progresivamente en densidad hacia la costa (Fig. 2.65c).

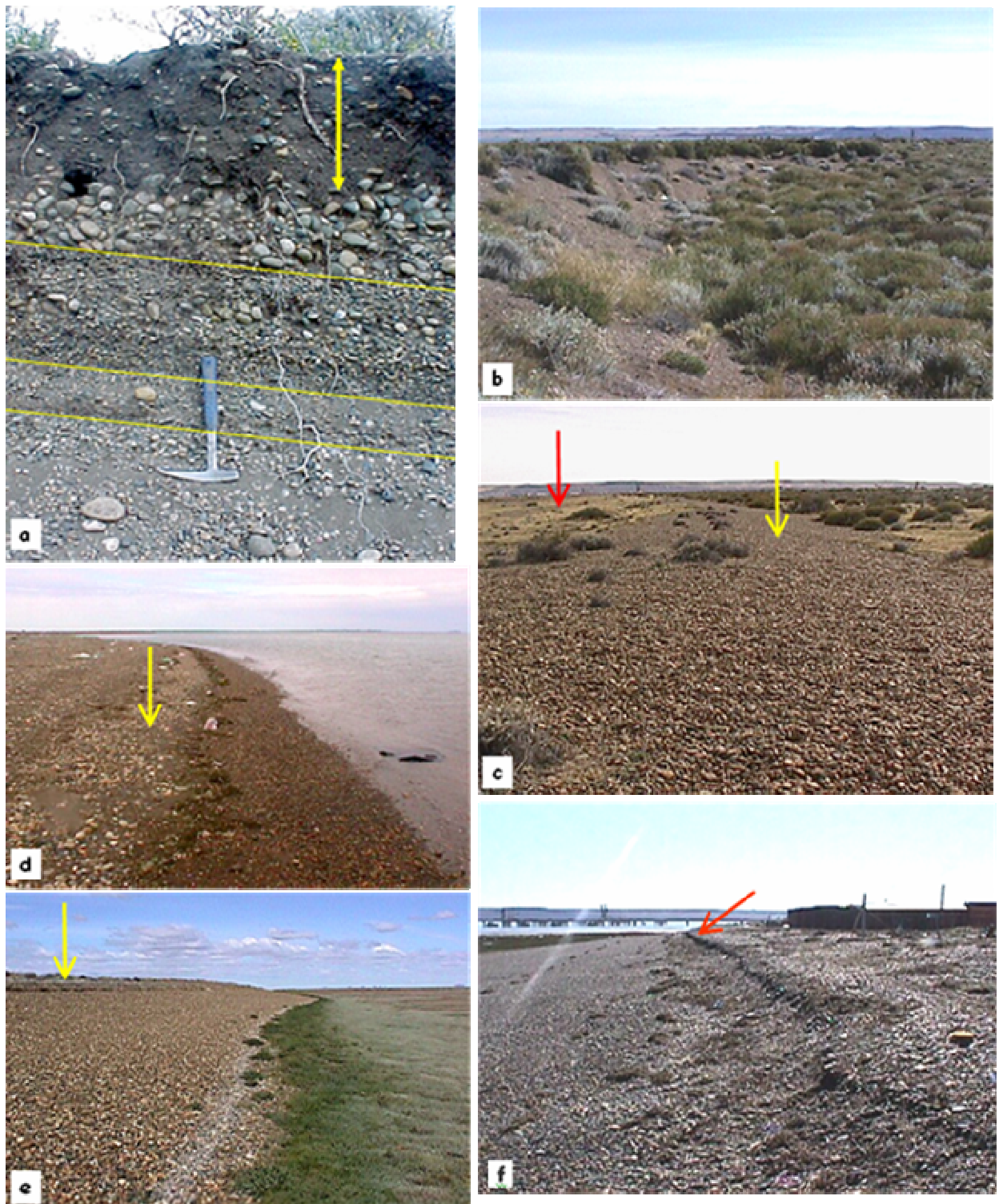


Figura 2.65. Unidad CIE- Planicie de cordones litorales y espigas del flanco occidental. (a) Sección estratigráfica de la planicie de cordones litorales expuesta en la Cantera 006. Obsérvese la estratificación paralela inclinada resaltada con líneas amarillas y el aumento de la granulometría junto a la disminución de matriz hacia el techo. La flecha señala el horizonte de suelo A. Escala: 33 cm. (b) Vista de la espiga interna (E1) con densa cobertura arbustiva. (c) Vista de la espiga E2, nótese el escaso relieve relativo entre crestas (flecha roja) y senos (flecha amarilla) y las diferencia de cobertura vegetal entre ambos. (d) y (e) Dos vistas del frente de playa de E5, en alta y bajamar respectivamente, la flecha señala la berma. (f) Sector norte del mismo frente de playa donde se aprecia el pequeño acantilado al fondo (flecha).

Cada una de las proyecciones están integradas grupos de cordones litorales (*sensu* Codignotto *et al.* 1987) con alturas relativas entre crestas y senos que varían entre 0,5 y 1,5 m (Fig. 2.65c). Los grupos muestran leves cambios de orientación vinculados a variaciones en la dirección de deriva de materiales (Fig. 2.64). El contacto entre grupos coincide con superficies de truncamiento, de modo tal que algunos de los cordones han desaparecido parcial o totalmente. En los grupos que conforman las espigas E2 a E4, las crestas tienden a estar separadas por senos más amplios con preferencia hacia la parte media y distal, mientras que en la espiga más moderna (E5) los cordones individuales son más estrechos y se sueldan unos a otros delimitando senos también estrechos. Estos cambios de amplitud entre crestas y senos muestran que la tendencia de progradación no ha sido homogénea (Goy *et al.* 2003), denotando su asociación con eventos de energía variable e inusual.

En sentido longitudinal se advierte que el desarrollo de cada espiga fue progresivamente menor a lo largo del tiempo, E1 alcanza 2,30 km mientras que E5 es de sólo 1,20 km. Los perfiles topográficos transversales a ellas registran un leve descenso altimétrico de este a oeste. (Fig. 2.64, perfiles). El sector donde se ubica el perfil A-A' sería el más apropiado para cuantificar su magnitud porque se presentan todas las espigas y no incluye la parte distal de ninguna. Pero es justamente aquí donde la espiga interna (E1) presenta una mayor cobertura eólica que enmascara su real altimetría. Excluida E1, el descenso en las cotas promedio entre E2 y E5 es de 1 m. Entre E2 y E4 el perfil muestra una tendencia regresiva muy leve (~ 0,50 m), mientras que los cordones de E5 se ubican a unos 0,50 m promedio por debajo de los de E4.

La *playa* asociada al frente del sistema planicie de cordones/espiga posee características reflectivas. Es estrecha (~10 m), compuesta por grava y arena gruesa subordinada, con un frente empinado que alcanza unos 6° en el sector norte y llega a los 11° en el sur. La parte más alta del frente de playa está marcada por la presencia de una berma de cresta suavemente convexa, que inclina escasamente hacia el cordón inactivo inmediato. El relieve relativo respecto a los depósitos intermareales disminuye hacia el interior del estuario, de igual forma que las espigas (Figs.2.65d,e). El comportamiento morfodinámico de la playa es variable dependiendo del sector considerado. En el norte está siendo afectado por un incipiente proceso de erosión que promueve el desarrollo de un pequeño acantilado en el frente de la planicie de cordones (Fig. 2.65f). En este proceso no parece que haya tenido alguna incidencia la construcción del muelle portuario en el año 1968. El análisis multitemporal de fotografías aéreas entre ese año y 1999 no permitió documentar modificaciones en la posición de la línea de costa, por lo que se

estima que el fenómeno erosivo es relativamente reciente y natural. En cambio el sector medio mostró durante ese lapso un máximo de acreción de 20 m que corresponde a una tasa de 0,65 m/año, mientras que el sector sur permaneció estacionario sin que tampoco se verificara crecimiento alguno el extremo distal de la espiga más joven –E5- (Fig. 2.66).

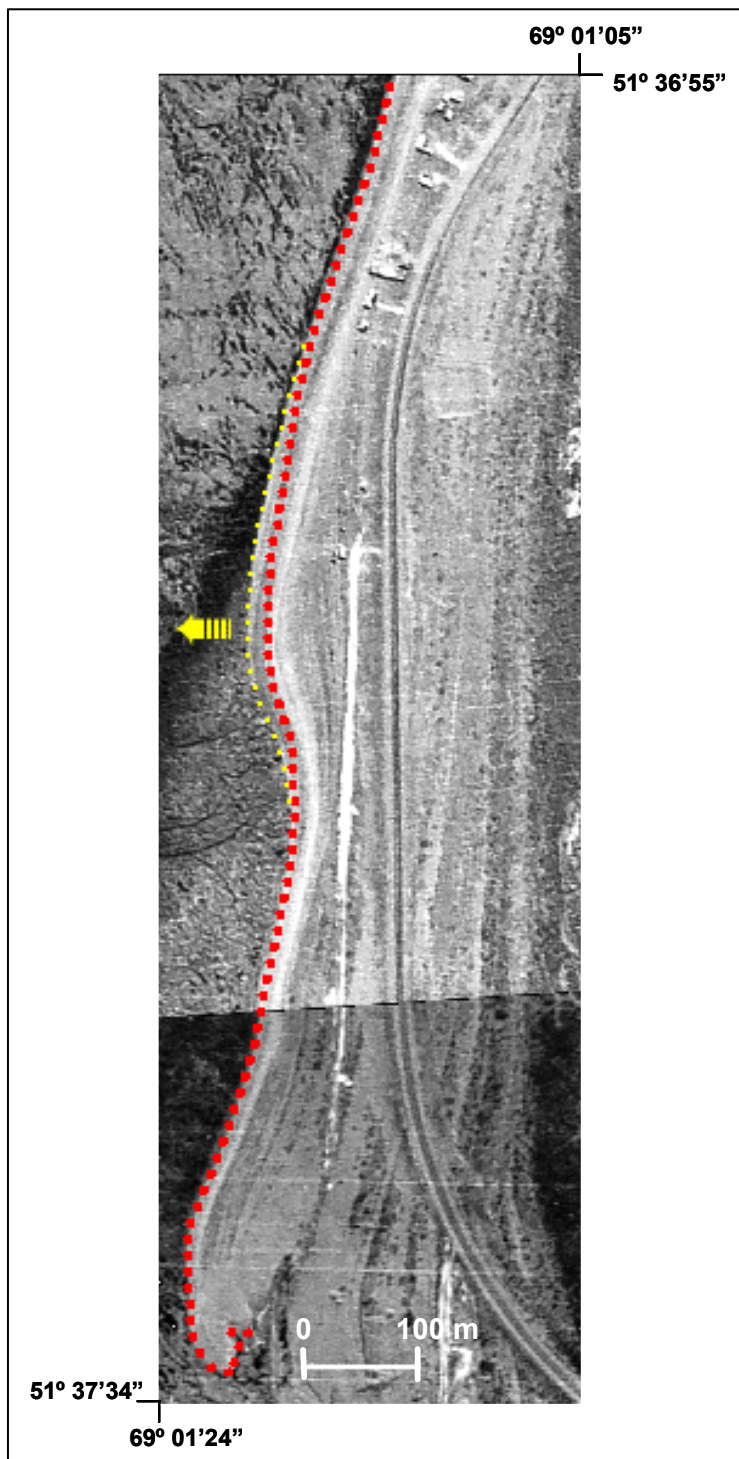


Figura 2.66. Sectores central y distal de la playa asociada a las espigas de punta Loyola. En el sector central se acrecieron unos 20 m en el lapso de 31 años (flecha amarilla). La línea punteada roja era la línea de costa en el año 1968, la amarilla enfatiza la línea de costa que se observa en la fotografía aérea de año 1999 (Aerofotografías: SHN).

Consideraciones finales. El ambiente intermareal de bahía Loyola se encuentra al presente en un estado de relleno avanzado. En la parte interna se presenta una zona

netamente supramareal y puede considerarse que al menos algunos sectores del tramo distal de la *marisma superior* (b2), también están expuestos a condiciones subaéreas persistentes, según dan cuenta los procesos asociados a la dinámica eólica observados.

Otra evidencia que apunta en igual sentido se relaciona con el hallazgo de microlascas, materiales arqueológicos que por su reducido tamaño son de fácil removilización. Su presencia en el *locus* de depositación es indicativa de que este tramo de la marisma ha adquirido una elevación suficiente como para limitar la inundación mareal (Ercolano y Carballo 2005). Este estado se habría alcanzado desde hace al menos unos 150 años, momento en que, según refieren las crónicas etnohistóricas, desaparecen los últimos campamentos aborígenes en el valle del río Gallegos (Martinic 1995, entre otros).

Una última evidencia la proporcionan los resultados del análisis multitemporal aerofotográfico, los cuales documentan que desde 1968 la espiga más nueva no verifica crecimiento alguno en su parte distal.

Se estima que el sistema continúa en la actualidad en proceso de acreción y avance hacia el estuario. Esto se manifiesta en la desembocadura de los canales, cuya forma en embudo refleja el continuo reajuste morfodinámico de la sección transversal de la boca al prisma de marea, la cual se alarga con la progradación del sistema (Chappell y Woodroffe 1994). La rectificación que se observa en algunos de los canales podría obedecer también a este mismo fenómeno.

• **Planicie de Cordones Litorales III (PCL III)**

La unidad reúne a varios grupos de cordones litorales gravosos que se ubican a cotas máximas promedio de 12 m, constituyendo una planicie de playa posterior longilínea a cuyo frente se encuentran los depósitos de playa actual del Atlántico.

Distribución areal. Se extiende a modo de faja con orientación submeridiana (NNE-SSO) entre Punta Loyola y la latitud 51° 42' 45" S, alcanzando unos 12 km de largo (Fig. 2.67). El ancho máximo de afloramiento se da el sector central donde tiene un valor cercano a 1 km, mientras que en los extremos N y S no llega más que a unas pocas decenas de metros. El afloramiento ocupa una superficie que se aproxima a los 6,5 km².

Características morfoestratigráficas. La forma original de los cordones se encuentra bien preservada a diferencia de la que exhiben los afloramientos similares más antiguos (Unidades PCL I y PCL II). Sin embargo la identificación directa de las crestas en el terreno se hace difícil debido a la poca potencia de los depósitos y a la cobertura gramínea arbustiva que, en muchos sectores, contribuye a enmascarar el de por sí escaso relieve relativo entre senos y crestas ($\leq 1\text{m}$). Como resultado, el paisaje de la planicie costera es apenas ondulado (Figs. 2.68 y 2.69).

Los cordones litorales están formados por un agregado polimítico compuesto mayoritariamente por grava y algunos bloques de hasta 0,25 m de diámetro. Los individuos son altamente redondeados con formas preferentemente proladas y ecuanes.

El depósito cuenta con muy escasa proporción de matriz de tamaño arena gruesa a muy gruesa. Los restos biogénicos se presentan en forma dispersa tratándose preferentemente de invertebrados marinos y escasos restos de cetáceos, pinnípedos, pingüinos y peces. La potencia de sedimentos no excede 1,5 m en los cordones más antiguos y es casi despreciable en los más jóvenes, fundamentalmente desde la porción media del afloramiento hacia el sur. En virtud de ello, la Unidad CIA III que allí los infrayace suele aparecer en discretos asomos superficiales (Fig. 2.68). En el sector norte en cambio, los depósitos se apoyan muy probablemente sobre una plataforma de erosión elaborada en el frente de las Unidades SBFII/EB y CIA II a las que a su vez se adosan parcialmente. El crecimiento de los primeros cordones de ese sector fue delimitando pequeños ambientes palustres hacia el continente los que luego por leves cambios en las condiciones hidrodinámicas resultaron en parte cubiertos.

La vista en planta de los registros aerofotográficos permite distinguir alrededor de una veintena de crestas consecutivas en el sector central, donde la unidad presenta su ancho máximo de afloramiento. Asimismo se pueden identificar diferentes grupos de

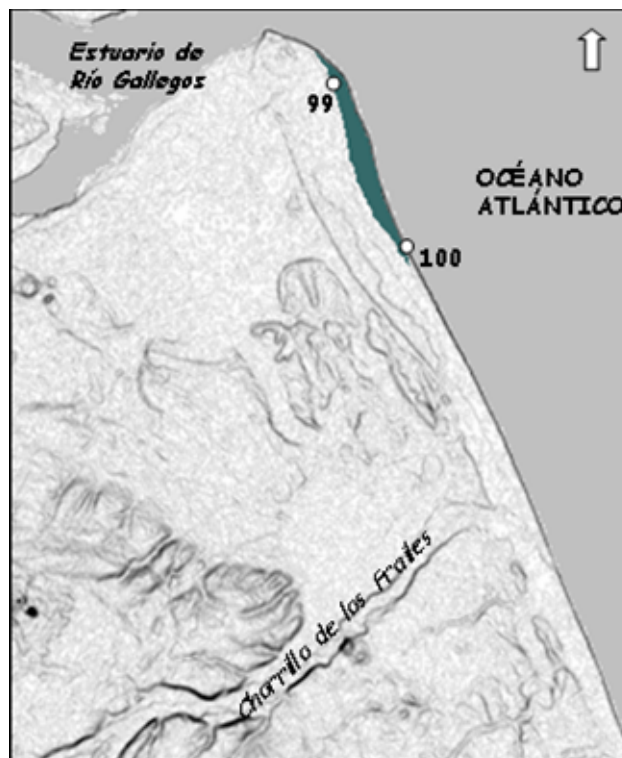


Figura 2.67. Croquis de ubicación de la unidad CL III y localización de los sitios mencionados en el texto.

cordones (*sensu* Codignotto *et al.* 1987), cada uno diferenciable de los adyacentes por ligeros cambios en la orientación (Fig. 2.70). El ancho de las crestas contiguas y los correspondientes senos tiende a ser más o menos regular dentro de cada grupo y a su vez no muestra variaciones sustanciales a lo largo de toda la planicie. La distancia entre las crestas oscila entre 40 y 50 m a excepción del extremo norte, donde debido a la configuración de la costa y a las condiciones hidrodinámicas particulares relacionadas con la desembocadura del estuario, la distancia se acorta a unos 25 m. En este sector los cordones son tangenciales a la línea de costa producto de su parcial eliminación por erosión litoral, mientras que en el resto del afloramiento son subparalelos. El frente de cada grupo está limitado por un seno algo más profundo y de traza irregular donde uno o más de los cordones allí ubicados se ven truncados por erosión.



Figura 2.68. Unidad CL III. Vista del paisaje casi llano. Nótese la falta de cobertura de rodados en algunos sectores de tonalidad más clara (Unidad CIA III) (flechas)

En general, la altimetría de las crestas es relativamente uniforme, con mínimos de 11,50 m y ocasionales máximos de ~13 m, sin que se registre tendencia alguna en los perfiles transversales. Sólo se aparta de estos valores el grupo más joven que se ubica en un nivel topográfico ligeramente inferior y que incluye sólo a unas pocas crestas que se ubican a cotas promedio de 10,75 m (Fig. 2.70, perfiles). En consecuencia, los grupos pueden ser distribuidos en dos sistemas (*sensu* Codignotto *et al.* 1987): el Sistema I que está integrado por tres grupos y el Sistema II que comprende sólo al grupo más joven (Figs. 2.69 y 2.70). Este último se presenta en continuidad morfológica con la playa en

algunos sectores, por lo que se interpreta continúa manteniendo la tendencia progradante.



Figura 2.69. Fotografía aérea oblicua de la planicie de cordones de grava (PCL III) y la playa vista desde punta Loyola hacia el sur, relaciones estratigráficas y sistemas de cordones. Referencias: CIA II – Complejo Intermareal Ascendido II; EB – relicto de espiga de barrera (?)

Los procesos morfogenéticos posdeposicionales que afectan la unidad se vinculan a la acción marina y eólica, mientras que son despreciables los relacionados con la actividad hídrica. La erosión marina se pone en evidencia en algunos sectores del frente de la unidad a través de pequeños acantilados y en otros por la presencia de abanicos de sobrelavado compuestos por los rodados de playa (Fig. 2.71, véase Unidad PA).

La unidad se halla cubierta por un delgado manto arenoso muy irregular. La vegetación se arraiga a un *suelo* esquelético que evoluciona a partir del entrapamiento de arenas entre la trama abierta del material grueso que compone el depósito. En los grupos de cordones más antiguos la cobertura gramínea es continua, arbustos tales como mata verde (*Lepidophyllum cupressiforme*) y calafate (*Berberis buxifolia*) se presentan en pequeños manchones alineados según los senos. Las gramíneas disminuyen notablemente hacia la línea costa donde también desaparecen casi por completo los arbustos. Los depósitos eólicos cobran cierta magnitud especialmente en la parte sur donde el afloramiento es sumamente estrecho. Los cordones pierden

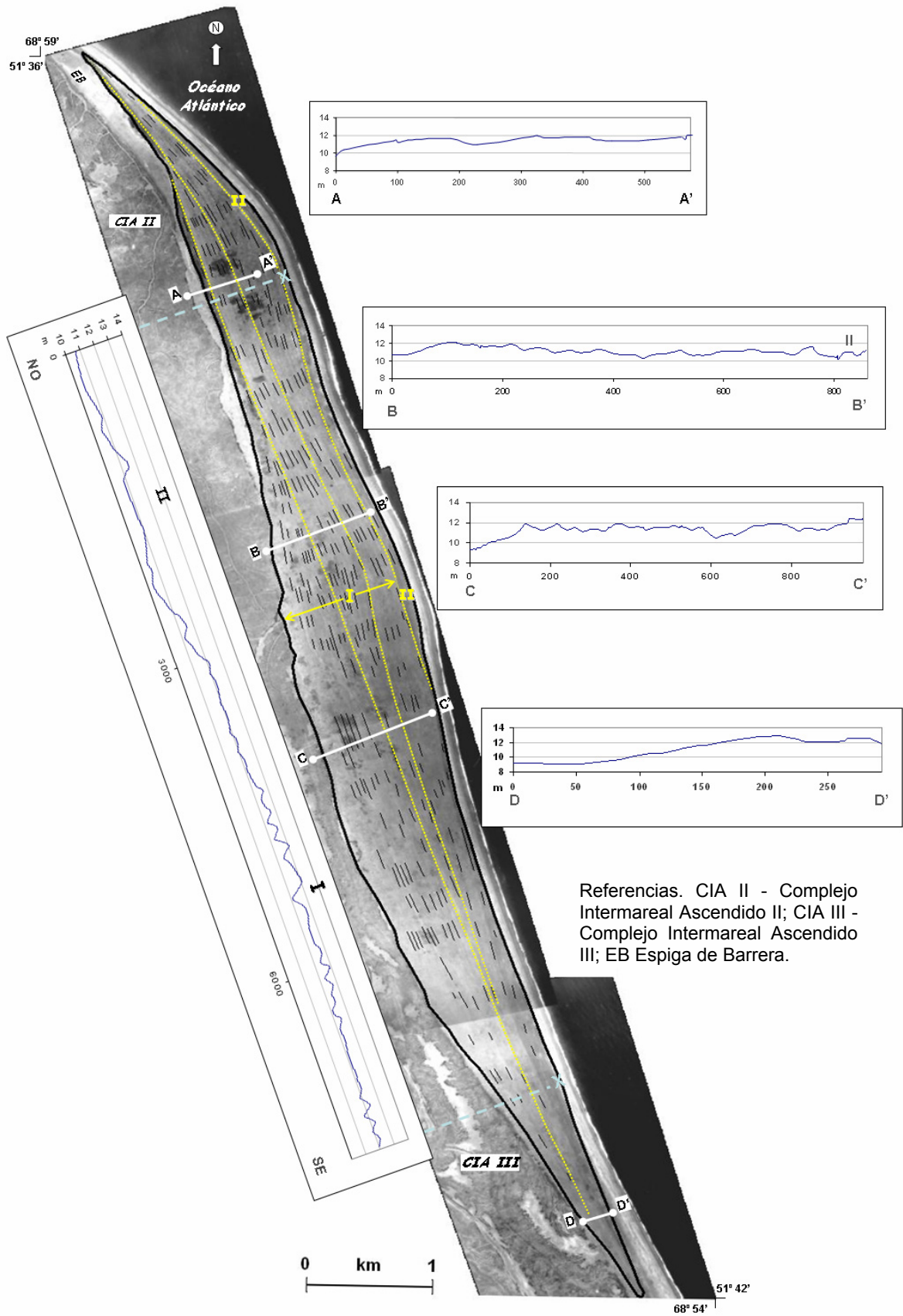


Figura 2.70. Unidad PCL III. Las líneas de trazos negros representan los cordones litorales, las líneas amarillas los grupos y los números romanos corresponden a los dos sistemas. Base: Fotomosaico aéreo georeferenciado y realzado. Fotografías INTA (1968). Perfiles topográficos: datos relevados en terreno.

prácticamente su identidad al estar cubiertos por médanos originados a partir de la arena transportada desde la zona de playa. Los fenómenos hídricos se limitan al encauzamiento de las aguas pluviales a lo largo de los espacios intercordón las cuales drenan hacia las zonas naturalmente más deprimidas, sin que se hayan generado cárcavamientos de magnitud.



Figura 2.71. Unidad PCL III. Vista hacia el norte del Sistema II de cordones litorales afectado por fenómenos de sobrelavado (flechas). Obsérvese el tamaño de algunos bloques en primer plano.

Consideraciones finales y edad. La constancia altimétrica que tiene la mayor parte de la planicie indica que el nivel de mar se mantuvo relativamente estable durante la progradación, a excepción de la pequeña fluctuación que registra la posición altitudinal del Sistema II. Las pocas crestas algo más elevadas, que se partan de la media del Sistema I, podrían obedecer a olas de largo período asociadas a tormentas distantes. La presencia de bloques y guijas como componentes clásticos frecuentes también sugiere su asociación con oleaje de alta energía (tormentas). Los cambios en la dinámica costera no parecen haber sido de magnitud. La disposición que muestran en planta los rasgos cordoniformes sugiere que el sentido al sur de la deriva litoral se mantuvo constante (*cf.* Codignotto 1975). Los períodos de erosión con los que se relacionan los truncamientos del frente de los grupos se presume que debieron ser muy cortos a juzgar por la concordancia que exhibe la última cresta de cada grupo con la primera del subsiguiente o bien por el bajo ángulo que forman. Esto sugiere que los fenómenos erosivos más que a un cambio importante en las condiciones hidrodinámicas pudieron estar relacionados con un flujo litoral menos saturado que promovió la eliminación parcial o total de algunos de

los cordones frontales. La poca potencia del depósito también apunta a que la disponibilidad de materiales ha sido relativamente escasa a lo largo del tiempo.

Se obtuvo un fechado radiocarbónico de un delgado horizonte de turba (1 a 2 cm) ubicado escasos centímetros del techo de una sucesión de sedimentitas finas que infrayace a uno de los cordones más antiguos de la unidad (Fig. 2.72a). La localidad de extracción se ubica en el extremo norte del afloramiento en los alrededores de una

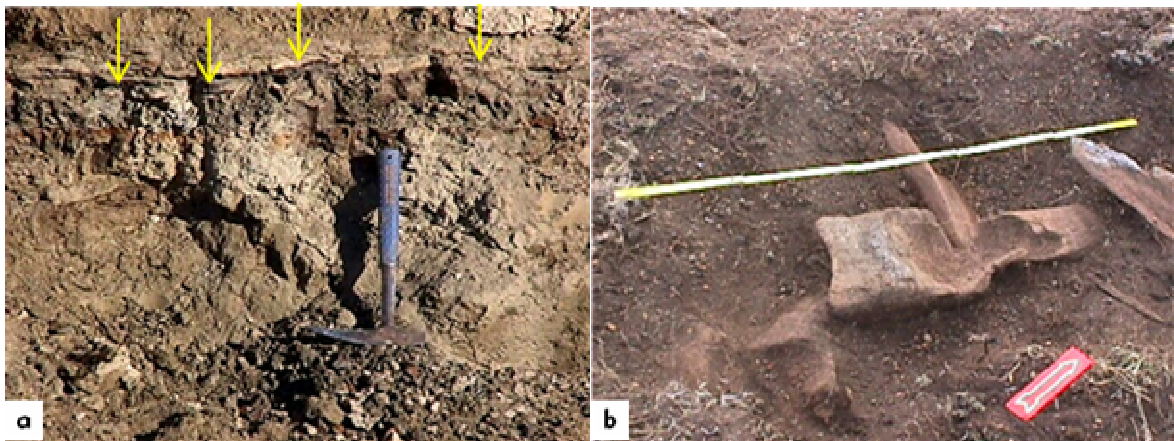


Figura 2.72. Unidad PCL III. Detalle de los materiales sobre los que se obtuvieron fechados radiocarbónicos: (a) horizonte de turba (flechas) y (b) restos óseos de cetáceo.

cantera abandonada (Figs. 2.67 y 2,69, punto 099). Se interpreta que este horizonte se relaciona con la evolución de un ambiente palustre circunscripto y posteriormente cubierto por el crecimiento de los cordones. El horizonte fue cronológicamente acotado en 1610 ± 60 años ^{14}C AP [1348 – 1683 años. cal. AP ± 2 sigma; LP 1419], edad que puede ser considerada como cercana al inicio de la progradación de la planicie costera.

En el extremo sur del afloramiento se extrajo un cetáceo enterrado subsuperficialmente de cuya bula timpánica se obtuvo una edad de 870 ± 60 a. ^{14}C AP. [660 – 940 a. cal. AP ± 2 sigmas; LP-1412] (Fig. 2.67, punto 100 y Fig. 2.72b). El resultado tiene coherencia geocronológica con el anterior dado que proviene del último de los grupos del Sistema I y por otro lado pone un límite temporal el inicio de la progradación del segundo sistema.

• Playa Atlántica (PA)

La playa se extiende en forma continua entre la desembocadura del río Gallegos y el estrecho de Magallanes, tiene una traza relativamente recta con dirección general

NNO-SSE. Dado que se trata de una costa abierta, está totalmente expuesta al oleaje que procede del sector NNE (71% de los casos), en consecuencia, el sentido de la deriva litoral hacia el sur, según lo señalado inicialmente por Codignotto (1975), queda implícito en algunas formas constructivas que se hallan en el área de estudio. El único curso de agua que descarga en el océano es el Chorrillo de los Frailes, un drenaje de menor cuantía cuya boca se ve controlada por la deriva de playa.

La sección de playa comprendida en el área de estudio tiene aproximadamente 32 km de longitud, sólo en la zona de punta Loyola se aparta de esa dirección mostrando una disposición NE-SO (Fig. 2.73).

El ancho de la playa medido en bajamar varía según los sectores, los mínimos se dan en la zona de punta Loyola con valores de alrededor 90 m, mientras que los máximos se tienen en el sector central y llegan a los 230 m. El material que la compone es de carácter polimíctico, con un tamaño de grano que oscila entre bloques y arena gruesa (Fig. 2.74b-c). Los bloques son en su mayoría ecuanter mientras que las gravas son proladas, las formas discoidales se presentan fundamentalmente en la zona de punta Loyola, en todos los casos los individuos poseen un elevado redondeamiento.

El caudal actual del río Gallegos de 15 m³/s no tendría la capacidad de carga necesaria para movilizar los rodados del fondo, por lo que las gravas presentes en la costa tendrían un carácter relíctico (Kokot 2004). Muchos de los bloques observados presentan improntas glaciales que avalan su vínculo con la destrucción de antiguos depósitos de drift (Unidad DSF).

La grava y la arena aparecen relativamente segregadas en el perfil; en los sectores altos e intermedios predomina la grava mientras que hacia el pie de playa la grava está subordinada a la arena. Los restos biogénicos no exceden el 5% correspondiendo principalmente a conchillas de bivalvos y gastrópodos. La estructura interna consiste en estratos paralelos con inclinación al mar (Fig. 2.74c, flechas amarillas). De norte a sur el tamaño de la fracción grava se incrementa y son más frecuentes los bloques. La menor granulometría en la zona de punta Loyola se debería a la reducción en la energía de ola que producen los bancos y barras longitudinales, expuestos parcialmente en bajamar, que se proyectan aguas afuera de la desembocadura del estuario (Fig. 2.24).

Es importante remarcar la gran variabilidad hidrodinámica espacial que afecta a este subambiente como consecuencia del amplio rango de mareas, lo que permite al oleaje actuar sobre una zona amplia y modificar continuamente su configuración. Por lo

tanto, la descripción subsiguiente si bien proviene de observaciones efectuadas en varias oportunidades, no tiene una sistemática temporal. La terminología que se utiliza para la descripción de las zonas hidráulicas y la nomenclatura de los elementos morfológicos básicos de los perfiles de playa se ajusta a Codignotto (1987) y Perillo y Codignotto (1990).

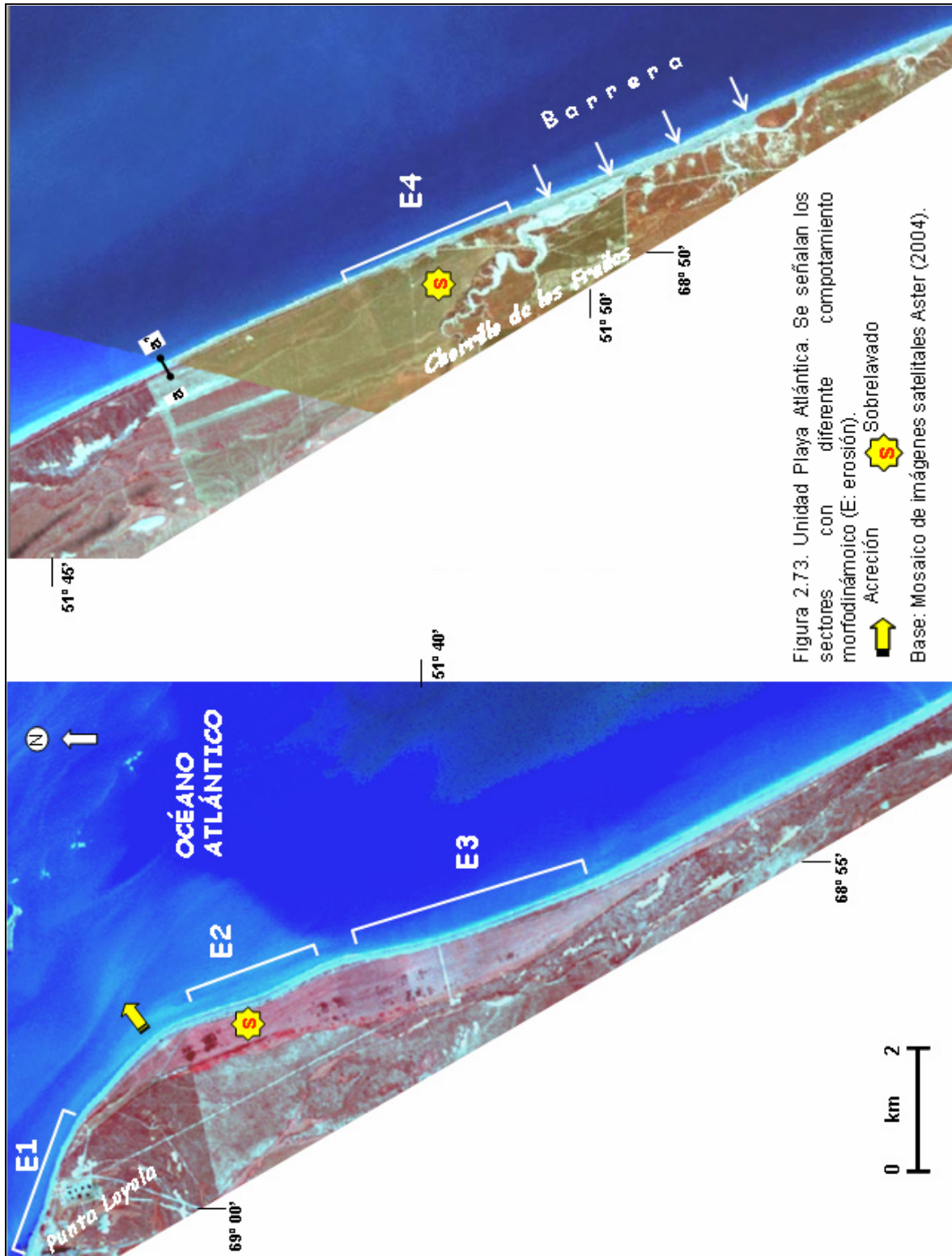


Figura 2.73. Unidad Playa Atlántica. Se señalan los sectores con diferente comportamiento morfodinámico (E: erosión).
 ↑ Acreción ⬆ Sobrelavado
 Base: Mosaico de imágenes satelitales Aster (2004).

La playa frontal tiene unos 60 m de ancho y una pendiente que oscila entre 9 y 15° (Fig. 2.74d, perfil a-a', localización en Fig. 2.73). La pendiente pronunciada y granulometría gruesa le imprimen a la playa características morfodinámicas que serían compatibles con los de una playa reflectiva (Masselink y Short 1993), al menos durante pleamar (*cf.* Isla y Bujalesky 1995). El carácter reflectivo de la playa, donde la embestida de ola tiende a ser turbulenta, genera condiciones poco propicias para la fauna (Brown y McLachlan 2002), lo cual explicaría el escaso contenido de restos biogénicos registrado. Por extensión, esta también podría ser la causa de un registro fósil tan exiguo en las planicies de cordones más antiguas (Unidades PCL I y PCL II).

En la playa distal está presente por lo general una berma cuyo ancho fluctúa entre 1 o 2 decenas de metros y tienen un desnivel con el pie de playa que promedia los 9,60 m (Fig. 2.74d, perfil a-a'). La zona subáerea por detrás de la berma entre punta Loyola y la latitud donde desaparece la Unidad PCL III, se caracteriza por la escasa envergadura de los depósitos eólicos, los cuales están representados por un alineamiento intermitente de montículos arenosos y sin morfología definida. Hacia el sur y hasta la desembocadura del Chorrillo de los Frailes, la playa presenta una segunda berma que se ubica en una posición levemente inferior y una faja de médanos vegetados de algunas decenas de metros de ancho y hasta 1,5 m de alto, que incluso suele cubrir la berma superior (Fig. 2.74d).

La dinámica erosivo-sedimentaria de la playa es variable. Sectores donde prevalece la depositación alternan con otros sujetos a incipiente erosión y otros parecen encontrarse en equilibrio dinámico o en leve acreción. La distribución de los mismos se señala en la Figura 2.73.

En el sector donde al presente se verifica acreción, la berma de playa se presenta en continuidad morfológica con el Sistema II de PCL III, por lo que probablemente esta geoforma transitoria constituya el núcleo de los nuevos cordones (Fig. 2.69).

En los tramos de la costa que se visualizan como leves inflexiones hacia el continente tienen lugar incipientes fenómenos de erosión (E1 y E3, Fig. 2.73). Éstos se manifiestan en el fondo de playa como pequeños acantilados que por lo general no sobrepasan 1,5 m de altura y que alternativamente expone la litología de unidades más antiguas (BF II, PCL III y CIA III) (Fig. 2.74b-c). En otros sectores los rodados de la playa se proyectan sobre estas últimas formando abanicos de sobrelavado (*washover fans*) de grandes dimensiones (E4, Fig. 2.73 y Fig. 2.74e) o bien constituyen planicies por coalescencia de pequeñas formas individuales (E2 Fig. 2.73 y Fig. 2.71). En su

composición granulométrica participan bloques de hasta 0,40 m de diámetro. La juventud de estos rasgos se pone en evidencia por la casi ausencia de cobertura vegetal y son asimismo un claro indicio de la erosión que ha comenzado a afectar la costa (Codignotto y Ercolano 2006).

Entre los sectores en erosión E3 y E4 la costa se halla en equilibrio dinámico. Este tramo se corresponde con el máximo ancho de playa y con la presencia de dos bermas.

En inmediaciones del Chorrillo de los Frailes la playa consiste en una estrecha barrera de cordones litorales que creció por la deriva de materiales en continuidad morfológica con la línea de costa. Esto produjo que el río adoptara una dirección exactamente paralela a ella en los 1,5 km finales de su recorrido. El desagüe en el atlántico se produce al presente a través de una boca (*inlet*) abierta en la barrera de cordones, si bien esta situación es relativamente recientemente. Las fotografías aéreas muestran que al menos hasta el año 1968 desaguaba muy probablemente por filtración a través de los cordones litorales (Figs. 2.53 y Fig. 2.74a). El control ejercido por los procesos de naturaleza marina sobre la desembocadura se debe a lo exiguo de su caudal y por ende de la carga.

La configuración del tramo inferior del valle, con varios niveles de terrazas y un hábito por demás meandroso en contraste con el resto del curso, pone en evidencia cambios en el nivel de base. Es probable que estos obedezcan no sólo al factor eustático y/o tectónico, sino también a fenómenos de erosión/acumulación litorales que alternativamente obturaron o abrieron nuevas bocas llevando a modificaciones en el largo del sistema hídrico.

Como ya se mencionara esta parte del curso es inundada durante eventos inusuales de energía costera, donde las corrientes desencadenan fenómenos erosivos de significación en la margen opuesta a la barrera de cordones litorales (véase unidad CIA III). La intensa actividad retrocedente pudo ser constatada a raíz del hallazgo de bloques desmoronados de una pileta de lodos vinculada a los primeros años de la actividad petrolera del área, que data de comienzos de la década de 1980 (Fig. 2.54b). De acuerdo a observaciones personales estos eventos han tenido una frecuencia de uno cada tres años durante los últimos ocho.

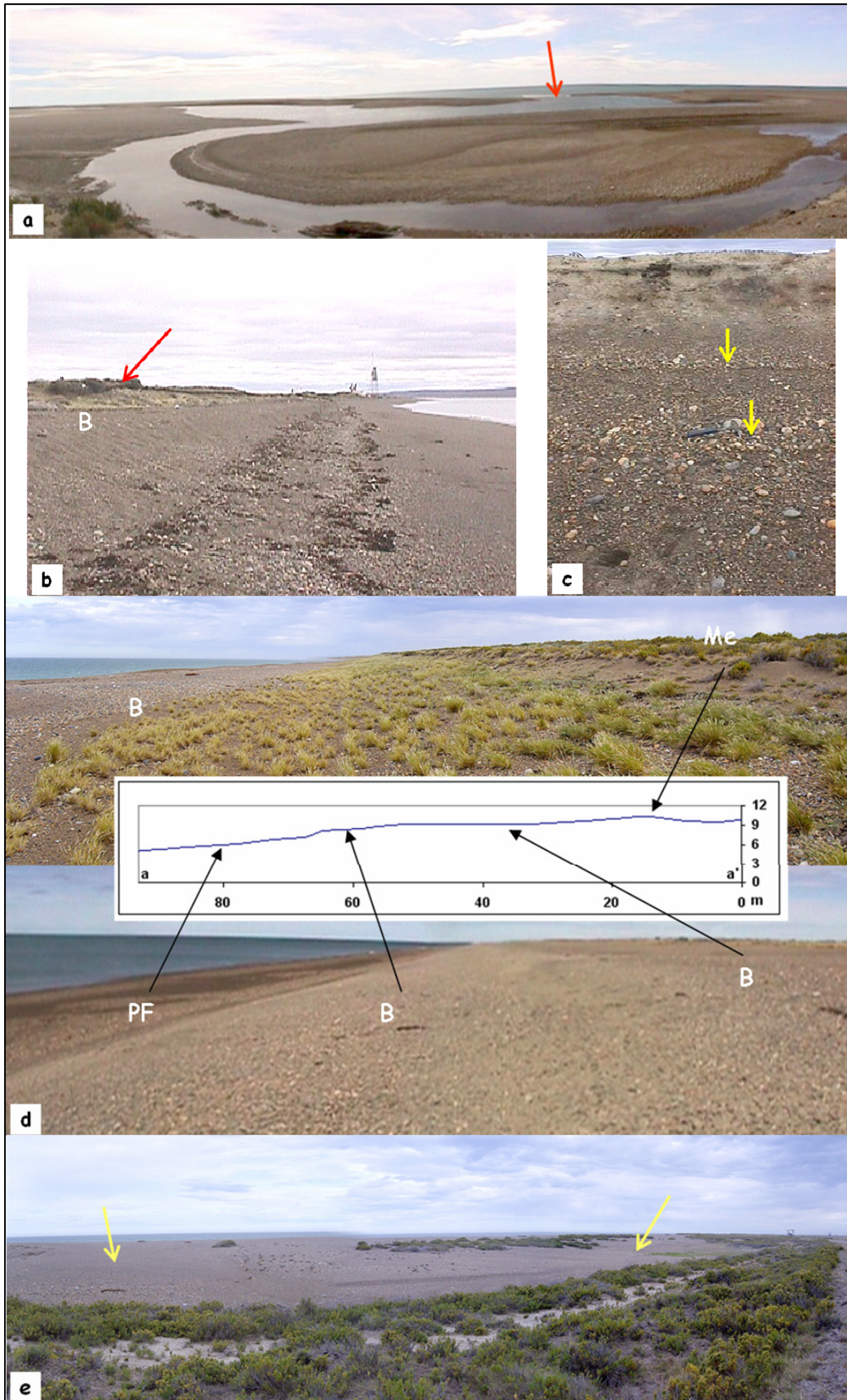


Figura 2.74. Unidad PA. (a) Desembocadura del Chorrillo de los Frailes, boca abierta recientemente en la barrera de grava (flecha), para ubicación general véase Fig. 2.53. (b) Sector E1: la flecha señala el acantilado al fondo de la playa. (c) Sector E3: estratificación del frente de playa; al fondo acantilado en CIA III. (d) Sector donde la playa presenta dos bermas: (PF) Playa frontal; (B) berma; (Me) médanos costeros. Perfil topográfico relevado con GPS diferencial (e) Sector E4: abanico de sobrelavado de grandes dimensiones.

PARTE 3

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA - RESULTADOS

3.1. CONSIDERACIONES GENERALES

El término *paraglacial* aplicado a ambientes costeros fue propuesto por Forbes y Syvitski (1994), tomando como precedente el concepto de Ryder (en Forbes y Switsky 1994), para definir aquellas costas adyacentes a antiguos terrenos englazados donde la presencia de formas glaciales erosionadas o sedimentos glaciogénicos ha tenido una influencia reconocible en la evolución de la costa así como en la de los depósitos de la zona litoral cercana (*nearshore*). Los efectos paraglaciales dominan el carácter y desarrollo de las costas de latitudes medias y altas en muchas partes del mundo, a los cuales no ha escapado el espacio costero estudiado. Las formas glaciales proporcionaron el marco fisiográfico donde marginalmente ocurrió la sedimentación y los materiales producto de su destrucción, presentes en la plataforma marina cercana, fueron una importante fuente de suministro para la generación de los rasgos constructivos marino litorales del área.

La historia evolutiva de la franja de acreción costera se inicia en el Pleistoceno medio, cuando los fenómenos de acumulación marina vinculados a las transgresiones interglaciales comenzaron a dominar el escenario geomórfico. Los depósitos estuvieron sujetos con posterioridad al accionar de distintos agentes/procesos que contribuyen a modificar la morfología superficial sin que por ello perdieran la impronta de su génesis. Los que mayor incidencia tuvieron fueron los vinculados a la acción erosiva marina que llevaron fundamentalmente a la reducción de la extensión original de los afloramientos. Se reconocieron cuatro niveles de terrazas elevados respecto del actual que, por las razones arriba señaladas, revisten el carácter de relícticos. En líneas generales se disponen en fajas aproximadamente concordantes con la dirección de la línea de costa actual y en función de su cercanía a ella decrecen en altimetría tanto como en edad.

El posicionamiento temporal del registro morfosedimentario se vio limitado por una escasa disponibilidad de dataciones numéricas, en consecuencia el énfasis fue puesto en la interpretación de las observaciones de campo y en la obtención de criterios de evaluación temporal relativos que permitieran ordenar en forma correcta los principales

eventos evolutivos. En este último aspecto surgieron como posibles de aplicar dos metodologías semicuantitativas, por un lado el grado de evolución pedogenético y por el otro el grado de desarrollo e integración de las redes de drenaje. En aquellos casos en que fue posible, se establecieron analogías con formas de acreción costera de edad conocida pertenecientes a sectores comprendidos dentro de la misma cuenca, a los efectos de minimizar los errores derivados de la correlación alimétrica (véase Marco Teórico).

Se ha considerado la posibilidad que fenómenos tectónicos locales relacionados con la actividad del CVPA hayan incidido durante la evolución del sector. Si bien la geofísica indica que los movimientos que promovieron la apertura de las fracturas por donde ocurrieron las emisiones volcánicas son preferentemente de rumbo, no pueden descartarse que hayan existido rechazos verticales inferiores al límite de detección del método geofísico (10 a 15 m). De tal forma, las manifestaciones superficiales de rechazos de tan poca envergadura es probable que puedan haber quedado enmascaradas por procesos posteriores (Corbella *et al.*1996). Existen varias referencias de pulsos de actividad volcano-tectónica pleistocena y holocena en las inmediaciones, como por ejemplo en la Laguna Azul (50 km al SO del área estudiada) donde un graben este-noreste de 700 m de ancho estuvo activo durante una erupción holocena (Corbella 2006). Aunque en el área no se han podido hallar evidencias directas de movimientos, resulta por lo menos sugestivo que el arrumbamiento del contacto entre el dominio glacial y marino sea coincidente con uno de los sistemas de fracturación a los que se asocia la actividad volcánica.

3.2. CRONOLOGÍAS RELATIVAS

Parte de la investigación se focalizó en análisis de suelos, paleosuelos y rasgos criogénicos con la intención de arrojar luz en la determinación de la secuencia cronológica de terrazas marinas y aportar información acerca de los cambios climático-ambientales (véase 3.5.).

El factor tiempo es factible de evaluar teniendo en cuenta el grado de desarrollo pedogenético junto al concepto de cronosecuencia de suelos (*sensu* Huggett 1998). Las series de suelos que integran una cronosecuencia se forman dentro de una región particular donde todos los factores que condicionan su desarrollo excepto la edad (clima, material parental, cobertura vegetal, pendiente, etc.) pueden ser considerados más o menos constantes. Por lo tanto, el contraste entre ellos en términos de horizonación,

rasgos morfológicos, profundidad, entre otros parámetros, puede ser interpretado como una función del tiempo que hace posible establecer el orden relativo de antigüedad de las superficies geomórficas sobre las cuales han evolucionado (Birkeland 1999).

Se consideró que el área reunía las condiciones necesarias para que este concepto pudiera ser aplicado. Partiendo de la base que la superficie es pequeña y no existen mayores diferencias topográficas, se puede suponer al clima como una constante. A fin de minimizar las diferencias derivadas de la variabilidad de los otros factores condicionantes, se tomó el recaudo que los pedones seleccionados en las distintas superficies geomórficas estuvieran formados por idéntico material parental (gravas y arenas) y se hallaran situados en superficies estables (~horizontales).

Según surge de los perfiles analizados (Tablas 2.1, 2.2, 2.3, 2.4 y apartados 2.2.2.3. PCL I y SBFII/EB) los procesos formadores de suelo que dominaron en la región durante aproximadamente el último millón de años fueron:

- 1) Acumulación de materia orgánica (melanización).
- 2) Precipitación de carbonato de calcio.
- 3) Desarrollo de un horizonte B argílico.
- 4) Congelamiento y descongelamiento del suelo bajo condiciones de extrema aridez.

Se vio que el enriquecimiento secundario de carbonato de calcio mostraba un patrón de cambio muy marcado, a raíz de lo cual se optó por considerarlo como el principal indicador temporal. En forma complementaria se tuvieron en cuenta la profundidad y las características del perfil de suelo.

La depositación de carbonato de calcio inorgánico es un proceso pedogenético importante particularmente bajo climas áridos y semiáridos, donde precipita bajo la forma de nódulos, cobertura de clastos y raíces, concreciones irregulares, etc. Su análisis puede proveer evidencia de cambios climáticos, estabilidad de una superficie geomórfica y edad relativa, dado que la cantidad, tipo y profundidad de la producción está climáticamente condicionada (Pendall *et al.* 1994). Las acumulaciones secundarias tienen dos orígenes principales, mientras que los carbonatos autóctonos provienen del material original o indirectamente se forman a partir de su descomposición, las acumulaciones alóctonas derivan de fuentes externas, en cuyo caso están condicionadas a aportes aéreos o ácueos. Según se ha podido constatar, el carbonato del área de estudio no

deriva del material parental y probablemente haya sido transportado a ella por vía aérea (Bockheim *et. al.* 2009).

Los perfiles estudiados fueron caracterizados de acuerdo a la expresión morfológica de las acumulaciones de carbonato tomando como referencia los estadios descriptos para material parental gravoso, los cuales están nombrados de I a VI de menor a mayor contenido en CO_3Ca_2 (*cf.* Birkeland 1999, Tabla A1.5).

En la Tabla 3.1 se presentan las superficies geomórficas estudiadas de abajo hacia arriba en orden ascendentes de edad según la cronología estimada por el método estratigráfico. Puede observarse que las acumulaciones de carbonato muestran en líneas generales una tendencia creciente en ese sentido, con un máximo en la Unidad DSF (~ 1 Ma) donde alcanzan el estadio IV (localmente IV/V). Los otros parámetros relevados acompañan la tendencia marcada previamente. En algunas localidades se advierten leves desvíos que coinciden con perfiles de muy poca extensión lateral (Ej.: Unidad BF I). Las morfologías en estos casos corresponden a estadios que reflejan una acumulación escasamente menor a la esperada. Esto puede ser atribuido a la gran variabilidad lateral que poseen las acumulaciones, hecho que se constata en aquellos lugares donde la amplitud de los perfiles así lo permitió (Ej.: Unidades DSF y AP).

Tabla 3.1.

Unidades morfoestratigráficas (localidad)	Esesor Bk (cm)	Estadio de CO_3Ca^1	Profundidad perfil (cm)	Cuñas de arena
SBFII/EB (98)	0	0	20	No
PCL II (721)	12	I/II	60	No*
AP (469-483-685-686)	50-19-22-47	II-II+-II-II+/III	100-58-82-90	Si
BF I (472, 454)	0-21	I - II+	62 - 63	Si
PCL I (687)	44	II+	82	No
DSF (2 localidades margen S río Chico)	75-40	IV – IV/V	125-75	Si

Tabla comparativa de las distintas superficies geomórficas en términos de estadios morfológicos de CO_3Ca , espesor del horizonte petrocálcico (Bk), profundidad del perfil de suelo y la presencia de cuñas de arena (* no observadas en el campo pero inferidas por el patrón textural de la fotografía aérea). ¹ Estadios morfológicos de CO_3Ca *cf.* Birkeland 1999.

Los datos que se obtuvieron a partir del análisis del grado de integración e incisión de las redes de drenaje en las mismas superficies, comprueban los lineamientos establecidos anteriormente (véase 3.4 y Figura 3.12), lo que en conjunto permite estimar que las unidades morfoestratigráficas de la Tabla 3.1 se muestran en un orden secuencial correcto.

3.3. SECUENCIA DE EVENTOS MORFOGENÉTICOS. DISCUSIÓN.

Se presenta a continuación la cronología de eventos morfofenéticos que llevaron a la presente configuración costera, acompañado de los correspondientes esquemas en donde se representan las distintas posiciones de las paleolíneas de costa para los diferentes estados evolutivos en relación con la línea de costa actual.

3.3.1. ESTADO A

Pleistoceno inferior tardío - EIO 30-34 (~ 1Ma)

Figura 3.1

Corresponde al lapso durante el cual se depositó el Drift Sierra de los Frailes que documenta la máxima expansión del hielo hacia el ámbito extracordillerano de Patagonia, la cual tuvo lugar en algún momento entre los estadios isotópicos de oxígeno 30 a 34 durante la GGP (1,168 a 1,016 Ma. AP, Ton-That *et al.* 1999; Singer *et al.* 2004) (Figs. 1.3 y 1.7).

Las secciones estratigráficas observadas a lo largo de la margen sur del río Chico incluyen depósitos representantes de ambientes glaci-fluviales marginales al hielo, los cuales permiten delinear la posición terminal del lóbulo glacial en su proyección hacia el norte desde el estrecho de Magallanes. Dentro de este contexto, el río Gallegos habría sido un curso de agua marginal al frente del hielo (Rabassa com. pers.). El límite oriental del drift tiene un claro modelado posgenético que posibilita, en acuerdo con la reconstrucción de Caldenius (1932), ubicar el frente de avance hacia ese sector en algún lugar dentro del espacio que actualmente corresponde a la plataforma submarina. Se debe destacar que fuera de los afloramientos glaciogénicos descritos, no hay en el área de estudio otros asomos al este del límite señalado, aunque sí aparecen en los acantilados costeros que hallan más al sur. Por consiguiente es muy probable que la unidad de drift se encuentre cubierta en el área por los depósitos marino litorales objeto de estudio.

En el perfil de la Ruta Nacional N° 3 (Fig. 1.1, RN3) la presencia de tres niveles de till y de dos ciclos de formación de cuñas de arena (y quizás un tercero), darían cuenta de al menos cuatro eventos geoclimáticos fríos (glaciales y/o estadales) asignables con seguridad al Pleistoceno inferior. El nivel de cuñas de la parte superior del perfil es posterior a la GGP aunque de edad incierta dentro del Pleistoceno medio.

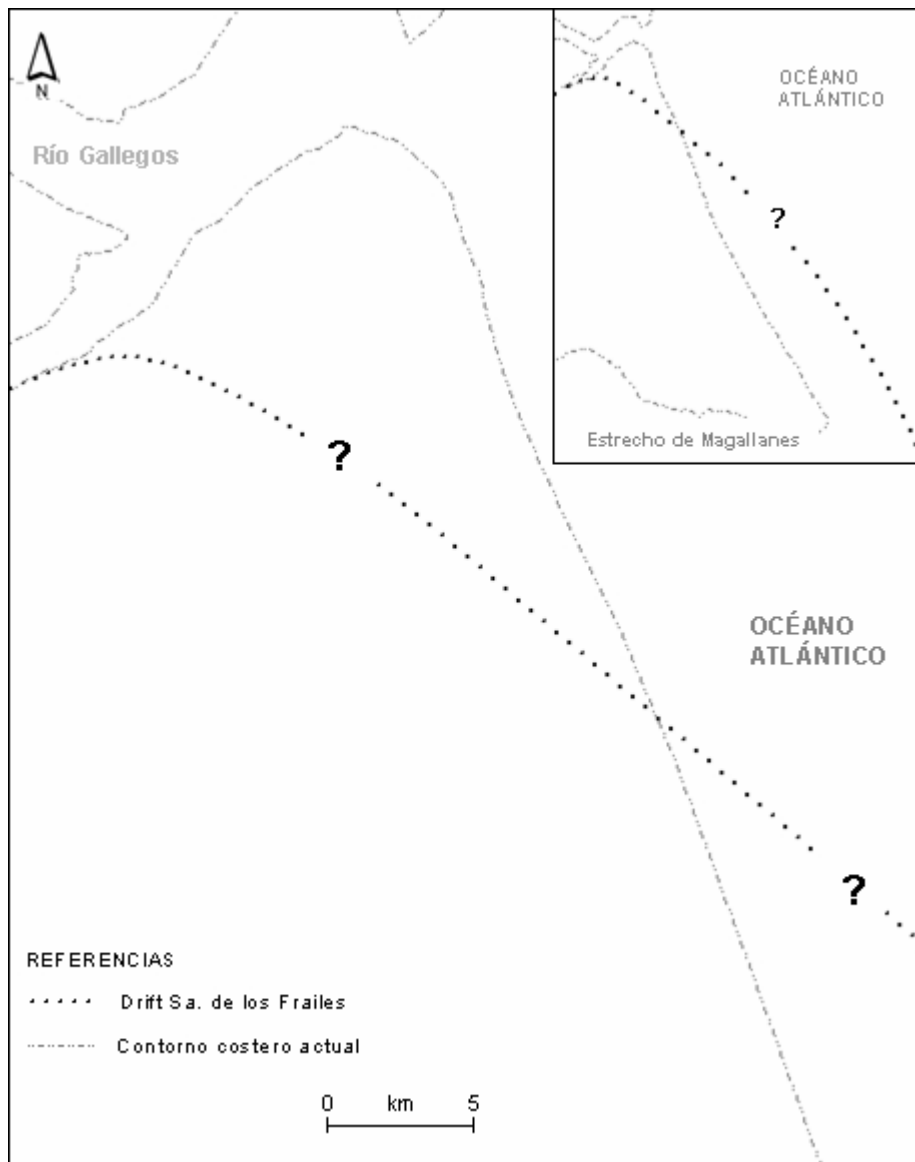


Figura 3.1. Estado A: Pleistoceno inferior tardío - EIO 30-34. Posición inferida del frente del Drift Sierra de los Frailes (Meglioli 1992) ca. 1 Ma, según Caldenius (1932).

Durante los períodos en que se depositaron los mantos de till puede inferirse que las condiciones de humedad fueron lo suficientemente elevadas como para que los hielos se expandieran muy lejos de los centros de englazamiento cordillerano. Por su parte, el ciclo de formación de cuñas de arena estaría registrando un período muy frío aunque extremadamente árido en donde el avance de los hielos hacia el área extraandina no se vio favorecido, dándose en cambio condiciones para la evolución de un ambiente de tundra.

Lo observado en este perfil permite además, plantear una primer hipótesis en cuanto a que el DSF representaría a una glaciación multiepisódica, esto es, que incluiría más de un estadio glacial (Rabassa *et al.* 2007). Como segunda alternativa cabría la posibilidad de considerar que no todo el registro observado corresponde a la GGP y que la unidad de till inferior haya sido depositado durante un episodio glacial más antiguo del cual no existe mención hasta el momento para la margen norte del estrecho de Magallanes (Bockheim *et al.* 2009). Para el territorio fueguino en cambio existen evidencias de un único pulso frío previo a la GGP, que corresponde a la Glaciación Río Grande (2,1 Ma; Meglioli 1992) mientras que dentro de Patagonia continental el registro más cercano, en términos geográficos y temporales, se encuentra en el lago Argentino (Till1 Cerro Fraile, >2,18 Ma; Singer *et al.* 2004).

El último aspecto a considerar es la estabilidad y antigüedad de la superficie geomórfica labrada sobre el drift, que se traduce en morfologías de carbonato de calcio pedogenético asignables al estadio IV y en los perfiles de suelo más profundos encontrados en el área (Tabla 3.1).

3.3.2. ESTADO B

Pleistoceno inferior a medio (~ 1 Ma - 400 ka)

Figura 3.2

Durante este lapso tuvo lugar en la región una nueva glaciación, uno de cuyos lóbulos reocupó la zona del estrecho de Magallanes. La actividad glacial está documentada por el Drift Cabo Vírgenes (DCV) integrado por los depósitos de till y glacialacustres interestratificados (Figs. 1.3 y 1.7). Las morenas frontales, ahora sumergidas y erosionadas, habrían estado posicionadas en cercanía de la boca del estrecho mientras que los arcos morénicos laterales se disponen longitudinalmente en ambas márgenes (Meglioli 1992). Estos últimos se hallan a escasos 30 km al sur del área de estudio alzándose a cotas de alrededor de 100 m en la localidad tipo, Cabo Vírgenes.

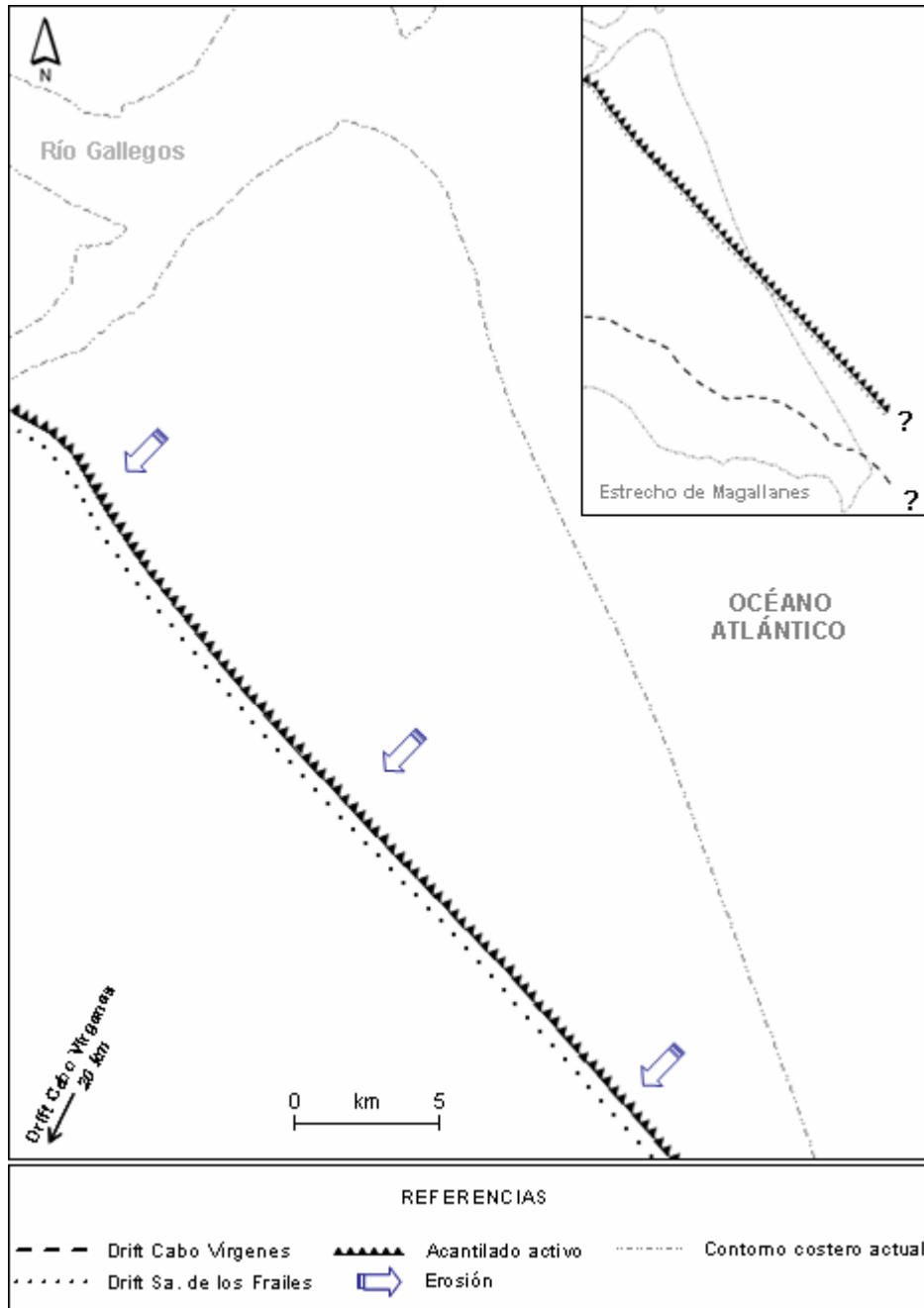


Figura 3.2. Estado B: Pleistoceno medio - ca. 1 Ma a 400 ka AP. Retroceso de la línea de costa por erosión del Drift Sierra de los Frailes con el consiguiente desarrollo de un acantilado en el frente. En el recuadro se observa el límite de la Glaciación Cabo Vírgenes en la margen N del estrecho de Magallanes según Meglioli (1992) (EIO 16 – 18?).

Aunque se encuentran muy bien preservados exhiben una fuerte disección promovida por los escapes glacifluviales de un avance glacial posterior (Bockheim *et al.* 2009; Fig. 3.2, recuadro).

La cronología de esta glaciación todavía no está convenientemente ajustada para la región. De acuerdo a edades numéricas y relativas obtenidas en depósitos equivalentes de Tierra del Fuego (Drift Río Cullen, Meglioli 1992), sería posterior a 0,78 Ma. (Walter *et al.* 2007) y anterior a 0,6 Ma. (Bujalesky *et al.* 2001). Por consiguiente, podría haber abarcado los estadios isotópicos de oxígeno 16 y 18 (Fig. 1.3).

En el área de estudio no existe registro glaciogénico alguno que fehacientemente pueda ser atribuible a este episodio frío ni tampoco depósitos marinos que puedan ser asignados a algún intervalo interglacial dentro del lapso considerado. Existen pocos datos de estos interglaciales, pero de acuerdo con lo que indica el registro isotópico de foraminíferos hubo un volumen de hielo mayor que el actual, lo cual permite suponer que los niveles eustáticos fueron menores que los alcanzados durante y con posterioridad al EIO 11 (~ 400 ka AP) (Shackleton 1987 y Sidall *et al.* 2007) (Fig. 1.3). Según Shackleton (1987), en costas con escaso alzamiento tectónico no cabría esperar terrazas correspondientes a los estadios isotópicos de oxígeno 15 a 23, debido a que su elevación no habría sido la suficiente como para quedar aisladas del posterior ascenso del nivel del mar. El efecto conjugado de niveles marinos bajos y una tasa de alzamiento tectónico consignada como ~0,1 mm/año para el litoral patagónico (Codignotto *et al.* 1992; Schellmann 1998b; Rostami *et al.* 2002; entre otros), podrían explicar de algún modo la falta de terrazas marinas del Pleistoceno medio anteriores al EIO 11, tanto en el área de estudio como en el tramo costero que abarca la información reunida en la Figura 1.5 (Sur de Chubut - Tierra del Fuego). Se debe considerar sin embargo, que como no se cuenta aún con métodos de datación precisos que cubran este lapso, cabría la posibilidad a futuro con la mejora de las técnicas y/o el advenimiento de nuevas, que algunas terrazas puedan ser reasignadas a esos interglaciales.

La evidencia disponible en el área sólo permite inferir que hasta ~400 ka AP, según la estimación de edad del primer registro marino litoral (véase Estado C), el frente del drift experimentó un significativo retroceso hasta alcanzar la posición que se muestra en la Figura 3.2. La traza relativamente recta que presenta puede ser explicada por dos hipótesis alternativas que no son excluyentes: (a) que responda a procesos erosivos marinos, en cuyo caso se trataría de un paleoacantilado labrado durante una o más transgresiones de edad incierta, incluyendo el máximo transgresivo previo a la depositación del primer registro marino del área y/o (b) que hayan influido procesos

tectónicos que involucraran un rechazo de escasa magnitud. En este último aspecto es por demás sugerente que el arrumbamiento general N 40° O coincida con una de las direcciones principales de fracturación del CVPA. No se encontró información geofísica de subsuelo que permitieran avalar esta hipótesis, tampoco las evidencias de campo brindan algún indicio, ya que la topografía está muy suavizada por procesos de pendiente e hídricos posteriores. Cabe señalar que en cercanía del área están documentados varios pulsos de actividad volcánica del Pleistoceno medio que se manifestaron a lo largo de lineamientos estructurales con arrumbamiento semejante (0,86 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Mejía *et al.* 2004; 0,69 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Meglioli 1992 y 0,64 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Corbella 1999).

La presencia de depósitos costeros al pie del frente del drift permite sugerir que independientemente de una posible influencia tectónica, su modelado final obedece a procesos de erosión marina previos a que se dieran las condiciones para la evolución del sistema acrecional.

3.3.3. ESTADO C

Pleistoceno medio - EIO 11 (~ 400 ka)

Nivel PL1: 25 - 21 m s.n.m.

Figura 3.3

El primer registro de sedimentación marina del área de estudio se asigna a la transgresión marina ocurrida ca. 400 ka AP (EIO 11; Fig. 1.6). Dos unidades estarían representando a este primer nivel marino local, **PCL I** y **BF I**.

PCL I está integrada por una serie de afloramientos espacialmente discontinuos distribuidos en una franja de algunos kilómetros de ancho que se adosa a la base del paleoacantilado que limita a la unidad de drift. Por su morfología cordoniforme y composición gravoarenosa se los interpretó como remanentes de una planicie de cordones litorales que se extendió a lo largo del margen atlántico.

La reconstrucción del depósito original llevada a cabo mediante registros aerofotográficos y satelitales permitió delinear la configuración de la paleocosta que, para ese entonces, habría tenido las características de una bahía muy abierta delimitada al oeste y sur por las sedimentitas glaciogénicas del DSF y al norte por una vasta meseta elevada a más de 100 m de altitud. El núcleo de la meseta está compuesto por la Formación Santa Cruz (Ameghino 1889) la cual aflora en los acantilados que la limitan. Si bien a escala regional se encuentra cubierta por "Rodados Patagónicos" (*s.l.*), hacia el

borde costanero del atlántico se presentan depósitos marinos adjudicados al Plioceno superior (Nivel I - Terraza de cabo Buen Tiempo, Feruglio 1950, Fig. 1.4) (Fig. 3.2, recuadro). Los valles menores que recorren su superficie, tanto los de vertiente atlántica como estuarina, tienen la característica de valles colgantes de los cuales se preserva sólo el tramo superior (Codignotto 1990). El importante truncamiento que exhiben en ambos flancos, da cuenta del retroceso que experimentó la meseta durante sucesivos períodos transgresivos, lo cual no permite dar mayores precisiones acerca de donde estaban sus límites para el lapso que se analiza, si bien es claro que debió extenderse más al este y al sur que en la actualidad. En este aspecto Codignotto (1990) señala que la sombra hidráulica proporcionada por el cabo Buen Tiempo (Fig. 1.1) posibilitó la génesis del área de acreción marina objeto de estudio, la cual según estima este autor, será destruida en forma progresiva debido al retroceso que experimenta el cabo.

La amplia entrante costera junto una gran disponibilidad de materiales en el ámbito de la plataforma habrían sido un marco propicio para la progradación hacia mar abierto de no menos de 5 km de cordones litorales. La constancia altimétrica que reflejan los perfiles transversales indica condiciones de estabilidad relativa del nivel del mar durante gran parte de la depositación, mientras que el leve descenso en las cotas que se insinúa hacia el flanco oriental estaría marcando un cambio hacia condiciones regresivas.

Los afloramientos de PCL I se encuentran actualmente a cotas comprendidas entre 25 y 21 m. Por su altimetría serían atribuibles a la Terraza V de Feruglio (1950, Terraza Puerto Mazarredo 15 - 30 m, Fig. 1.4), tal como fuera señalado en un trabajo preliminar por Codignotto y Ercolano (2002), quienes a su vez sugirieron su correspondencia con terrazas de Santa Cruz y Tierra del Fuego asignadas al EIO 5. Como se puede observar en la Figura 1.5, dentro de los valores altimétricos correspondientes a la Terraza V de Feruglio (1950) están incluidos niveles marinos de varias localidades del sur de Patagonia adjudicados a períodos transgresivos que van desde el EIO 5 al 11.

En el presente estado de la investigación, se considera que no sería posible asignarla al EIO 5 como fuera señalado anteriormente. El reposicionamiento temporal que se sugiere parte de analizar la edad numérica que aporta un flujo lávico del Basalto Frailes y las relaciones de campo que existen entre este flujo, la planicie de cordones litorales y el abanico aluvial que se vincula al Chorrillo de los Frailes (Unidad AP). Por un lado, la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la lava es 0,31 Ma (Meglioli 1992), por otro se encuentra encauzada a lo largo de un valle que tributaba al nivel de terrazas superior del Chorrillo de los Frailes que, asimismo, se corresponde con el nivel asociado al abanico. A su vez

este último secciona claramente a la sucesión de cordones litorales (Fig. 2.10; véase Estado D – EIO 10). En consecuencia PCL I predata al abanico y por consiguiente al flujo lávico. A partir de este análisis la unidad PCL I debería ser ubicada como mínimo en el EIO 11 (~ 400 ka AP). De acuerdo a lo manifestado en el apartado correspondiente al Estado B, sería improbable que hubiese algún registro de interglaciares previos al EIO 11, por lo cual cabe analizar la posibilidad que efectivamente corresponda a este estadio isotópico.

Los estudios de numerosos testigos del fondo marino de los dos hemisferios coinciden en que el EIO 11 ha sido el interglacial más largo y cálido de los últimos 500 ka (Hodell 1993; Howard y Prell 1992; Kindler y Hearty 1995; McManus *et al.* 2003, entre otros), inferencia que es a su vez concurrente con la que verifica la desaparición del hielo en el oeste de Antártida (Scherer *et al.*, 1998). Independientemente, varias señales del registro continental de China detectan lo mismo, en términos pedogenéticos la unidad equivalente al EIO 11 marino muestra un suelo muy desarrollado que sugiere un intervalo cálido prolongado (Kukla 1987, Kukla *et al.* 1988 y Zhongli *et al.* 1991). Específicamente para Sudamérica, Ortlieb *et al.* (1996) sostienen algo similar sustentado en evidencias paleontológicas, morfoestratigráficas y geocronológicas obtenidas en terrazas marinas del norte de Chile. Estas condiciones habrían perdurado entre 30 a 40 ka según testigos del Atlántico norte (OPD 980 – 983), lapso durante el cual el nivel del mar se mantuvo estable (McManus *et al.* 2003).

Las características de este interglacial son compatibles con lo que muestra la evidencia encontrada. La amplitud que posee la planicie de cordones litorales indica que las condiciones fueron favorables para la depositación acrecional durante un tiempo relativamente prolongado, mientras que la constancia altimétrica que se verifica en gran parte de ella es acorde con un nivel marino estable. Por otra parte, tomando como tasa de alzamiento tectónico un valor de 0,1 mm/año, razonable según la bibliografía específica, el desnivel de 55 m que existe entre estos depósitos y la superficie topográfica del drift se ajustaría en forma aproximada al ascenso regional esperable en 600.000 años. De ser así, la propuesta que vincula el desnivel con un rechazo tectónico podría quedar desestimada, así como cualquier otro fenómeno posterior de la misma índole. Sin embargo no se descarta que la evolución de dicha paleolínea de costa haya estado condicionada por un lineamiento estructural con movimiento a lo largo del rumbo. Cabe agregar que además de los episodios de actividad volcánica mencionados en el apartado anterior existen registros de un episodio según un alineamiento NO-SE en inmediata

vecindad al área (zona de Monte Aymond, ~30 km) datado en 0,36 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Meglioli 1992), edad que se aproxima a la del final del EIO 11 (423-362 ka).

Las consideraciones precedentes sirven de base para proponer la correspondencia del primer nivel de acumulación marina del área con el EIO 11, conforme a ello y como no es el único nivel identificado para el Pleistoceno se lo denomina Nivel PL1.

Este nivel estaría integrado además por la Unidad BFI. El conjunto de geoformas que la constituyen fueron interpretadas como formas de fondo someras, intermareales y probablemente submareales, resultantes de la interacción entre procesos litorales y fluviales. La correlación que se establece con PCL I se apoya en el siguiente análisis: (a) las evidencias de campo demuestran que las dos unidades tiene idéntica relación estratigráfica con el abanico del Chorrillo de los Frailes (Unidad AP) y por lo tanto le cabe a BF I la misma evaluación temporal que a PCL I; (b) las superficies geomórficas de ambas exhiben similar grado de afectación en relación con procesos posgenéticos subaéreos. Las semejanzas incluyen el grado de integración de la red de drenaje, la profundidad alcanzada por los cañadones, la densidad de bajos y el estadio de carbonato de calcio pedogenético que poseen (II+, Tabla 3.1); en relación con este último parámetro hay que tener en cuenta que el número de observaciones fue limitado y (c) la morfología del sector norte de ambas unidades así como su relación espacial y altimétrica es en conjunto equiparable a la poseen otras dos geoformas vinculadas a la dinámica costera actual, la planicie de cordones litorales del atlántico (PCL III) y el delta de reflujos de mareas que se ubica en la parte externa de la boca del estuario (Figs. 2.22 y 2.24).

Así evaluada, BF I podría haber evolucionado al mismo tiempo que PCL I como un bajofondo adyacente a la planicie de cordones litorales. Partiendo de la analogía establecida en el punto (c) se plantea como hipótesis una posible correspondencia del sector allí señalado con una antigua zona de desembocadura del río Gallegos.

A juzgar por la magnitud de los rasgos que conforman las dos unidades asignadas a este estado evolutivo, el volumen de material clástico que debió estar disponible en la plataforma debió ser enorme. Es probable que la mayor parte haya sido producto de la destrucción de los depósitos de drift debido al significativo retroceso de su frente, sin descartar los aportes procedentes del antiguo río Gallegos y los materiales aportados por la deriva litoral hacia el sur (Codignotto 1975; Kokot 2000 y 2004).

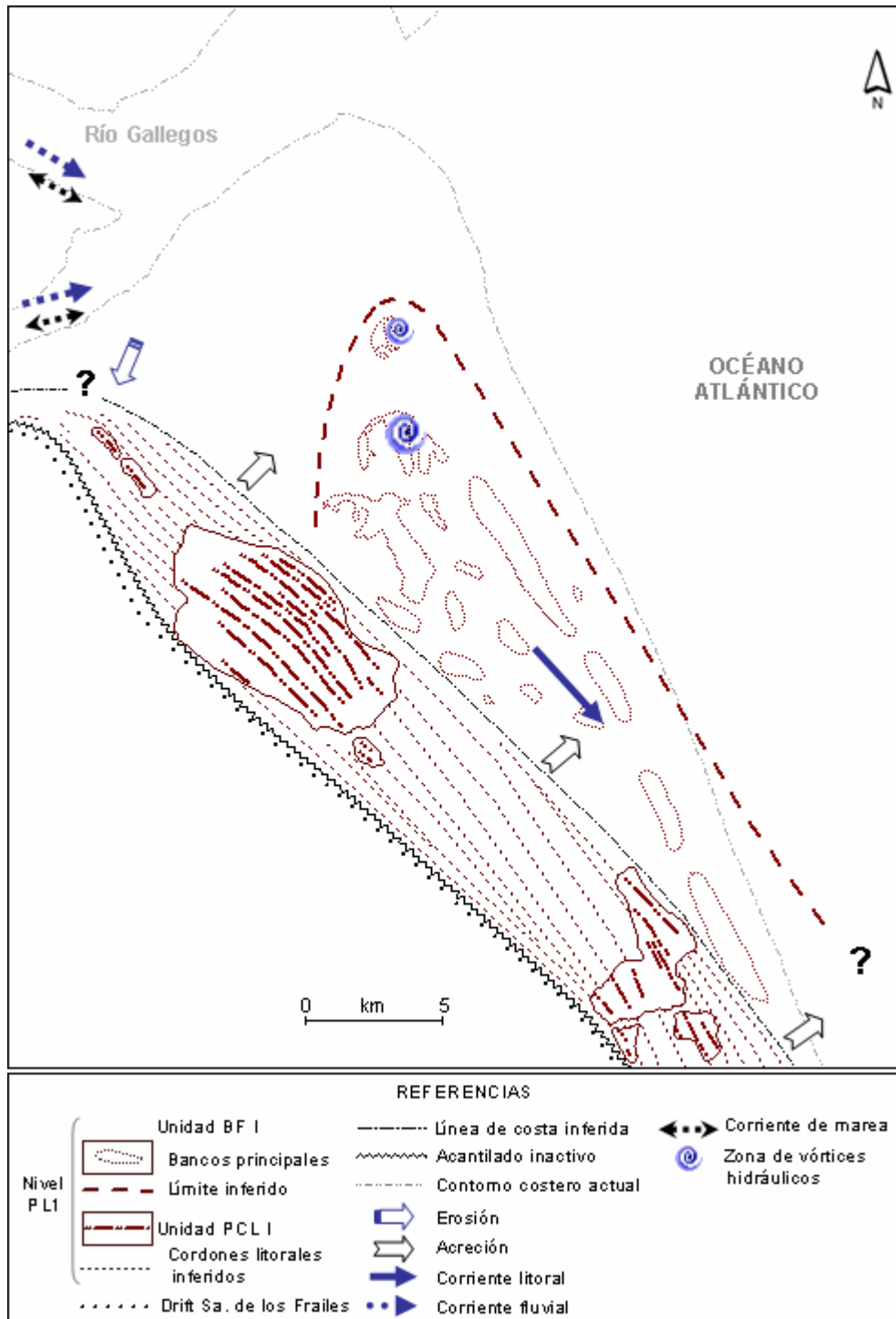


Figura 3.3. Estado C: Pleistoceno medio - EIO 11 (ca. 400 ka AP). Progradación de la primera planicie de cordones litorales del área -Unidad PCL I-. En la playa exterior se depositan una serie de bancos alineados según la dirección de la corriente litoral -Unidad BF I-. Las morfologías del extremo norte sugieren una génesis asociada a una zona de vórtices hidráulicos que fue migrando hacia el norte.

3.3.4. ESTADO D

Pleistoceno medio – EIO 10 (~ 350 ka)

Figura 3.4

La región estuvo bajo la influencia de una nuevo pulso frío, en este caso la “Glaciación Punta Delgada”. El lóbulo de hielo que ocupó la depresión del estrecho de Magallanes no sobrepasó en esta oportunidad la bahía Posesión en la margen norte y la punta Catalina en la sur (Meglioli 1992; Coronato *et al.* 2004).

En razón del menor alcance hacia el este respecto de episodios previos, los arcos morénicos terminales se ubican en una posición más interna dentro del estrecho y poseen, por otra parte, una topografía algo más deprimida (Fig. 1.7). No obstante, según lo indica la evidencia morfológica, la altura del hielo debió ser la suficiente como para generar una pendiente favorable hacia el noreste, posibilitando que las aguas de fusión proyectadas desde su frente disectaran sucesivamente las morenas de las dos glaciaciones previas (“Cabo Vírgenes” y “Sierra de los Frailes”). De esta forma, la carga sedimentaria transportada por las corrientes fue depositada al pie del frente morénico (Unidad DSF) en el dominio marino que había comenzado a gestarse en el atlántico (Fig. 3.4, recuadro). De acuerdo con esta interpretación la vertiente atlántica por su posición respecto al frente de hielo, formó parte de un amplio ámbito de depositación proglacial representado por una serie de abanicos generados a expensas de los escapes glaciafluviales.

El afloramiento que registra este proceso en el área de estudio tiene posición apical en el Chorrillo de los Frailes y forma parte de la **Unidad AP**, que a su vez incluye a sus similares ubicados más al sur. La planicie de cordones litorales (PCL I) y el bajofondo marino (BF I) en ese momento expuestos al ambiente subaéreo merced al descenso glacieustático, resultaron cubiertos y/o arrasados y disectados por la mecánica depositacional del abanico (Fig. 2.10).

La edad de la “Glaciación Punta Delgada” fue establecida por Meglioli (1992) en ~350 ka AP mediante la medición de anillos de meteorización de basaltos incorporados en el till y la posición estratigráfica de las morenas, en función de ello fue correlacionada con el EIO 10. Una supuesto similar surge del trabajo de Bujalesky *et al.* (2001) también a través de relaciones estratigráficas aunque esta vez entre depósitos paraglaciales de la “Glaciación San Sebastián” (correlato fueguino de la “Glaciación Punta Delgada”) y depósitos marinos ajustados con una edad Th/U. Los datos paleomagnéticos

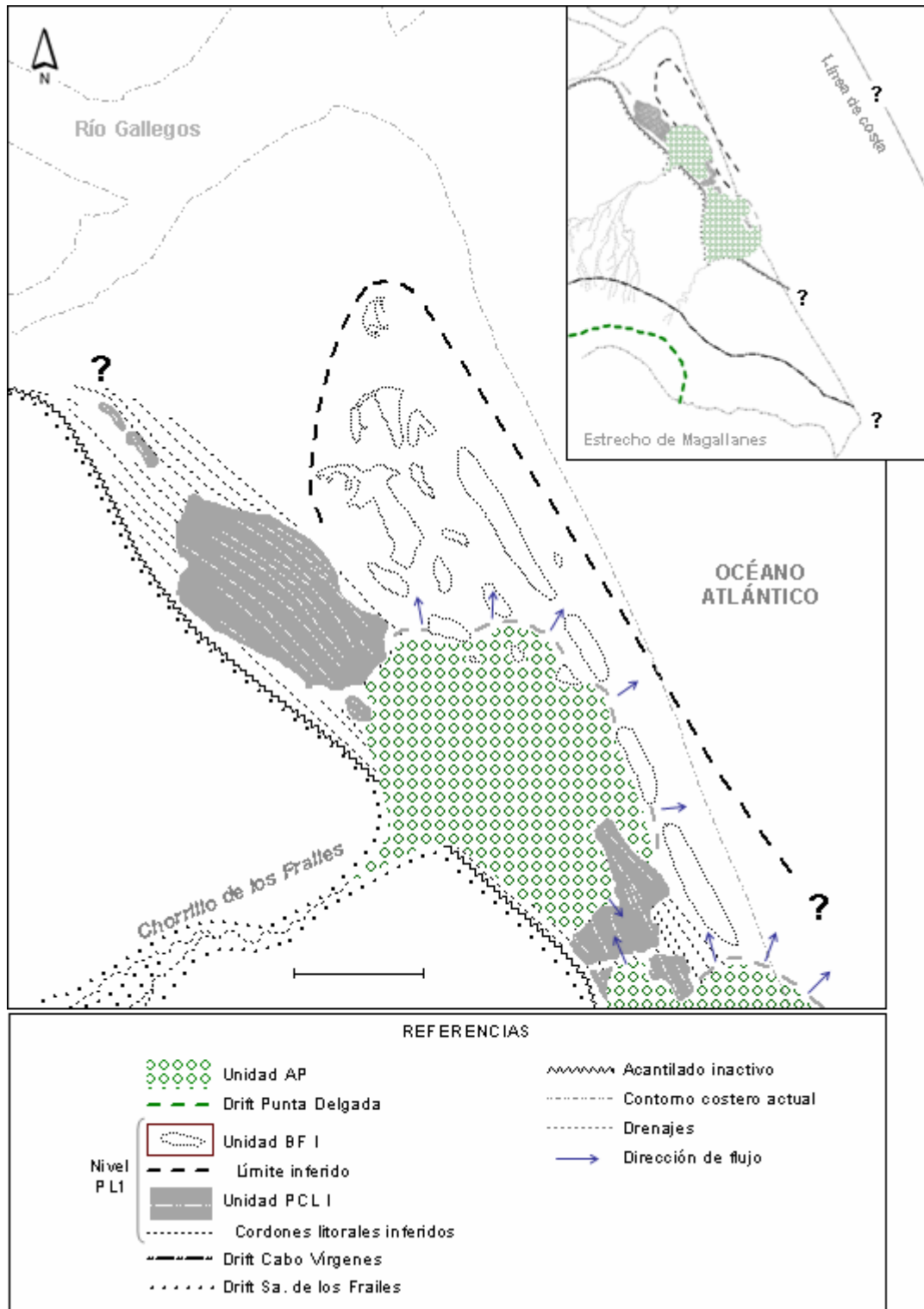


Figura 3.4 Estado D: Pleistoceno medio - EIO 10 (ca. 350 ka AP). Depositación de abanicos paraglaciales (Unidad AP) relacionados con la Glaciación Punta Delgada (ver recuadro) que disectan y erosionan el Nivel PL1.

recientemente obtenidos por Walther *et al.* (2007) en depósitos de esa misma glaciación, aunque proveen un menor ajuste temporal confirman su ubicación dentro del cron Bruhnes (< 0,78 Ma).

En el marco de la presente investigación, la colada del Basalto Frailes datada en 0,31 Ma AP $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Meglioli 1992), que como ya se señalara tiene un vínculo estratigráfico con un drenaje del Chorrillo de los Frailes, provee una edad mínima para la génesis del abanico y por consiguiente para la “Glaciación Punta Delgada” con la que fue morfológicamente relacionado. Esta consideración apoya en cierta forma el posicionamiento temporal propuesto en los trabajos arriba mencionados. No obstante, las dudas acerca de la edad de esta glaciación persistirán hasta tanto no se obtengan evidencias directas datables.

Cabe agregar que las acumulaciones de carbonato de calcio pedogenético en AP no muestran diferencias significativas con los de las unidades referidas para el EIO 11 (PCL I y BF I), mientras que la horizonación es aproximadamente similar (Tabla 3.1). Esto apoyaría de algún modo la cercanía temporal de todas estas unidades e induce a pensar que la escasa induración de los depósitos marino costeros recientemente depositados habría contribuido a que los flujos glacifluviales los removilizaran con cierta facilidad.

3.3.5. ESTADO E

Pleistoceno medio - EIO 9 (~330 ka AP) y EIO 7 (~220 ka AP)

Figura 3.5

No se han hallado niveles marinos que puedan ser adjudicados a ningunos de estos estadios isotópicos. Una revisión de las características que diferentes registros paleoclimáticos proporcionan para estos estadios permite encontrar una explicación, al menos, a la falta de terrazas correspondientes al EIO 7.

De acuerdo con testigos oceánicos se considera que, en términos de productividad de carbonato, temperatura superficial del mar y otras variables climáticas, durante el EIO7 hubo un excedente de hielo en los continentes en comparación con el Holoceno y los estadios isotópicos 5, 9, y 11 (Shackleton 1987; Hodell 1993; entre otros). Según Stirling *et al.* (2001). La formación de corales, que sólo ocurre durante interglaciares prolongados o cálidos, tuvo lugar en la isla de Henderson (Nueva Zelanda) durante el EIO 9c (~330 ka AP) aunque no así en el EIO 7e (~220 ka AP), subestadios que se consideran representan los máximos transgresivos de ambos interglaciares. Los

hallazgos en la meseta de China apuntan en un mismo sentido, mientras que la unidad equivalente al EIO 9 posee un buen desarrollo de horizontes edáficos la que representa al EIO 7 tiene un desarrollo más moderado (Zhongli *et al.* 1991).

La evidencia disponible hasta el momento no permite establecer con precisión los niveles eustáticos para ambos estadios (véase Marco Teórico), sin embargo las curvas del nivel del mar reconstruidas en varias localidades del mundo tienen un patrón de comportamiento similar (Fig. 1.6). Comparado con el presente nivel, el paleonivel del EIO 9 fue aproximadamente semejante al actual, mientras que para el EIO 7c habría sido inferior ubicándose de -6 a -8 m por debajo (Siddall *et al.* 2007). Los valores obtenidos por Rostami *et al.* (2000) para el extremo sur de Patagonia si bien no coinciden exactamente con los anteriores muestran con todo las mismas tendencias.

Toda la evidencia sugiere firmemente que el EIO 7 fue relativamente frío. En consecuencia, sería poco probable encontrar terrazas marinas de esa edad en las costas salvo en áreas con un fuerte alzamiento tectónico donde pudieran haberse preservado de niveles eustáticos más elevados posteriores, mientras que las terrazas del EIO 9, cuanto menos relícticas, deberían encontrarse por debajo de las del EIO 11 (Shackleton 1987).

En la localidad de Caleta Olivia y en otras de más al norte, Schellmann (1998a) hace referencia a terrazas correspondientes al EIO 7 sobre la base de fechados ERS en valvas de moluscos y encuentra que estas terrazas se hallan a la misma altura que las del EIO 5. Idénticas observaciones y fechados obtienen Rostami *et al.* (2000) en las mismas localidades pero en cambio postulan que no hay paleolíneas de costa correspondientes al EIO7 en el litoral patagónico. El fundamento fue la fuerte abrasión que observaron en las valvas consignadas para ese estadio, considerándolo fruto del retrabajo sufrido durante la transgresión subsiguiente (EIO 5). Por analogía sería posible explicar la ausencia de terrazas marinas correspondientes al EIO7 en el área de estudio, en cambio no es posible precisar si durante el EIO 9 no se formaron o fueron erosionadas.

Acerca de las unidades previamente depositadas en el área y su evolución durante el lapso aquí considerado, cabe realizar algunas apreciaciones que surgen del análisis morfológico y altimétrico de las mismas. En primer lugar, se infiere que los rasgos más elevados de BF I sobresalían a modo de islotes protegiendo del embate directo de las olas al sector medio de PCL I y a la parte de AP situada al norte del Chorrillo de los Frailes. Paralelamente, aquellos islotes que quedaron expuestos a la acción del oleaje atlántico desarrollaron un frente acantilado. Inmediatamente al sur del Chorrillo de los

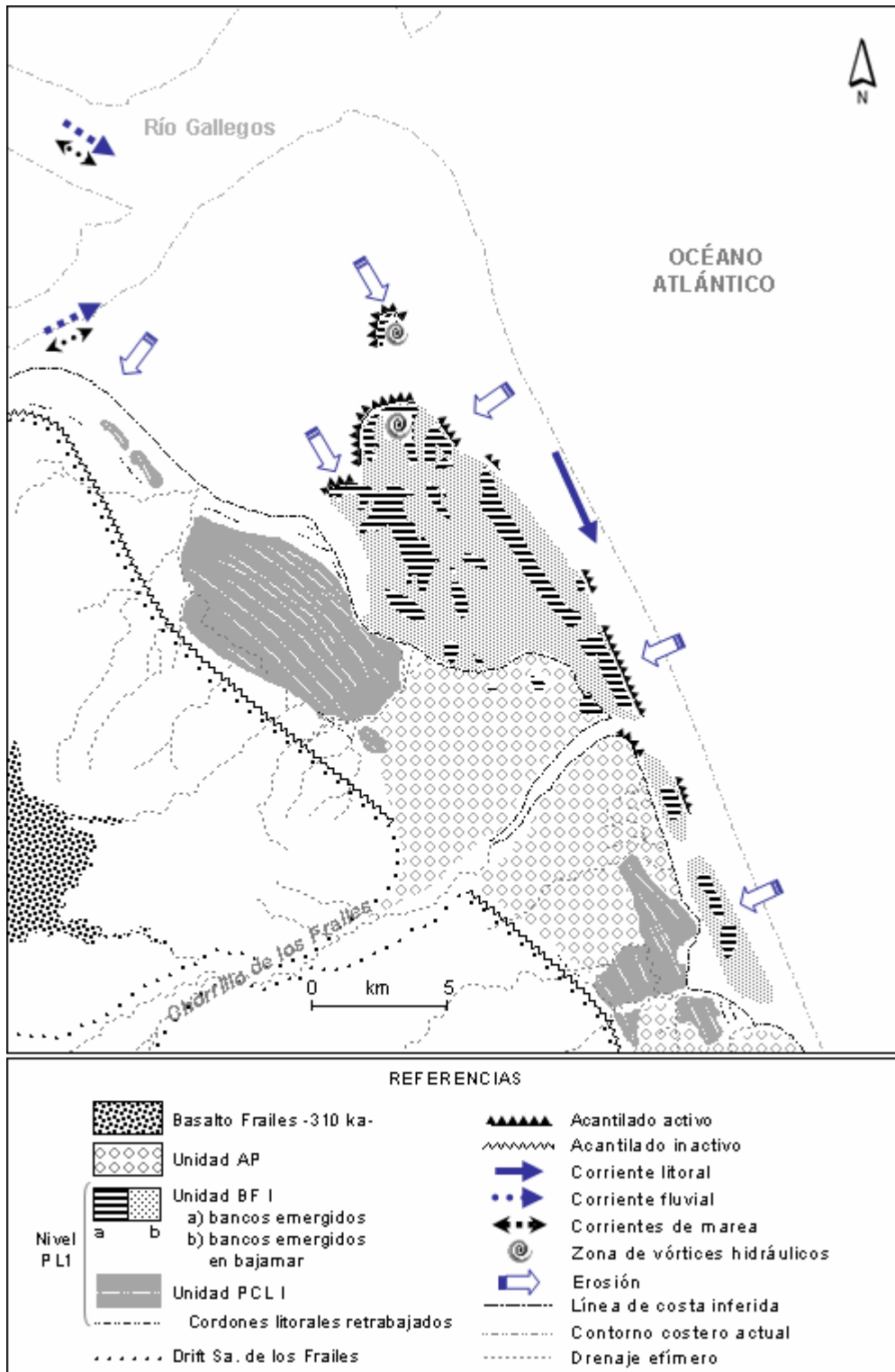


Figura 3.5. Estado E: Pleistoceno medio - EIO 9 y O7 (?) (ca. 330 – 200 ka AP) Erosión de las unidades previamente depositadas.

Frailes la menor altimetría de BF I no habría sido suficiente como para limitar el impacto de ola sobre el abanico que experimentó allí un retroceso, desarrollando un frente con diseño recto y escapado. Al norte y sur de esta barrera hidráulica se dieron condiciones de erosión que particularmente afectaron el extremo norte de PCL I contribuyendo a desdibujar casi por completo la morfología cordoniforme.

Por último se discute la posibilidad que por su altimetría, el pequeño afloramiento del extremo septentrional de BF I pudiese ser asignado a alguno de los episodios transgresivos considerados en este apartado. En primer lugar cabe recordar que fue interpretado como una forma de fondo y segundo se debe tener presente que su cota máxima es de 16,9 m. Esto implica que cuanto menos el mar debió cubrirlo en su totalidad durante las pleamares y por lo tanto, cualquier geoforma preexistente del área que se hubiese encontrado en el mismo nivel topográfico o menor, necesariamente se habría visto afectada por la dinámica costera. En ese caso el abanico del Chorrillo de los Frailes (Unidad AP), depositado durante el EIO 10, habría quedado sumergido en su tramo distal como puede observarse en la Figura 3.6. Sin embargo, las morfologías del abanico no revelan que semejante situación se haya dado, por lo cual se desestimó que el afloramiento en cuestión se hubiese generado con posterioridad al abanico y se decidió incluirlo en la Unidad BF I.

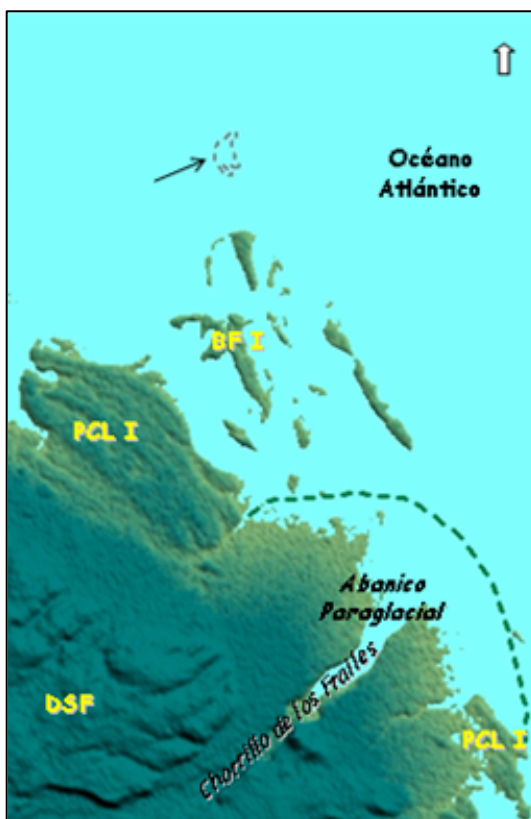


Figura 3.6. Croquis generado a partir de un modelo de elevación digital (SRTM) suponiendo un nivel del mar suficiente como dejar apenas sumergido el afloramiento del extremo norte de BF I (flecha). Nótese como la parte distal del abanico paraglacial, cuyo frente se marca con línea puntada verde, habría quedado parcialmente bajo agua.

Referencias: DSF-Drift Sierra de los Frailes; PCL I – Planicie de Cordones Litorales I; BF I – Bajofondo I.

3.3.6. ESTADO F

Pleistoceno superior - EIO 5e (~134 - 116 ka)

Nivel PL2: 17- 14 m s.n.m.

Figura 3.7

Corresponde a un nuevo episodio transgresivo que se considera esta representado en el área por las Unidades **PCL II** y **CIA I**.

La primera incluye a una serie de cordones litorales gravoarenosos remanentes de una planicie costera, cuyas características responden a lo que Feruglio (1950) define como una terraza marina de acumulación. El fechado por OSL obtenido en uno de los cordones más jóvenes dio una edad de ~33 ka AP situando cronológicamente a la unidad en el EIO 2. Si bien la datación no aportó una edad congruente, dado que coincide con un nuevo pulso frío a escala global (“Glaciación Segunda Angostura” en el estrecho de Magallanes), permite descartar que PCL II haya evolucionado durante el interglacial Holoceno. Esto también es avalado por el análisis combinado de las relaciones de campo, posición altimétrica, el grado de evolución de los rasgos fluviales y el perfil edáfico, atributos que a su vez permiten individualizarla como un nivel marino distinto de PL1 (Tabla 3.1 y Fig. 3.12). Así considerada la terraza marina que se desarrolla entre las cotas de 17 y 14 m se reconoce como parte integrante del Nivel PL2, segundo nivel pleistoceno del área.

Sobre bases altimétricas se propone una correlación entre PCL II y la formación marina La Sara de Tierra del Fuego (Codignotto 1969), localizada también en la Cuenca Austral (Figs. 1.5 y 1.8). La correspondencia puede ser extendida al aspecto morfológico, al diseño espacial y al carácter fuertemente regresivo que exhiben los perfiles de ambas (Fig. 3.8). El nivel fueguino contiene restos de valvas sobre los cuales fueron llevadas a cabo varias dataciones. Codignotto y Malumián (1981) obtuvieron un fechado radimétrico mayor a 43 ka AP, que aportó una primera edad mínima para el depósito. Posteriormente, aplicando la técnica racemización de aminoácidos Rutter *et al.* (1989) y Meglioli (1992) estimaron que se trataba de un nivel pleistoceno que podía corresponderse con el subestadio isotópico 5e. Bujalesky *et al.* (2001) obtuvieron una edad por Series de uranio de $82 \pm 2,5$ ka AP (EIO 5a) dudosa, porque parte del uranio era de origen terrestre, considerando en consecuencia su asignación al mismo subestadio que los anteriores.

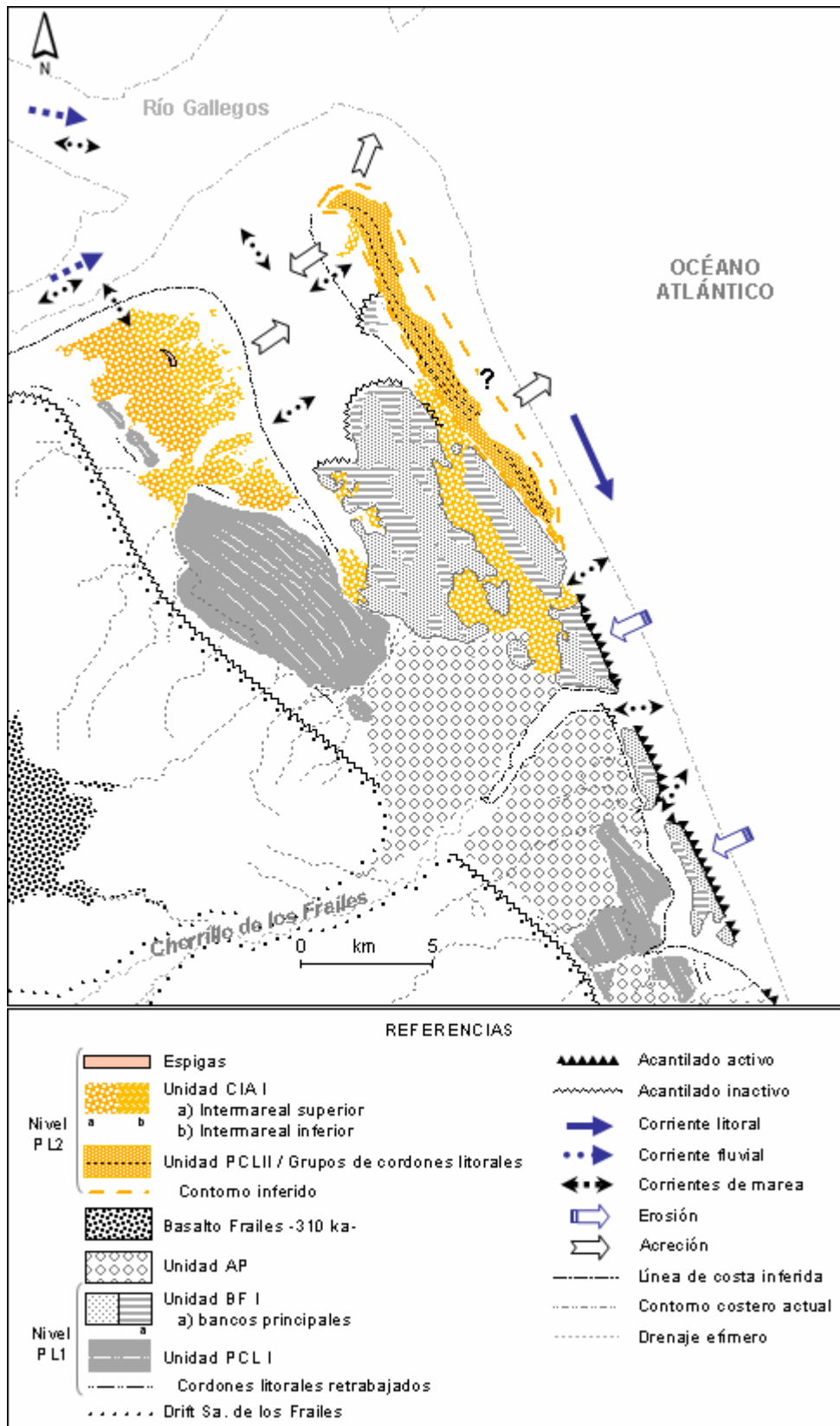


Figura 3.7 - Estado F: Pleistoceno medio - EIO 5e (ca.125 ka). Progradación de una planicie de cordones de playa regresivos -Unidad PCLII- que circunscriben hacia el continente, junto a las formas más elevadas y ascendidas de la Unidad BF I, una serie de ambientes de deposición protegido donde se desarrollan facies intermareales -Unidad CIA I-.

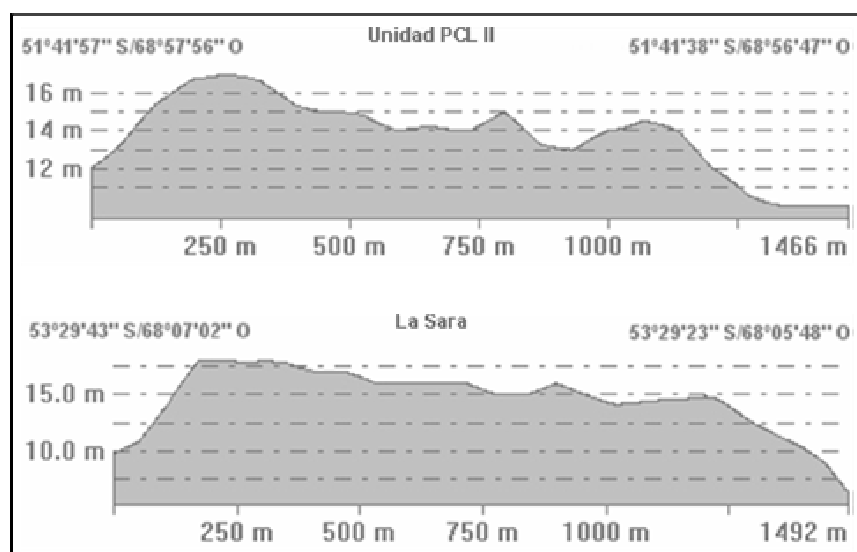


Figura 3.8. Perfiles transversales comparativos entre la Unidad PCL II del área de estudio y de la localidad La Sara (Tierra del Fuego). Obsérvese el similar carácter regresivo de ambos, las altimetrías y el ancho de afloramiento de ambos.

En relación con los estos resultados merecen ser mencionados los avances que se produjeron durante los últimos años en el conocimiento de este interglacial, que de algún modo confirman las estimaciones de los autores y permiten, en función de la correlación establecida, posicionar a la terraza marina del área de estudio en el EIO 5e.

Actualmente se acepta que la unidad que representa al Último Interglacial es la correspondiente al subestadio isotópico marino 5e. Los testigos coralinos indican que durante este subestadio el nivel del mar se habría posicionado igual o a unos pocos metros por encima del actual, consignándose valores entre 0 m y +6 m de acuerdo con la región estudiada (Suguio *et al.* 1985; Chappell y Shackleton 1986; Murray-Wallace y Belperio 1991, Stirling *et al.* 1998; Schellmann y Radtke 2004, entre otros). Específicamente para la Patagonia, la única referencia proviene de Rostami *et al.* (2002) que lo ubican en $+6 \text{ m} \pm 2$, aunque en este caso a través de la información obtenida en cordones litorales. Lo que sugiere el registro coralino es confirmado por un gran número de testigos oceánicos que apuntan a que en el EIO 5e hubo menos hielo y que habría sido un momento más cálido que el Holoceno (Shackleton y Opdike 1973). Sin embargo, esto no está bien reflejado en el *plateau* de China donde el paleosuelo que representa a este período posee un desarrollo semejante al del EIO 1 (Holoceno) (Zhongli *et al.* 1991), hecho que Kukla *et al.* (2002) relacionan con el menor grado de sensibilidad paleoclimática de este registro. Los datos coralinos, espeleotemas y polen circunscriben

el lapso de duración de las condiciones interglaciales entre ~134 y 116 ka AP mientras que las inferencias que resultan de las señales de China y de secuencias lacustres europeas le adjudican un estimado menor (Mastronuzzi *et al.* 2005). En cuanto a los siguientes subestadios, 5c y 5a, se consignan niveles del mar de 20 a 30 m más bajos que el presente (Lambeck *et al.* 2002) (Fig. 1.6).

Por lo expuesto se deduce que existe un consenso relativamente unánime en cuanto a que el nivel eustático del EIO 5e fue más alto que el de los subestadios posteriores 5c y 5a, aproximadamente igual o escasamente mayor que el actual y a su vez más alto que el del EIO 7 que lo precedió (Fig. 1.6). Por lo tanto y tal como fuera expresado en apartados anteriores, es probable que de haber existido terrazas formadas en el EIO 7 hayan sido prácticamente eliminadas del registro costero durante el Último Interglacial. Por otro lado, los niveles eustáticos sumamente bajos que se estiman para los subestadios 5c y 5a avalarían la asignación al subestadio 5e de la Formación La Sara, dado que las terrazas correspondientes a los dos primeros deberían hallarse sumergidas en la plataforma en relación con la transgresión holocena.

En términos evolutivos, la planicie costera de cordones litorales del área de estudio progradó en dirección al este con sus exponentes más antiguos adosados parcialmente a los bancos ascendidos de la Unidad BF I (Nivel PL1). La traza rectilínea de este contacto hace presuponer que previo a la acreción de PCL II operaron procesos erosivos marinos que elaboraron un frente acantilado en los bancos de BF I. Esta posibilidad ya fue mencionada previamente pero no se descarta que además, estos procesos hayan actuado durante el máximo de la transgresión aquí considerada.

La extensión original de la planicie no puede ser determinada, todo el perímetro muestra signos erosivos de magnitud variable como resultado de procesos marinos litorales que ocurrirían durante la transgresión holocena. La disposición submeridiana de los grupos de cordones, el truncamiento de los frentes y su estrechez, indican variaciones muy rápidas entre cortos períodos de acreción y erosión y un tránsito de materiales hacia el sur. La curvatura que presentan los cordones del extremo septentrional hacia el interior del continente sugiere la existencia de una componente hidrodinámica procedente de ese ámbito, probablemente asociada con la dinámica de los ríos Gallegos - Chico. Una situación similar se da en la actualidad en el mismo sector de la planicie costera moderna (Unidad PCL III), donde resulta clara la relación con la dinámica del estuario (véase 3.3.7.3. Estado G^{III}).

El desnivel topográfico que se registra desde los cordones más antiguos a los más nuevos sugiere un descenso relativo del nivel del mar de unos 4 m. Si bien este descenso podría estar relacionado con una disminución en la altura del oleaje, la tendencia constante que se verifica a lo largo de todo el afloramiento y lo rápido que ocurre, dan la pauta que la progradación ocurrió dentro de un marco fuertemente regresivo.

Parte del material clástico necesario para la formación del depósito podría proceder del aporte fluvial y otra parte de los materiales presentes en la plataforma producto de la destrucción de los depósitos glaciogénicos (DSF) y de formas litorales previas.

Se considera que el relieve positivo del conjunto de las formas constitutivas de PCL II y de las paleoformas ascendidas y más elevadas de BF I, actuaron como una barrera confinando cuerpos de agua de distinta magnitud hacia el continente. En esos ambientes resguardados del oleaje de mar abierto se gestaron planicies de mareas y probables marismas en las partes topográficamente más elevadas, cuyos remanentes constituyen la Unidad CIA I. La configuración de la costa para esos momentos, reconstruida a partir de la distribución geográfica de todas estas unidades, permite distinguir en la parte norte del área una profunda entrada de mar en forma de "U" marginada al este por PCL II que se comunicaba con la zona donde desembocaban los ríos Gallegos y Chico, probables estuarios tal como ahora. Las planicies intermareales y los amplios canales de marea preservados en el *Sector Occidental* (CIA I) permiten inferir que el cuerpo de agua habría tenido las características de una albufera. Este ámbito fue colmatado en forma paulatina por los materiales finos aportados por las corrientes de marea y depositados al producirse el cambio de marea. El ancho de las planicies intermareales muestra que el proceso de acreción lateral fue significativo, hecho que las vincula con una costa de régimen macromareal (Cooper 1994).

Al sur del anterior, habría existido un segundo cuerpo de agua más discreto, limitado al este por la Unidad BF I, que se conectaba al mar abierto por una boca de marea estrecha a la que se vinculó un pequeño delta de reflujos (*Sector Sudoriental*). Resulta difícil establecer si la apertura de la boca obedeció a la dinámica propia de la barrera o si el canal era un rasgo morfológico deprimido heredado de la Unidad BF I. El sistema albuférico en este caso tuvo un muy limitado intercambio de agua con el mar revistiendo el carácter de parcialmente restringido (*sensu* Nichols y Allen 1981).

Es probable que inicialmente las dos albuferas hayan estado conectadas al menos en pleamar y que su desvinculación ocurriera en la medida sedimentaban los sectores

más internos de ambas y progresaba la regresión. La orientación de una espiga hacia el interior de la albufera mayor así como la de otros rasgos similares de menor envergadura sustentarían la idea de que existió una componente hidrodinámica de mayor magnitud con sentido al SE. El pasaje de agua habría estado recostado hacia el este, entre el cuerpo principal de BFI y PCL II. La intensa acción hídrica de las corrientes en esa dirección habría contribuido en parte a modelar el contorno rectilíneo del flanco interno de PCL II y fomentado el despegue entre esta unidad y BF I.

Otra serie de ambientes protegidos del mar abierto habrían evolucionado en el curso inferior del Chorrillo de los Frailes. Al sur del mismo, la circulación de agua entre los elementos ascendidos de BF I (Nivel PL1) y el continente habría promovido la erosión de los frentes de las unidades AP y PCL I (Nivel PL1), así como también la gestación de algunas formas de acreción tales como espigas.

3.3.7. ESTADO G

Holoceno - EIO 1 (~ 7 ka - Presente)

Luego del Último Interglacial (EIO 5e) tuvo lugar en la región una última glaciación que se estima comenzó ca. 85 ka y que abarca los estadios isotópicos 4 y 2, los cuales están separados por un intervalo relativamente más cálido identificado como EIO 3 (Rabassa 2008), donde el nivel relativo del mar se ubicó entre -45/-60 m (Guilderson *et al.*, 2000). En la nomenclatura estratigráfica regional este último episodio frío corresponde a la "Glaciación Segunda Angostura".

El área de estudio y la región del estrecho de Magallanes ubicada directamente al sur si bien permanecieron libres de hielo, estuvieron sometidas a condiciones de permafrost continuo en un ambiente de extrema aridez. Esto es atestiguado por cuñas de arena fósiles con un patrón de distribución poligonal, las cuales están rellenas por similar material eólico sobre el que se desarrollan los suelos holocenos y a su vez intruyen paleosuelos (Fig.1.1, Chimen Aike).

El Último Máximo Glacial ocurrió entre los 20 y 18 ¹⁴C ka AP según la cronología obtenida en los valles andinos (Rabassa 2008). Los datos radiocarbónicos procedentes de testigos de la plataforma continental argentina revelan que hace 16,69 ¹⁴C ka cal. AP el mar registró su nivel más bajo, cercano a los 150 m por debajo del actual (Guilderson *et al.* 2000).

El mejoramiento climático al final del Pleistoceno produjo la fusión de los hielos y el inicio de una nueva transgresión que se prolongaría durante parte del Holoceno cesando ca. 7 ka AP., momento a partir del cual comienza una fase regresiva que prácticamente se prolonga hasta el presente (Codignotto 1993). Aún es materia de debate a cuantos metros por encima del nivel actual se encontraba el mar durante el pico transgresivo y cuando fue el momento preciso en que éste fue alcanzado. En el área de estudio algunos depósitos pueden considerarse que son cercanos al máximo transgresivo (véase Estado G'), el cual sería brevemente anterior a los 6,3 ka AP de acuerdo a la edad referida por Gonzalez Bonorino (2002) para los primeros cordones de grava de punta Bustamante (Fig. 1.1). Este dato es acorde con los obtenidos por McCulloch y Davis (2001) en el estrecho de Magallanes que lo ubican alrededor de los 6,45 ka ¹⁴C AP.

El testimonio estratigráfico de una fase regresiva posterior está ampliamente documentado a lo largo de todo el litoral atlántico de Argentina, incluida el área de estudio, a través de varias líneas de costa relícticas. Se trata generalmente de playas de cordones progradantes que registran diferentes posiciones de un nivel relativo del mar sucesivamente más bajo. La edad decreciente de estas líneas de costa es interpretada por numerosos autores como indicativa de la existencia de ciclos de progradación interrumpidos por lapsos donde se dieron condiciones de erosión o no deposición y descensos del nivel relativo del mar, que estarían reflejando el carácter espasmódico de la fase regresiva (Suguio *et al.* 1985, Codignotto *et al.* 1990; Martin y Suguio 1992; Wong 1992; Monti 2000; Domínguez *et al.* 2002, Gómez *et al.* 2005 y 2006, Laprida *et al.* 2007, en otros). Según surge de las menciones de varios de ellos, el episodio ocurrido hace alrededor de 2,7 ka AP puede ser trazado a lo largo de todo el litoral atlántico de Sudamérica. Gómez *et al.* (2005, 2006) y Laprida *et al.* (2007) lo vinculan con la expansión Neoglacial de los hielos. Las evidencias de un patrón similar de progradación cíclica también se han hallado en el sector costero estudiado, sin embargo por falta dataciones numéricas no fue posible acotar los intervalos en forma precisa.

El hecho que existan terrazas holocenas a varios metros por encima del nivel marino actual, incluso las del Holoceno tardío, no puede ser atribuido únicamente a variaciones eustáticas relacionadas con factores glacio-hidro-isostáticos. Mörner (1990) considera que el sector austral de continente, englazado durante el UMG, alcanzó su completa recuperación isostática no más acá del Holoceno temprano. Codignotto *et al.* (1993) sugieren que el ascenso sería producto en su mayoría del neotectonismo que afecta la costa argentina especialmente del Río Colorado hacia el sur.

Las geoformas holocenas del área se desarrollaron sobre una superficie erosiva labrada en depósitos pleistocenos y ocupan cerca de la mitad del dominio marino litoral. Debido a la mejor resolución del registro fue necesario desglosar la historia evolutiva en los tres estados que se presentan seguidamente.

3.3.7.1. Estado G^I

Holoceno medio a tardío (~6,7 ka AP - ?)

Nivel H1: 13,5 - 10 m s.n.m.

Figura 3.9

Durante el máximo de la transgresión holocena el mar reocupó parcialmente entrantes costeras originadas durante el EIO 5e e inundó los tramos bajos de los valles fluviales dejando extensos depósitos de baja energía. Al mismo tiempo, la erosión actuó sobre los niveles marinos pleistocenos (PL1 y PL2) y exacerbó líneas de debilidad estructural más antiguas (ej.: contacto ente BF I y PCL II) generando nuevos espacios que también serían colmatados por sedimentos de baja energía.

La configuración geográfica del tramo inferior del río Gallegos habría sido semejante al de una bahía adquiriendo la clásica forma de embudo de los estuarios macromareales aguas arriba de la unión con el río Chico. Punta Loyola, que actualmente contribuye a cerrar la boca por el sur, habría comenzado a gestarse como una forma submareal. La geometría subcircular del sector central, evidenciada por el contorno y la morfología curvada de barras, se condice con condiciones hidrodinámicas complejas las cuales han sido señaladas como características de las zonas externas de los estuarios macromareales donde las fuertes corrientes de marea bidireccionales interactúan con la dinámica de olas (Dalrymple *et al.* 1992; Wells 1995).

En el estuario de Río Gallegos, la interacción entre el oleaje procedente del NNE con las corrientes de retorno, más intensas debido a los vientos constantes del oeste, habrían generado una celda de rotación que se ubicó directamente al norte de PCLII (Nivel PL2), dejando como registro la Unidad **BF II**. Los tramos finales de la depositación de esta unidad habrían ocurrido bajo condiciones de un nivel del mar alto para progradar subsiguientemente, una vez que el ascenso eustático finalizara y se estableciera una fase de estabilidad relativa. La estratigrafía refleja este pasaje a través la repetitividad cíclica de facies granodecrecientes donde se combinan las evidencias de la influencia mareal y de oleaje, esporádicamente de tormenta, con signos de emergencia. Es probable que durante esta última etapa se hayan formado los primeros cordones de grava en la

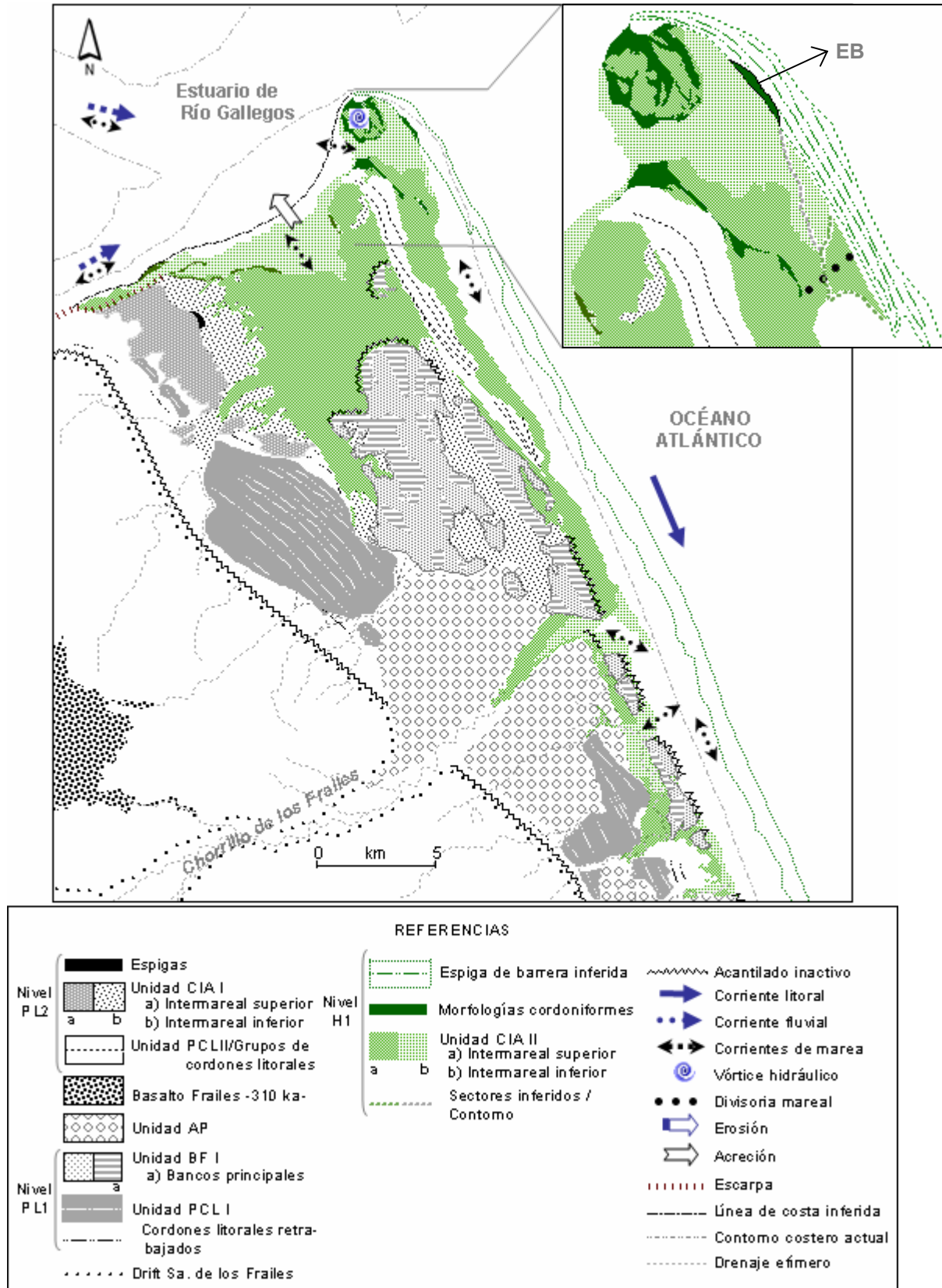


Figura 3.9 - Estado G¹: Holoceno medio a tardío - EIO 1(7 a 2,7? ka). Evolución de ambientes intermareales -Unidad CIA II-, uno vinculado al protoestuario de los ríos Gallegos/Chico y otro a la dinámica oceánica, al reparo de una espiga de barrera.

margen norte del estuario (punta Bustamante). Se estima que también habría comenzado a crecer a lo largo del litoral la espiga de barrera identificada como **EB**, posibilitando la gestación progresiva de un ambiente reparado de tipo albuférico hacia el continente. El descenso de las crestas en punta Bustamante documenta el paso hacia condiciones regresivas las cuales habrían ocurrido un poco antes de los 6,3 ka ¹⁴C AP (6,7 ka AP, González Bonorino 2002).

Entre PCL II y el continente, igual que ocurriera durante el EIO 5, quedó definido un ambiente de sedimentación de características albuféricas controlado por las mareas, donde se depositó la Unidad **CIA II** (*Sector Occidental*). En esta ocasión y debido a la exposición en superficie de la unidad, es posible trazar con mayor precisión el límite geográfico de la ingresión marina, la cual progresó hacia el sur hasta donde comienza el afloramiento principal de BF I. De esta forma el *subnivel superior* de CIA II marca la mayor retracción de la línea de costa durante el máximo transgresivo. Las condiciones de nivel del mar alto combinado con un aporte importante de materiales habrían dado como resultado un balance sedimentario positivo, en respuesta al cual habría comenzado la progradación con el consecuente desplazamiento de la línea de costa hacia posiciones más cercanas a las del estuario actual. En este aspecto, la superficie del subnivel muestra la migración hacia el norte de la cabecera del canal de marea principal que se extendía en la parte central. El resto del ambiente estaba dominado durante la fase final de relleno, por una amplia planicie intermareal recorrida por pequeños arroyos de retorno de marea que confluían hacia el canal central. La progradación se vio interrumpida por un nuevo pulso transgresivo de menor penetración que el anterior. El *subnivel inferior*, ligeramente más bajo y cercano al estuario, es resultado de la acreción que sucedió a este último pulso. Los rasgos de morfológicos se corresponden con el área de cabecera de un canal de marea principal mientras que sus componentes faciales, adjudicables a un subambiente intermareal superior, permiten suponer que la parte preservada de este subnivel correspondía al borde del área inundada en esta ocasión.

El sector atlántico de **CIA II** (*Sector Oriental*) se habría ido desarrollando en forma progresiva, primero en el norte, al reparo del BFII y la espiga de barrera (EB) que de manera incipiente comenzaba a crecer hacia el sur condicionada por la deriva litoral. La circulación de agua en la estrecha franja de mar protegida del mar abierto comenzó a estar dominada por las corrientes de marea, tanto por aquellas procedentes del estuario que penetraban por el norte como por las del Atlántico que lo hacían por el sur. Con el progresivo relleno del sector y el comienzo de la fase regresiva es probable que la penetración de ambas corrientes hacia el interior disminuyera quedando definida una

divisoria mareal (Fig. 3.9, recuadro). De esta forma la circulación entre el estuario y el océano Atlántico fue paulatinamente interrumpida. La evidencia morfológica muestra en este aspecto, la divergencia hacia el norte y sur de los sistemas de canales de marea a partir de un alto topográfico elongado en sentido NE-SO.

Al norte de la divisoria la evolución prosiguió ligada con la del estuario mientras que al sur, con la de un cuerpo de agua estrecho que iba quedando confinado entre la espiga de barrera que continuaba creciendo y los niveles marinos pleistocenos continentalizados del este (PL2 y PL1). Respecto a estos últimos, cabe señalar que PCL II permaneció parcialmente emergida aún durante el máximo transgresivo, siendo todo su perímetro afectado con distintos grados de intensidad por erosión marina. A expensas de corrientes provenientes del ámbito estuarino, los materiales gruesos derivados en gran parte de la destrucción de su extremo norte se acumularon al pie, formando una pequeña playa de cordones litorales. Asimismo parte del material se proyectó en dirección sureste bajo la forma espigas.

Varias son las evidencias que indican que efectivamente, durante parte del Holoceno evolucionó a lo largo del litoral atlántico un cuerpo de tipo albuférico con comunicación abierta al mar por el sur. La primera tiene que ver con las características morfoestratigráficas de las dos unidades que representan este ambiente, CIA II y CIA III que evolucionó posteriormente (véase 3.3.7.2, Estado G^{II}). Ambas son resultado de la sedimentación en un medio de baja energía dominado por la dinámica de mareas, cuya existencia sería muy difícil de compatibilizar con una costa abierta al oleaje del Atlántico. En segundo lugar, el contorno ondulado del flanco oriental de la Unidad PCL II tampoco resultaría de una costa expuesta al mar abierto, su modelado se ajusta más a fenómenos relacionados con pequeñas células de circulación generadas en los ambientes protegidos de regímenes macromareales. La tercera observación, se relaciona con la deflexión hacia el sur que empieza a esbozar el Chorrillo de los Frailes durante la depositación de CIA II y que prosigue hasta el presente merced a la deriva de playa y al bajo caudal de este drenaje. La granulometría fina del aluvio no sugiere que haya habido un cambio sustancial del régimen de este río durante el Holoceno, por consiguiente, puede suponerse que, igual que ahora, el curso fue obligado a desviarse debido a la presencia de material gravoso transportado desde el norte por la corriente litoral. Por último, si se atiende a la suave pendiente hacia el sur de las superficies de CIA II y CIA III puede presumirse que el nivel de base de la albufera estaba posicionado en ese cuadrante.

Si bien no se tiene una certera evidencia de la presencia física de una barrera, se estima que lo planteado apunta firmemente en este sentido. De acuerdo con la

interpretación morfoestratigráfica el único vestigio que habría quedado sería el afloramiento identificado como EB que se infiere es el remanente erosivo de la espiga. Sólo se habría preservado esta parte, más antigua y elevada, generada a expensas de un nivel relativo del mar más alto que el del resto del Holoceno. Conforme a la reconstrucción paleogeográfica el sistema albuférico que se habría desarrollado aquí podría ser análogo al diseño espacial que posee la caleta Valdés.

En el plano cronológico no se cuenta con otras edades que las obtenidas en la localidad laguna El Mosquito, que si bien no permiten ajustar en forma precisa la temporalidad de este primer nivel holoceno al menos certifican que la depositación habría comenzado antes de los 4 ka AP. Por medio de la interpretación morfoestratigráfica y el apoyo de altimetrías se considera que las unidades incluidas en el Nivel H1 poseen un registro de los eventos depositacionales correspondientes al avance y máximo de la transgresión holocena y de términos regresivos hasta su definitiva emersión.

3.3.7.2. Estado G''

Holoceno tardío (<4 ka AP. – $\geq 1,6$ ka AP.)

Nivel H2: 9 - 8 m s.n.m.

Figura 3.10

En todos los sectores se sigue verificando un desplazamiento de la línea de costa hacia el mar. Las entrantes costeras continúan colmatándose a consecuencia de un nivel marino regresivo y a la constante reducción del prisma de marea dentro de ellas causado por la sedimentación.

En la albufera del litoral atlántico, la **Unidad CIA III** representa la depositación durante este lapso y en el estuario es probable que haya comenzado a evolucionar la parte superior de la Unidad CIE. Sin embargo antes que se produjeran las condiciones de progradación tuvo lugar un pulso de descenso del nivel relativo del mar, evidenciado en el frente de la Unidad CIA II de ambos sectores por una escarpa erosiva de aproximadamente 2 m de desnivel. La discontinuidad depositacional que implica esta escarpa es uno de los criterios en se fundamenta la distinción de este segundo nivel holoceno (H2) mientras que el segundo, es el desvínculo que muestran las formas acrecionales que lo integran respecto de los procesos costeros actuales.

Los datos faciales de CIA III reflejan su asociación con la dinámica hidrológica de un cuerpo de agua costero con circulación restringida que paulatinamente se tornó más

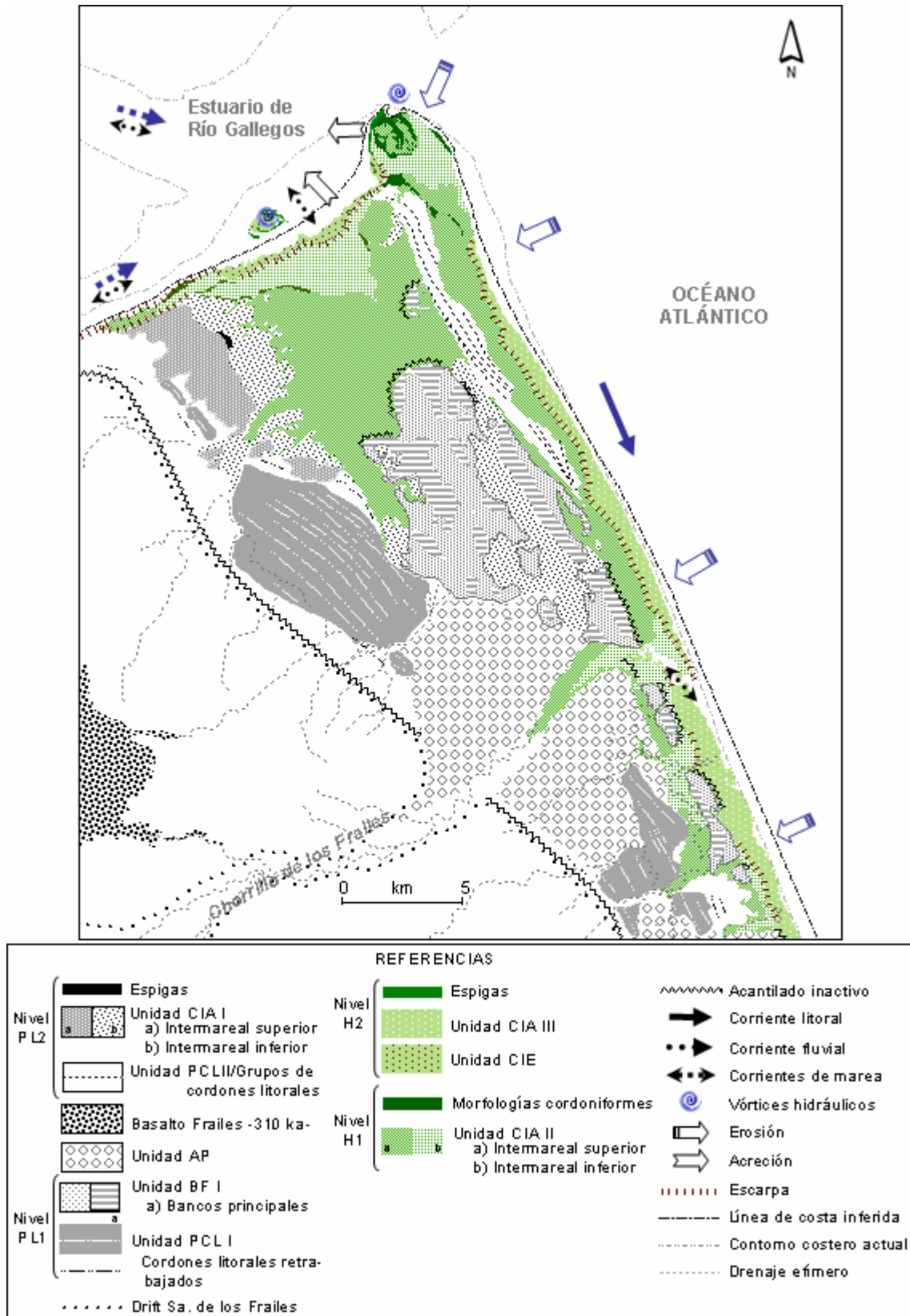


Figura 3.10 - Estado G^{II}: Holoceno tardío (EIO 1) (2,7? – 1,6 ka). En el Atlántico se produce la erosión de la espiga de barrera y del flanco oriental de las unidades CIA I y CIA II. En el estuario continúa la depositación de sedimentos intermareales. La zona de vórtices de Punta Loyola migra hacia el N y progresa la primera de las espigas del flanco occidental.

somero. Las secciones analizadas muestran que dentro de un ambiente en líneas generales regulado por mareas de amplio rango, se produce el reemplazo de facies intermareales dominadas por corrientes de moderada energía por facies de planicie fangosa, que denotan la merma del flujo en respuesta a la progradación. El paleosuelo del techo indica la emersión final del terreno. La dirección de los ejes de los paleocanales permite inferir que las partes más profundas del cuerpo de agua se recostaban hacia el flanco oriental.

Acerca de las causas que motivaron la desaparición de la barrera (Unidad EB) que protegía este ambiente sólo pueden realizarse conjeturas. Lo que muestra la evidencia, a través del diseño rectilíneo del frente atlántico de CIA III y el truncamiento que exhiben hacia allí los sistemas de canales, es el retroceso que experimentaron las facies albuféricas una vez que quedaron expuestas al ataque de las olas de mar abierto. Según Carter *et al.* (1987), el desarrollo y mantenimiento en el tiempo de una barrera de gravas muy elongada, tal como la inferida, depende de la tasa de acumulación y de la capacidad de progradar, lo que implica un continuo aporte de materiales. Por ello se propone que un cese en el aporte y un incremento de la energía de ola hayan sido las causas que llevaron a su destrucción.

En el ámbito estuarino continúa el relleno en bahía Loyola, donde actualmente evoluciona un sistema de planicie de marea y marisma (Unidad CIE, véase apartado 3.3.7.3.). La parte distal del sistema es completamente afuncional y está separada de la parte activa por un pequeño resalto en el frente. Se considera que esta parte puede ser integrada al Nivel H2 de acuerdo con los criterios que se tuvieron en cuenta para la delimitación del nivel. Las relaciones de campo permiten establecer que durante el transcurso de este pulso de acreción ocurrió la progradación de la primera de las cinco espigas de la zona de punta Loyola.

Dentro de este estado evolutivo se integra también el territorio sobreelevado compuesto por espigas y sedimentos intermareales que se encuentra en el centro de la paleobahía, vínculo que se establece por su coincidencia altimétrica con el tramo antes considerado (9 m). Partiendo de la interpretación de los rasgos cordoniformes que lo integran y el contexto geográfico en donde se localiza, se propone una explicación de la posible dinámica que llevó a la generación de este sector. En principio, la disposición en forma de espiral de las espigas subraya la ausencia de una dirección de flujo predominante, lo cual puede relacionarse con la evolución de una célula de sedimentación temporaria generada por la interacción de corrientes encontradas. Por otro lado, es posible que la posición del territorio, proyectadas las trayectorias de los ríos Gallegos y Chico, correspondiese a una pretérita zona de confluencia más recostada

hacia la margen sur que en la actualidad ante la ausencia de un relleno significativo en la bahía. El origen de los depósitos podría estar ligado a la interacción de las corrientes de flujo y refluo de marea asociadas a ambos ríos dentro del marco morfológico provisto por la entrante costera. Es probable que inicialmente haya conformado una isla, la cual fue amalgamándose al continente a medida que la parte posterior de la bahía se iba colmatando con los sedimentos intermareales que responden a la dinámica actual.

Por falta de evidencias datables no se ha podido acotar temporalmente el momento en que se dieron las condiciones para el inicio del pulso de acreción que representa este nivel. Es probable que el fin de estas condiciones se relacione con un descenso relativo nivel del mar de orden menor que, no obstante, llevó a la desconexión hidrodinámica de las formas acrecionales que se estaban desarrollando. Este podría ser el origen de la pequeña escarpa que se observa en el frente de los depósitos del ambiente estuarino. En función de la relación de infrayacencia que muestra la Unidad CIA III respecto de la planicie de cordones litorales reciente (Unidad PCL III), la edad 1,6 ka ¹⁴C AP. que en forma aproximada marca el inicio de la progradación, puede ser considerada como edad mínima para el Nivel H2 (véase apartado 3.3.7.3.).

3.3.7.3. Estado G ^{III}

Holoceno tardío (ca. 1,6 ka AP. – Presente)

Nivel H3: ≤12 m s.n.m..

Figura 3.11

Las geoformas que constituyen este nivel se asocian a la dinámica costera reciente y actual. En el litoral atlántico se inicia un último período de construcción de cordones litorales cerca de 1,6 ka ¹⁴C AP., condicionado por una hidráulica hacia el sur y una alta energía de olas, cuyo exponente es la Unidad **PCL III**, mientras que en el estuario progresa la sedimentación del extenso ambiente intermareal en bahía Loyola -Unidad **CIE**-.

Las características depositacionales de la planicie de cordones litorales refleja la conjunción de varios procesos: (a) ligeras variaciones en la dinámica costera a las que se vinculan cambios en la dirección de progradación de los grupos de cordones, (b) fluctuaciones en el aporte de sedimentos al sector y (c) una fluctuación menor del nivel del mar que se manifiesta en las diferencia topográfica entre los dos sistemas de cordones litorales identificados.

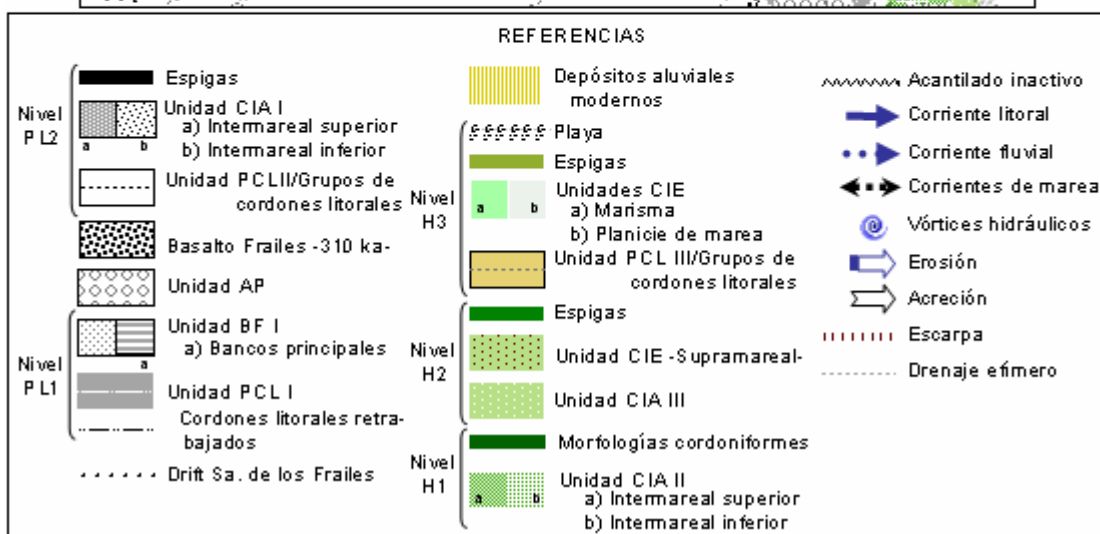
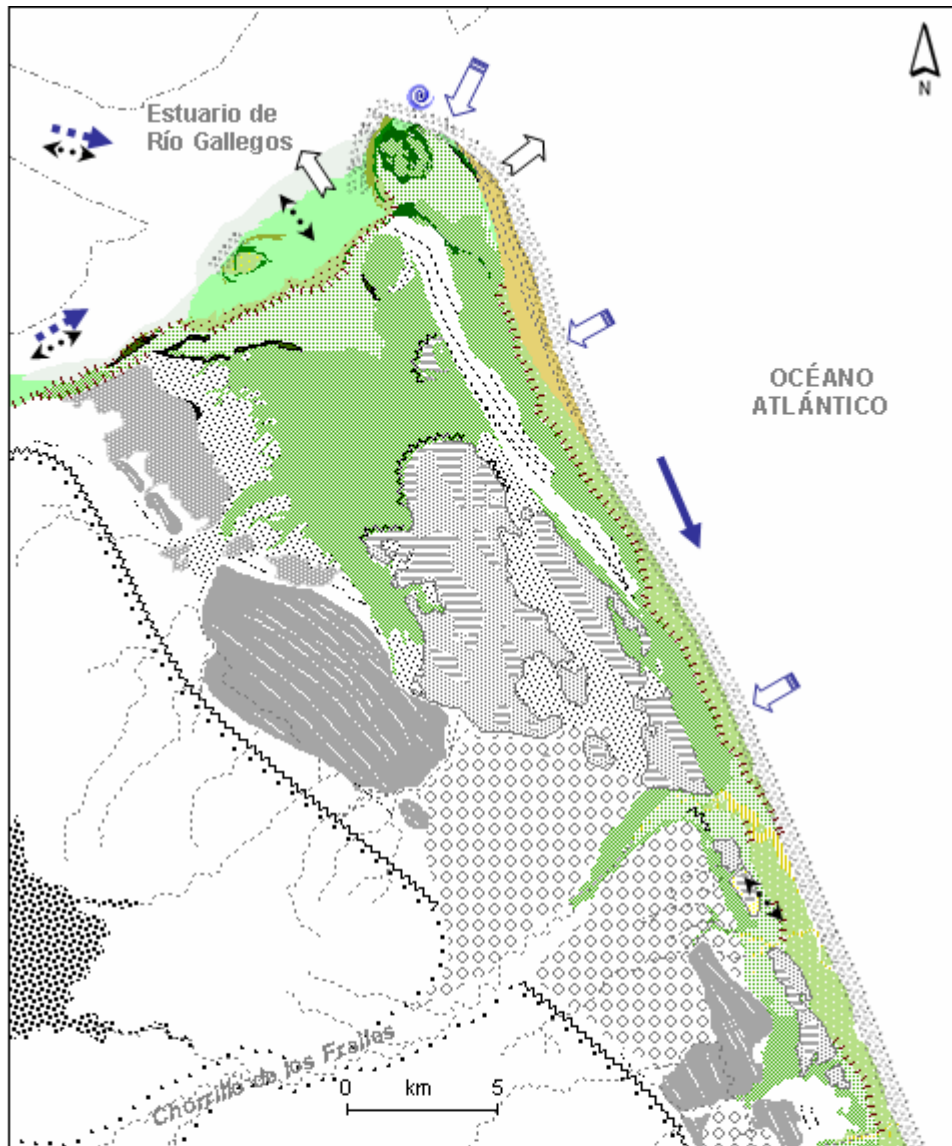


Figura 3.11 - Estadio evolutivo G^{III}. Holoceno tardío (EIO 1)(ca. 1,6 ka al Presente). Progradación de una nueva planicie de cordones litorales en el Atlántico -Unidad PCL III-. Fase final de relleno del ámbito intermareal aledaño a Punta Loyola -Unidad CIE-. Continúa la migración al N de la zona de vórtices y la progradación de un complejo de espigas en el flanco occidental.

El truncamiento que exhibe el frente de cada uno de los grupos de cordones supone la existencia de lapsos cortos de erosión o no depositación, fenómeno que como ya se ha indicado puede obedecer a cambios en el ángulo de aproximación de los trenes de olas a la línea de costa. Se ha observado sin embargo que los grupos de cordones consecutivos son aproximadamente concordantes, por lo que se estima que en este caso el factor de mayor incidencia se relaciona con una merma del aporte de materiales y el consecuente aumento de la capacidad erosiva de la corriente de deriva. Cabe señalar con todo, que no parece que haya habido una gran disponibilidad de materiales en el medio durante la depositación, de lo cual da cuenta el ínfimo relieve relativo de los cordones que en ocasiones es lo suficientemente despreciable como para que asomen los depósitos subyacentes (Unidad CIA III).

La diferencia altitudinal que existe entre los dos sistemas de cordones, consigna un descenso relativo del nivel marino de alrededor de 1 m con posterioridad a 0,87 ¹⁴C ka AP según el fechado de un cetáceo recuperado en los últimos cordones del sistema más antiguo. El segundo pulso de acreción se prolonga hasta la actualidad en cuanto se verifica en algunos tramos una continuidad morfológica entre cordones y la berma de playa. Sin embargo, los tramos de costa en donde se produce este proceso son más cortos en comparación con los que evidencian el accionar de procesos erosivos marinos. Estos últimos se traducen en la aparición de pequeños acantilados en el fondo de la playa o en la sobreimposición de rodados de playa sobre los cordones por fenómenos de sobrelavado. Ambas manifestaciones se dan también en otras unidades holocenas elevadas, cuyos frentes se exponen en la línea de costa (BF II y CIA III).

En el estuario prosigue la sedimentación del extenso ambiente intermareal de bahía Loyola, sistema compuesto por una planicie de marea y una marisma en la parte posterior, además de una serie de depósitos gravosos con morfología de espigas, bancos y playas. El amplio desarrollo del ecosistema de marisma es indicativo del avanzado estado de relleno del sector, que continua al presente colonizando la planicie de marea. La disminución en longitud de las cinco espigas que han crecido desde punta Loyola hacia el interior de la bahía, refleja también la menor penetración del prisma de mareas a lo largo del tiempo en respuesta a la acreción de la parte superior del sistema (cf. Borrego *et al.* 1993). Como consecuencia el relieve relativo de las espigas decrece sistemáticamente hacia la parte distal así como la granulometría, diferencia que puede atribuirse a una mayor altura de las olas en la parte proximal que progradó en aguas más profundas. El decrecimiento en altitud de aproximadamente 1 m en el sentido de la progradación, puede ser explicado por una disminución del alcance del viento en la bahía

relacionado con la acreción, lo que habría provocado una merma en la energía de ola. No obstante, la última espiga en progradar se ubica en un nivel 0,50 m por debajo de la anterior, hecho que presupone que al menos tuvo lugar alguna fluctuación menor del nivel del mar. Cabe recordar que algo semejante se refleja en la planicie de cordones litorales del Atlántico, si bien no puede establecerse fehacientemente si son sincrónicos.

Finalmente, es necesario destacar que en los últimos años los sistemas de observación satelital, especialmente diseñados para estudiar la dinámica general de los océanos, han suministrado información acerca de las variaciones globales del nivel del mar. La misión TOPEX/POSEIDON durante un período de tres años (septiembre de 1992 a agosto de 1995) calculó un rango global de ascenso del nivel del mar de $3,8 \pm 0,8$ mm/año. En el 2007, el panel internacional que estudia el Cambio Climático (IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*) informó que el promedio de elevación del nivel del mar global había sido de entre 1,3 - 2,3 mm/año durante el período 1961 a 1993 y de 2,4 - 3,8 mm/año entre 1993 y 2003, estimando que la principal contribución al ascenso es el calentamiento de los océanos (estérisis). Si bien los datos previos a las mediciones satelitales pueden ser considerados fragmentarios o no demasiado precisos, el IPCC (2001) estimó a partir de diferentes fuentes de información un valor medio de ascenso del nivel del mar de 0,9 mm/año para los últimos 300 años. Algunas de las consecuencias que ha comenzado a traer aparejado el nivel marino en ascenso es el incremento de fenómenos erosivos, los cuales con distintos grados de magnitud se vienen reflejando en las costas de Argentina. Específicamente para el tramo que se extiende al sur de Punta Loyola, entre 1968 y 1980 la costa presentaba leves evidencias de erosión con una tasa de alrededor de 0,1 m/año y desde entonces ha aumentado hasta un valor de 1 m/año (Codignotto y Ercolano 2006). Cabe esperar que en los próximos años se produzca un aumento de la superficie ocupada por los abanicos de sobrelavado y un mayor desarrollo tanto en altura como en extensión de los acantilados del fondo de playa, morfologías que en la actualidad ya revelan el incremento del fenómeno erosivo en el área de estudio.

3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR COSTERO COMPRENDIDO ENTRE EL RÍO GALLEGOS Y EL CHORRILLO DE LOS FRAILES

La información obtenida y discutida precedentemente se reúne en la Figura 3.12, donde se sintetiza la cronología de eventos morfogenéticos que componen el modelo evolutivo propuesto para explicar la génesis de la faja de acreción costera estudiada.

UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS	Terrazas marinas		Edad Numérica	EIO	Edad Relativa			Época	
	Nivel	Cota (m)			Estadio CO ₃ Ca	Estratigrafía	Rasgos Criogénicos		
PCL III CIA E	H3	12 -10,5	≤1,6 ka ^{6b} - presente	1	0	Líneas de drenaje sin integración.	NO	HOLOCENO	
		< 9 m	[<4 ka ^{6b} - >1,6 ka ^{6b}] - presente				NO		
CIA III	H2	9 - 8	<4 ka ^{6b} - ≥1,6 ka ^{6b}	1	0	Edades máxima y mínima según relaciones estratigráficas con CIA II y PCL III respectivamente.	NO		
SBFII/EB CIA II	H1	13,5 -12	[≥6,3 ka ⁵ - <7,4 ⁶ ka] - >4 ka ^{4b}	1	0		NO		
		12 -10	[≥6,3 ka ⁵ - <7,4 ⁶ ka] - ?						
PCL II CIA I	PL2	17,8 -14	>33 ^{4a} ka	5e?	II	- Red de drenaje localmente integrada; profundidad de cañadones ≤ 2 m. - Correlación con Fm. La Sara.	SI		
		16 -13							
Basalto Frailes			0,31 Ma ²				--		PLEISTOCENO
AP (Drift Punta Delgada)			>0,31 Ma ² <0,78 Ma ³	10?	II+ / III	- Lavas del BAF encauzadas en un valle tributario al Chorrillo de los Frailes. - ~0,35 Ma según anillos de meteorización ² .	SI		
PCL I / BF I	PL1	25-21	<1,02 Ma ¹ - >0,31 Ma ²	11?	II / II+	- Predata a AP según relaciones estratigráficas. - Red de drenaje parcialmente integrada, profundidad máxima de cañadones: 8 m.	SI		
Drift Sierra de los Frailes			1,17 a 1,02 Ma. AP ¹	30-34	IV		SI		

Figura 3.12. Cronoestratigrafía de la región comprendida entre el Río Gallegos – Chorrillo de los Frailes. Cronología basada en la secuencia marina global de estadios de isótopos de ^{18/16}O (autores varios en Sidall et al. 2007). Morfologías de CO₃Ca cf. Birkeland 1999.

Referencias: ¹ Ton-That et al. 1999 - ⁴⁰Ar/³⁹Ar plagioclasas; ² Meglioli 1992 - ⁴⁰Ar/³⁹Ar roca total; ³ Walther et al. 2007 - Magnetometría; ⁴Presente estudio - ^a OSL / ^b ¹⁴C; ⁵González Bonorino 2002 - ¹⁴C; ⁶Guilderson et al. 2000 - ¹⁴C

3.5. CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES

Los paleosuelos y rasgos criogénicos identificados permiten realizar algunas inferencias acerca de las condiciones ambientales que imperaron en la región durante el último millón de años.

La utilidad de las cuñas de arena relícticas y pseudomorfos de hielo en la reconstrucción de antiguos ambientes periglaciales es ampliamente reconocida (Washburn 1980; French 1996) y, si bien algunos aspectos concernientes a estos dos indicadores paleoclimáticos son discutidos aún (ej. Murton and Kolstrup, 2003), permiten realizar estimaciones acerca de condiciones pasadas de humedad y temperatura del aire durante las épocas frías (Bockheim *et al.* 2009). Por su parte, la información pedológica puede convertirse en la única fuente de información paleoambiental para períodos durante los cuales la sedimentación ha sido escasa o nula (Birkeland 1999). Este sería el caso de todas las superficies geomórficas del área donde no hay prácticamente registro sedimentario posterior al de la morfogénesis original.

Los suelos que evolucionan actualmente sobre todas estas superficies se desarrollan en general sobre un vasto manto de arena limoso eólico de espesor irregular (10-35 cm), en los que eventualmente se identifica un horizonte A moderado a débil, en base a la textura y al grado de melanización. En las unidades preholocenas cubre una superficie de erosión que trunca horizontes de suelo enterrados cuyo material parental es el componente litológico de cada una de las unidades.

Los paleosuelos pueden ser clasificados dentro del orden Mollisol de acuerdo al grueso epipedón móllico que poseen, según el régimen de humedad arídico dentro del suborden Xeroll y como todos tienen un horizonte argílico (Bt) entran en el gran grupo de los Argixerolls, mientras que los que contienen abundante carbonato secundario (estadios III-IV) se clasifican como Calciargidic Argixerolls (Bockheim *et al.* 2009).

Los horizontes petrocálcicos puede asumirse que se formaron durante interglaciares con condiciones semejantes a las actuales (Bockheim *et al.* 2009). La falta de carbonato de calcio en el material parental hace suponer que éste fue transportado por el viento. En cuanto a su procedencia, Vogt y Del Valle (1994) han propuesto un vínculo para las acumulaciones de la Patagonia extrandina de Chubut con los períodos fríos, cuando la plataforma submarina rica en carbonato se hallaba emergida.

Por su parte, los horizontes argílicos (Bt) requieren de un mínimo de precipitaciones de 400 mm/año para su formación (Birkeland 1999). Teniendo en cuenta que los registros pluviométricos medios actuales para Río Gallegos son de 270 mm/año, estos horizontes estarían reflejando eventos inusuales de humedad dentro de los intervalos interglaciares (Bockheim *et al.* 2009).

Los rasgos criogénicos reconocidos en el área según un orden decreciente de frecuencia fueron cuñas de arena relícticas, clastos verticalizados, horizontes crioturbados, involuciones y sólo ocasionalmente se identificaron pseudomorfos de cuñas de hielo.

En investigaciones llevadas a cabo con anterioridad en el sur de Patagonia, que incluyeron algunos de los sitios del área de estudio (Chimen Aike y Perfil RN3), los rasgos descritos en este trabajo como cuñas de arena relícticas fueron invariablemente reconocidos como pseudomorfos de cuñas de hielo (Corte 1967, 1983 y 1997; Galloway 1985; Meglioli 1992; Ercolano *et al.* 1997, entre otros), lo cual reviste importancia en la reconstrucción paleoambiental.

Los criterios que se tuvieron en cuenta para su redefinición están incluidos, entre otros, en los trabajos de Péwé (1959), Black (1976), Murton (1996), French *et al.* (2003) y Harris *et al.* (2005). De todos ellos, los que posibilitan un diagnóstico más preciso son: (a) la presencia de fábricas foliadas en el relleno, caracterizadas por una distintiva laminación aproximadamente vertical en el centro que hacia los bordes tiende a ser paralela a los límites de la cuña (Fig. 2.5c), (b) laminaciones con relación de entrecruzamiento, estructura normalmente observada en rasgos contemporáneos y (c) la ausencia de deslizamientos en la parte superior, rasgo típico de las cuñas de hielo fósiles debido a la fusión del hielo.

Las cuñas de arena relícticas conforman en el área una red de suelos poligonales que denota la existencia de antiguas zonas de permafrost continuo (Black 1976). En 90 polígonos medidos en las zonas de banquina de la ruta Nacional N° 3 el tamaño promedio fue de 2,96 m; los valores se distribuyen en una curva logarítmica normal con un intervalo modal de entre 2 y 3 m siendo el valor máximo de 9,20 m (Ercolano *et al.* 1997).

En la actualidad las zonas con permafrost tienen una distribución areal limitada, están restringidas a regiones como la Antártida donde la temperatura media anual del aire es de -4 a -8 °C o algo más y con precipitaciones muy escasas, ≤ 100 mm/año (Péwé 1959). La presencia de estos rasgos sugiere una condición climática muy fría y seca para

la región durante los períodos glaciares, posibilitando que la arena movilizada por el viento penetrara por las fracturas generadas en el sustrato por contracción termal y desecación. Los registros meteorológicos para la ciudad de Río Gallegos indican que la temperatura media anual del aire es de 7 °C lo que permite estimar un descenso de las temperaturas medias anuales de entre 11 y 15 °C durante los períodos glaciares, como así también suponer que la cobertura vegetal fue aún menos densa que la actual (Rabassa *et al.* 2007 y Bockheim *et al.* 2009). En lo referido a la presencia aislada de los pseudomorfos de cuña de hielo, su origen probablemente se vincule con condiciones locales de mayor humedad del sustrato (Bockheim, com. pers.).

La existencia de varios períodos de formación de cuñas de arena y suelos poligonales indica que los ambientes de tundra árida han existido en varios momentos durante el último 1.1 Ma (Bockheim *et al.* 2009). La evidencia obtenida no permite aseverar por el momento a cuantos períodos representan ni la exacta relación temporal con los eventos fríos de la región.

Los datos sugieren que hubo como mínimo tres intervalos con estas características. El más antiguo ocurrió durante el Pleistoceno inferior y está documentado por las cuñas que intruyen al Nivel de Till inferior de la Unidad DSF en el perfil RN3 (Fig. 1.1). El más reciente, observado en el paraje Chimen Aike, es muy probable que corresponda a la Última Glaciación (EIO 4 y/o 2) por la relación de corte entre las cuñas más superficiales y los paleosuelos y por la aparente continuidad del relleno arenoso hacia los depósitos eólicos recientes (Fig. 2.7a). El tercero sería con seguridad posterior a la Unidad AP (ca. 0,35 Ma, EIO 10) pero anterior a la Última Glaciación debido al importante horizonte argílico que se desarrolla sobre las cuñas (Fig. 2.11c). Por lo tanto puede ser asignado al EIO 8 y/o EIO 6 (Glaciación Primera Angostura, Meglioli 1992). Finalmente, los rasgos criogénicos de la Unidad BFI, de edad levemente anterior a AP y que poseen una relación similar respecto a los paleosuelos, pueden corresponder tanto a los estadios isotópicos previamente mencionados o bien al EIO 10 (“Glaciación Punta Delgada”).

3.6. CONCLUSIONES

1. El área estudiada posee un registro discontinuo de las transgresiones marinas que ocurrieron desde la mitad del Pleistoceno medio (~400 ka AP) al presente. El entorno paleogeográfico en el que evolucionó el dominio marino litoral, estuvo dado por una bahía muy abierta circunscrita por sectores acantilados a la que

tributaba el proto río Gallegos en su parte septentrional. El acantilado del sector norte se desarrollaba, como en la actualidad, sobre la terraza marina de cabo Buen Tiempo (Feruglio 1950). Al oeste y sur estaba limitada por un acantilado, ahora inactivo, labrado sobre las sedimentitas del Drift Sierra de los Frailes a las cuales se adosaron los primeros depósitos costeros.

2. Los efectos paraglaciales dominaron el carácter y desarrollo del área de acreción costera, las formas glaciales proporcionaron el marco fisiográfico y los materiales producto de su destrucción fueron la principal fuente de suministro para la generación de los rasgos constructivos.
3. Se reconocieron cinco niveles marinos de acumulación incluyendo el actual, dos correspondientes al Pleistoceno y tres al Holoceno.

- El Nivel PL1, más antiguo, se propone que evolucionó durante el EIO 11 (~400 ka AP). Está representado por una extensa planicie de cordones litorales, en parte erosionada, que se ubica entre las cotas de 25 y 21 m y por depósitos de plataforma muy someros correspondientes a un bajofondo marino. La depositación acrecional de más de 5 km de crestas de playa sucesivas ocurrió en su mayor parte bajo una fase de estabilidad relativa del nivel marino, favorecida por la paleogeografía de la bahía y la alta disponibilidad de materiales producto de la destrucción del drift.

- El Nivel PL2 registra la transgresión corresponde al EIO 5 (~ 125 ka AP) y también está muy erosionado. Corresponde a una nueva planicie de cordones de playa en este caso longilínea y con perfil fuertemente regresivo posicionada entre las cotas de 17,8 y 14 m. Este rasgo junto a otros del Nivel PL1 que permanecieron como relieves subaéreos, funcionaron como una barrera posibilitando la gestación de ambientes albuféricos hacia el continente donde evolucionaron amplias planicies de marea.

- El Nivel H1 está compuesto por exponentes sedimentarios relacionados con la parte inicial del ciclo transgresivo-regresivo del Holoceno. Los rasgos desarrollados se elevan a cotas de entre 13,5 y 10 m. El máximo de la transgresión fue ubicado ca. 6,7 ka. En la zona central de punta Loyola está representado por un sistema depositacional compuesto por formas de fondo sub a intermareales producto de una morfodinámica compleja de boca de estuario, cuya evolución prosiguió durante la etapa de estabilización del nivel del mar alto. En forma concomitante con esta última etapa, comenzó a proyectarse hacia el

sureste una espiga de barrera a lo largo del litoral atlántico. Su crecimiento permitió la depositación de facies intermareales finas hacia el continente a medida que comenzaba la fase regresiva. En el ambiente albuférico que fuera generado durante el Último Interglacial (EIO 5e) volvió a penetrar el mar, aunque esta vez con un menor alcance hacia el interior. Las facies finas con morfología de planicies de marea que se observan en la superficie testimonian el proceso de colmatación del sector como resultado de una abundante disponibilidad de sedimentos. Asimismo, dan cuenta de un pulso transgresivo menor hasta el definitivo abandono del mar con el consecuente corrimiento de la línea de costa hacia los límites del estuario actual. Todo el ciclo de acreción se produce sin interrupciones notorias.

- El Nivel H2 está representado por depósitos finos de subambientes inter y supramareales producto del relleno de las dos albuferas. Corresponde a un nuevo ciclo de acreción que ocurrió luego de un período de erosión o no depositación que fue acompañado por un descenso del nivel relativo del mar de unos 2 m. Esta interrupción tuvo lugar en algún momento entre 4 ka ¹⁴C AP y 1,6 ka ¹⁴C AP. Durante este lapso fue erosionada casi en su totalidad la espiga de barrera del Atlántico.

- El Nivel H3 incluye los rasgos asociados a la dinámica costera más reciente abarcando el lapso que va desde ca. 1,6 ka ¹⁴C AP al presente. En el litoral atlántico está representado por una planicie de crestas de playa y la playa actual. En la planicie costera se identificaron dos sistemas de cordones litorales entre los que se verifica un descenso topográfico cercano a 1 m, denunciando un cambio menor en la posición del nivel relativo del mar con posterioridad a los 0,87 ka ¹⁴C AP. La progradación de los cordones continúa al presente en algunos sectores mientras que en otros están siendo erosionados produciéndose en consecuencia la sobreimposición de rodados de playa sobre los cordones o la aparición de pequeñas escarpas en el frente. En el estuario las formas responden mayoritariamente a la dinámica mareal, con desarrollo de una planicie de marea y una marisma en los sectores elevados y otras formas menores que se relacionan con oleaje, tales como espigas y playas.

4. Las condiciones hidráulicas a las que se encuentra sometida la costa actual están controladas por el oleaje del océano Atlántico procedente del noreste, que a su vez determina el sentido predominantemente sur del flujo de deriva, y por mareas de amplio rango. Estas condiciones parecen haber sido similares a las que

- regularon la depositación durante todo el Holoceno e interglaciales anteriores a juzgar por: (a) los rasgos morfológicos y textura de los depósitos cordoniformes, (b) la amplitud de los ambientes intermareales, al menos desde el Último Interglacial y (c) la dirección en que se proyectan las formas costeras libres (espigas).
5. No hay evidencias que indiquen que el área haya sido englazada con posterioridad a la GGP, aunque sí se ha podido determinar que fue un ambiente de depositación proglacial durante la “Glaciación Punta Delgada”. Si bien el posicionamiento temporal de esta glaciación es todavía un interrogante, varios autores postulan según métodos relativos que se desarrolló durante EIO 10 (ca. 350 ka AP). Las evidencias estratigráficas aquí obtenidas apuntan en el mismo sentido y permiten establecer una edad mínima de 0,31 ka AP para este pulso frío.
 6. La gran profusión de cuñas de arena relícticas y suelos poligonales indica que la región estuvo sometida condiciones de permafrost continuo y aridez extrema (precipitación: ≤ 100 mm/año) durante varios de los episodios glaciales que tuvieron lugar en la región desde hace 1.1 Ma. Tres de los períodos de formación de cuñas fueron parcialmente ubicados en el tiempo: el más antiguo en el Pleistoceno inferior, el segundo durante la Glaciación Primera Angostura (EIO 8 y/o 6) y el tercero durante la Última Glaciación (EIO 4 y/o 2). No se desestima que hayan existido otros.
 7. Durante los períodos interglaciales se desarrollaron horizontes petrocálcicos bajo condiciones de humedad semejantes a las que posee el Holoceno en la actualidad, con precipitaciones de ~ 250 mm/año. La formación de horizontes argílicos denota la existencia de lapsos de mayor humedad dentro de los interglaciales con precipitaciones no menores a 400 mm/año.
 8. Las condiciones de aridez que caracterizaron el lapso que abarcó la depositación de los rasgos costeros permitió su preservación con escasas modificaciones posgenéticas.
 9. A pesar que el control con edades radimétricas fue limitado, el modelo evolutivo propuesto está sustentado por un mapeo de campo y un análisis altimétrico detallado que conjuntamente con el empleo de indicadores geocronológicos permitieron establecer con un buen grado de certeza las relaciones temporales entre de las distintas unidades.

3.7. AGRADECIMIENTOS

En mi primer lugar un agradecimiento muy especial al Dr. Jorge Codignotto por su constante estímulo, paciencia y apoyo, no sólo en el campo de lo académico sino también por escucharme durante los momentos difíciles brindándome su calidez.

A mi entrañable amiga y colega Susana Alonso por el apoyo espiritual, académico y logístico brindado en todo momento. Reconocimiento que hago extensivo a Estela, que si bien está muy alejada del mundo geológico, su amistad y cariño me contuvieron permanentemente.

Al Dr. Hugo Corbella por las interminables discusiones relacionadas con el volcanismo. Al Lic. Pedro Tiberi, siempre dispuesto para darme una mano. Al Dr. Jorge Rabassa por el tiempo dispensado en la discusión de temas glaciológicos. A la Dra. Andrea Coronato por sus siempre acertados comentarios y por sobre todo ayudarme a comprender lo arduo de congeniar la vida personal y el trabajo. Al Dr. James “Jim” Bockheim por haberme transmitido su ímpetu y entusiasmo por el estudio de los suelos. A los Dres. Eduardo Olivero, Pablo Pazos, Marina Aguirre y a mi amiga Marisa por su ayuda en la determinación de restos fósiles. Al Dr. Daniel Aristegui por conectarme con la Dra. Christina Gallup. A la Lic. “Mary” Palacios, la Dra. Isabel Cruz, la Dra. Flavia Carballo Marina, el Dr. Alejandro Súnico y a Alfredo Almonacid por su colaboración desinteresada en las tareas de campo y su buen humor.

A la Universidad de la Patagonia Austral sede Río Gallegos, por financiar mi trabajo y tener confianza en mi y a mis compañeros de trabajo que me alentaron en todo momento. Al Departamento de Ciencias Geológicas y a la Universidad de Buenos Aires por el soporte institucional.

En este último párrafo va mi reconocimiento para todas aquellas personas que de una forma u otra forma estuvieron a mi lado y contribuyeron a la concreción de esta tesis.

Gracias a todos!.

3.8. CITAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIRRE, M., 2003. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in Golfo San Jorge, Patagonia: molluscan evidence. *Marine Geology* 194:3-30.
- ALBERO M., F. E. ANGIOLINI y E. L. PIANA 1987. Holocene ¹⁴C reservoir effect at Beagle Channel (Tierra del Fuego, Argentina Republic). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 5: 59-71.
- ALLEN, J.R.L., 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. Allen y Unwin (eds.), 272 p. Londres.
- ALMONACID, A. 2006. Modelos digitales de elevación. Disponible en Internet: <<http://www.elagrimensor.net>>.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 13:229-445.
- BESZTERI, B., 2005. Morphometric and molecular investigations of species limits in *Cyclotella meneghiniana* (Bacillariophyceae) and closely related species. Ph.D. Dissertation, Universität Bremen, 124 p. Germany.
- BIDDLE, K.T., M.A. ULIANA, R.M. MITCHUM (Jr.), M.G. FITZGERALD y R.C. WRIGHT 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central eastern Magallanes basin, southern South America. En: Allen, P. y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8:41-61, London.
- BIRD, E., 2008. *Coastal Geomorphology. An Introduction*. 2a. Edición. John Wiley & Sons Ltd., 411 p. England.
- BIRKELAND, P.W., 1999. *Soils and Geomorphology*. Thirst Edition. Oxford University Press, New York. 430 p.
- BLACK, R.F. 1976. Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges. *Quaternary Research* 6:3-26.
- BOCKHEIM, J., A. CORONATO, J. RABASSA, B. ERCOLANO y F. PONCE 2009. Relict sand wedges in southern Patagonia and their stratigraphic and paleo-environmental significance. *Quaternary Science Reviews* 28:1188-1199.
- BOGGS, S., 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Mcmillian Publishing Company, 706 p. Nueva York.
- BORREGO, J., J.A. MORALES y J.G. PENDÓN 1993. Holocene filling of an estuarine lagoon along the mesotidal coast of Huelva: the Piedras River mouth, southwestern Spain. *Journal of Coastal Research*, 9:242-254.

- BROWN, A.C. y A. MCLACHLAN 2002. Sandy shore ecosystems and the threats facing them: some predictions for the year 2025. *Environmental Conservation* 29 (1): 62–77.
- BUATOIS, L.A., M.G. MÁNGANO y F.G. ACEÑOLAZA 2002. Trazas fósiles. Señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Edición Especial Museo Egidio Feruglio N° 2. 382 p.
- BUJALESKY, G.G. y F. ISLA 2006. Depósitos cuaternarios de la costa atlántica fueguina, entre los cabos Peñas y Ewan, Argentina. *Revista Asociación Geológica ARGENTINA*, 61(1): 81–92.
- BUJALESKY, G., G. GONZÁLEZ BONORINO, A. ARCHE, F. ISLA y F. VILAS 1987. La espiga Península Páramo, Isla Grande de la Tierra del Fuego, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas I: 115-117. San Miguel de Tucumán.
- BUJALESKY, G.G., A. CORONATO y F. I. ISLA 2001. Ambientes glacifluviales y litorales cuaternarios de la región de río Chico, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56(1):73-90.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección General de Minería y Geología, vol. 95, 152 p. Buenos Aires.
- CARBALLO MARINA, F. y B. ERCOLANO 2004. El uso humano de las marismas del río Gallegos durante el Holoceno. II Jornadas Patagónicas Mallines y Humedales, Actas. [disco compacto]. UNPA-UARG, Río Gallegos. (1 CD Rom).
- CARTER, R.W., J.D. ORFORD, D.L. FORBES y R.B. TAYLOR 1987. Gravel barriers, headlands, and lagoons : an evolutionary model. *Proceedings Coastal Sediments*, 87:1776-1792. American Society of Civil Engineers, New York.
- CHAPMAN, V. J. 1960. Salt marshes and Salt deserts or the Word. Leonard Hill, 392 p. Londres.
- CHAPPELL J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the last glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews* 21, 1229–1240.
- CHAPPELL, J. & N.J. SHACKLETON 1986. Oxygen isotopes and sea-level. *Nature*, 324: 136-140.
- CHAPPEL, J. y C.D. WOODROFFE 1994. Macrotidal estuaries. En: Carter, R.W.G. y C.D. Woodroffe (Eds.). *Coastal Evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University press, pp 187-218.
- CHELOTTI, L.A. y E.J. TRINCHERO 1990. Cuerpos intrusivos y subvolcánicos en la Cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 7(3):129-134.
- CHOI, K.S. y A. PARK 2000. Late Pleistocene silty tidal rhythmites in the macrotidal flat between Youngjong and Yongyou Islands, west coast of Korea. *Marine Geology* 167: 231–241.

- CLAPPERTON, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 779 p. Amsterdam.
- CLARK, J.A., W.E. FARRELL y W.R. PELTIER 1978. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, 9: 265–287.
- CODIGNOTTO, J.O., 1969. Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y Cabo Vírgenes. *Boletín del Servicio de Hidrografía Naval*, vol. VI (3):257-263. Armada Argentina.
- CODIGNOTTO, J.O., 1975. Geología y rasgos geomorfológicos de la Patagonia Austral Extraandina, entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz) y la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales UBA. MS. 75 p.
- CODIGNOTTO, J.O., 1983. Depósitos elevados de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa Fueguina Patagónica. En: Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Ultimo Hemiciclo Deglacial en la Argentina. Actas: 12-26, Mar del Plata, Argentina.
- CODIGNOTTO, J.O., 1984. Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno Holoceno costanero entre los paralelos 50° 30'S y 42° 00'S, Argentina. IX Congreso Geológico Argentino. Actas: 513-519, San Carlos de Bariloche, Argentina.
- CODIGNOTTO, J.O., 1987. Glosario geomorfológico marino. Asociación Geológica Argentina. Serie B: Didáctica y Complementaria N° 17, 70 p. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O., 1990. Evolución en el Cuaternario alto del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 54(1-2):9-16.
- CODIGNOTTO, J.O. y N. MALUMIÁN 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 36: 44-88.
- CODIGNOTTO, J.O. y B. ERCOLANO 2002. Cordones litorales pleistocenos al sureste de Río Gallegos, Santa Cruz. En: Actas del XV Congreso Geológico Argentino. Cabaleri N.; C.A. Cingolani; E. Linares, M.G. López de Luchi; H.A. Ostera, y H.O. Panarello (eds.), El Calafate, Santa Cruz, II:595-596. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J.O. y B. ERCOLANO 2006. Incremento de la erosión costera en Argentina. VI Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar y XIV Coloquio de Oceanografía. Resúmenes:147, CENPAT-CONICET, Puerto Madryn.
- CODIGNOTTO, J.O., C.A. BEROS y L.G. TREBINO 1987. Morfocronología en secuencia depositacional cordoniforme. *Revista Asociación Geológica Argentina*, XLII (3-4): 462-468.

- CODIGNOTTO, J., S. MARCOMINI y S. SANTILLANA 1988. Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz y Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 43-50.
- CODIGNOTTO, J.O., O. CÉSARI y C.A. BEROS 1990. Morfología cronosecuencial evolutiva holocena en Bahía Solano, Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, XLV (3-4):205-212.
- CODIGNOTTO, J.O., R. KOKOT y S. MARCOMINI 1992. Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentine. *Journal of Coastal Research*, 8(1):125-133.
- CODIGNOTTO, J. O., R. KOKOT y S.C. MARCOMINI 1993. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 48(2):125-132.
- COLLINSON, J.D., 1978. Alluvial sediments. En: H.G. Reading (ed.). *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, pp. 15-60. New York.
- COOPER, J.A.G., 1994. Lagoons and microtidal coasts. En: Carter, R.W.G. y C.D. Woodroffe (ed.). *Coastal Evolution*. Cambridge, University Press, pp. 219-265. Great Britain.
- CORBELLA, H., 1999. Dataciones radimétricas en Pali Aike, Patagonia austral. XIV Congreso Geológico Argentino. *Actas 2:265-268*. Buenos Aires.
- CORBELLA, H., 2002. El campo volcano-tectónico de Pali Aike. En: M.J. Haller (ed.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-18:285-301. Buenos Aires.
- CORBELLA, H., 2006. The Pali Aike volcanic field. Abstracts: 11-12. ICDP Workshop PASADO. Río Gallegos.
- CORBELLA, H. y B. ERCOLANO 2002. Acerca del valle medio e inferior del río Gallegos. Patagonia austral -Argentina. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, II:661-666, Buenos Aires.
- CORBELLA, H., M.C. POMPOSIELLO, E. MALAGNINO, E. TRINCHERO, M.S. ALONSO, L. CHELOTTI y L. FIRPO 1990. Vulcanismo lávico y freático post-glacial asociado al campo de fracturación Austral. XI Congreso Geológico Argentino, *Actas I:39-42*.
- CORBELLA, H., L. CHELOTTI y C. POMPOSIELLO 1996. Geotectónica del Rift Jurásico Austral en Pali Aike, Patagonia extrandina, Santa Cruz, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas II:383-393*.
- CORDERO OTERO R., C.M. FAVIER DUBOIS y H. PANARELLO 2000. Efecto reservorio en las dataciones por ¹⁴C sobre moluscos actuales de la costa patagónico-fueguina.

- Importancia arqueológica. Desde el País de los Gigantes. Perspectivas arqueológicas en Patagonia II: 541-546, Río Gallegos.
- CORONATO, A. y J. RABASSA 2007. Glaciations-Mid Quaternary in the Southern Hemisphere. *Encyclopaedia of Quaternary Science*, vol.2:1051-1057. Elsevier, Amsterdam.
- CORONATO, A., A. MEGLIOLI y J. RABASSA 2004. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, Southernmost South America. En: Ehlers, J. y P. Gibbard (eds.) *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III. Quaternary Book Series*, pp. 45-48. Elsevier Publishers.
- CORTE, A., 1967. Informe preliminar del progreso efectuado en el estudio de las estructuras de crioturbación Pleistocenas fósiles en la Provincia de Santa Cruz. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas* 2, 9-19.
- CORTE, A., 1983. Procesos periglaciales actuales y pasados (Pleistocénicos) en Argentina Central. *Acta Geocriogénica*, 1: 62-74. Mendoza.
- CORTE, A., 1997. *Geocriología. El Frío en la Tierra*. Ediciones Culturales de Mendoza, Fundar Editorial Gráfica, 398 p. Mendoza.
- CUADRA, D. E. y G. OLIVA. 1996. Ambientes naturales de la Provincia de Santa Cruz. *Espacios* 6: 22-28. UARG-UNPA. Río Gallegos.
- DALRYMPLE, R.W., 1992. Tidal depositional systems. En: R. G. Walker y N. P. James (eds.). *Facies Models and Sea Level Changes*. Geological Association of Canada, pp. 195-218.
- DALRYMPLE, R.W., B.A. ZAITLIN y R. BOYD 1992. Estuarine facies models: conceptual basis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62:1130-1146.
- DALY, A., 1934. *The Changing World of the Ice Age*. New Haven: Yale University Press, 271 p. London
- DARWIN, C., 1842. On the distribution of erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society, London*, 2da. serie, 6, 415–43.
- DARWIN, CH., 1846. *Geological Observations on South America*. Smith, Elder y Co., 279 pp. London,
- DEYNOUX M, P. DURINGER, R. KHATIB y M. VILLENEUVE 1993. Laterally and vertically accreted tidal deposits in the Upper Proterozoic Madina-Kouta Basin, southeastern Senegal, West Africa. *Sedimentary Geology*, 84:179-188.
- DOMINGUEZ., J.M.L., L. MARTIN y A.C.S. BITTENCOURT, 2002. A Costa do Descobrimento, BA - A geologia vista das caravelas. En: Schobbenhaus, C., D.A. Campos, E.T. Queiroz, M. Winge y M.L.C. Berbert-Born (eds.). *Sítios Geológicos e*

- Paleontológicos do Brasil. 1. ed. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), 1: 233-241.
- D'ORBIGNY, A., 1842-1844. Voyage dans l'Amérique Méridionale. Paléontologie. Tomo 3:1-152.
- D'ORBIGNY, A., 1834-1847. Voyage dans l'Amérique Méridionale. Mollusques. Tomo 5, pp. 758
- EMILIANI, C., 1955. Pleistocene temperaturas. *Journal of Geology*, 63:538-578.
- EPICA Community Members 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429:623–628.
- ERCOLANO, B. y F. CARBALLO MARINA 2005. Cazadores recolectores de la boca del estuario del río Gallegos, Santa Cruz, Argentina. *Magallania* Vol. 33(2): 121-136. Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile.
- ERCOLANO, B., E. MAZZONI y J. RABASSA 1997. Rasgos criogénicos del Cuaternario en el extremo meridional de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Actas del VI Congreso de la Asociación Brasileira de Estudios del Cuaternario (ABEQUA) y Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur*. Actas:189-193. Curitiba, Brasil.
- ERCOLANO, B., E. MAZZONI, M. Vazquez y J. Rabassa 2004. Drumlins y formas drumloides del Pleistoceno inferior del valle del río Gallegos, provincia de Santa Cruz, Patagonia Austral, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59 (4):771-777.
- ESAT, T.M., M.T. MCCULLOCH, J. CHAPPELL, B. PILLANS y A. OMURA 1999. Rapid fluctuations in sealevel recorded at Huon peninsula during the penultimate Deglaciation. *Science* 283, 197–201.
- EYLES, N. y CH. EYLES 1986. Glacial Depositional Systems. En: H.G. Reading (ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 75-100. Blackwell. Oxford.
- FAIRBANKS, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342:637-641.
- FARRELL, W. E. y J. A. CLARK 1976. On postglacial sea level. *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 46, 647-667.
- FASANO, J.L., F.I. ISLA y E.J. Schnack, 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires)-Caleta Valdés (Chubut). *Simpósio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemicycle deglacial en la Argentina*. Actas: 27-47, Mar del Plata, Argentina.

- FERUGLIO, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General Y.P.F., Tomos 1-3, Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y J.C. RIGGI, 1965. Los rodados patagónicos en la meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20 (3): 273-325.
- FIDALGO, F. y J.C. RIGGI, 1970. Consideraciones geomorfológicas y sedimentológicas sobre los rodados Patagónicos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 430-443.
- FLINT, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, 892 p. Nuew York.
- FORBES, D.L. y J.P. M. Syvitski 1994. Paraglacial coasts. En: Carter, R. W. G. & C. D. Woodroffe (eds), *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, pp. 373-424. Great Britain.
- FRENCH, H.M., 1996. *The Periglacial Environment*. 2a. Edición. Harlow: Addison Wesley Longman, 341 p. London.
- FRENCH, H.M., M. DEMITROFF y S.L. FORMAN 2003. Evidence for late-Pleistocene permafrost in the New Jersey Pine Barrens (latitude 39_N), eastern USA. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14:259–274.
- FREY, R. W. y P. B. BASAN 1985. Coastal salt marshes. En: Davis R.A. (eds), *Coastal sedimentary environments*. 2a. Edición, Spring – Verlang, pp. 225-303. New York.
- GALLOWAY, R., 1985. Fossil ice wedges in southern Patagonia and their paleoclimatic significance. *Acta Geocriogénica*, 3:106-113. Mendoza.
- GÓMEZ, E.A., D.E. MARTÍNEZ, C.M. BOREL, G.R. GUERSTEIN y G.C. CUSMINSKY 2005. Submarine evidences of Holocene sealevel fluctuations in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 20, 139–155.
- GÓMEZ, E.A., D.E. MARTÍNEZ, C.M. BOREL, G.R. GUERSTEIN y G.C. CUSMINSKY 2006. Negative sea level oscillation in Bahía Blanca Estuary related to a global climatic change around 2650. *J. Coast. Res.* SI 39, 181–185.
- GONZÁLEZ BONORINO, G., 2002. Erosión y acreción litoral durante el Holoceno, con especial referencia a las puntas Bustamante y Dungeness. En Haller M. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa cruz: Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*: 317-324, El Calafate. Santa Cruz. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, G., G. BUJALESKY, F. COLOMBO y M. FERRERO, 1996. Tormentas, sismos y nivel relativo del mar en la construcción de las Puntas Bustamante y Dungeness, Santa Cruz, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas IV*:207. Buenos Aires.

- GONZÁLEZ BONORINO, G., G. BUJALESKY, F. COLOMBO y M. FERRERO 1999. Holocene coastal paleoenvironments in Atlantic Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:325-331.
- GORDILLO, S., G. BUJALESKY, P. PIRAZZOLI, J. RABASSA y J. SALIÈGE 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99:41-54.
- GORDILLO, S., A. CORONATO y J. O. RABASSA 1993. Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. *Quaternary Science Reviews*, 12:889-897.
- GORNITZ, V., 1995. Monitoring Sea Level Changes. *Climatic Change*, 31:515-544.
- GOY, J.L., C. ZAZO y C.J. DABRIO 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50:251-268.
- GREGORY, J.M., J.A. LOWE y S.B.T. TETT 2006: Simulated global-mean sea-level changes over the last half-millennium. *Journal of Climatology*, 19(18): 4576-4591.
- GUILDERSON, T.P., L. BURCKLE, S. HEMMING y W. PELTIER 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*: 1, Paper number 2000GC000098. Published December 15, 2000.
- HÅKANSSON, H. 2002. A compilation and evaluation of species in the genera *Stephanodiscus*, *Cyclostephanos* and *Cyclotella* with a new genus in the family *Stephanodiscaceae*. *Diatom Research*, 17:1-139.
- HARRIS, C., J.B. MURTON y M.C.R. DAVIES 2005. An analysis of mechanisms of ice wedge casting based on geotechnical centrifuge simulations. *Geomorphology*, 71:328-343.
- HAYES, M.O., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. En: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, vol. 2:3-22. New York.
- HODELL, D.A., 1993. Late Pleistocene paleoceanography of the south Atlantic sector of the Southern ocean: Ocean Drilling Program hole 704A. *Paleoceanography*, 8:47-67.
- HOWARD, W.R. y W.L. PRELL 1992. Late Quaternary surface circulation of the southern Indian ocean and its relationship to orbital variability. *Paleoceanography*, 7:43-54.
- HUGGETT, R.J., 1998, Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena*, 32:155-172.
- IMBRIE, J., E.A. BOYLE, S.C. CLEMENS, A. DUTTY, W.R. HOWARD, G. KUKLA, J. KUTZBACH, D.G. MARTINSON, A. MCINTYRE, A.C. MIX, B. MOLFINO, J.J. MORLEY, L.C. PETERSON, N.G. PERSIAS, W.L. PRELL, M.E. RAYMO, N.J. SHACKLETON y J.R. TOOGWEILER 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear reponses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7:701-738.

- IPCC 2001. Third Assessment Synthesis Report: Climate Change 2001. Robert T. Watson and Core writing Team (eds.). Disponible en Internet: <<http://www.ipcc.ch/pdf/climate-changes-2001/synthesis-syr/english/front.pdf>>
- IPCC 2007. Fourth Assessment Synthesis Report: Climate Change 2007. Pachauri, R.K. y A. Reisinger (eds.), 104 p. Switzerland.
- ISLA, F., 1989. Holocene sea fluctuations in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, 8:358-368.
- ISLA, F. y G. BUJALESKY 1995. Tendencias evolutivas y disponibilidad de sedimento en la interpretación de formas costeras: casos de estudio de la costa Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología, Revista*, 2(1-2): 75-90.
- ISLA, F. y G. BUJALESKY 2004. Morfodinámica de un estuario macromareal dominado por gravas: Río Grande, Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59(2):220-228.
- JOHNSON, D.W., 1938. Shore processes and shoreline development. John Wilry & Sons Inc., New York. 584 pp.
- JOPLING A. V. y R. G. Walker 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 971-984.
- KINDLER. P. y P. J.HEARTY 1995. Pre-Sangmonian eolinites in the Bahamas: New evidence from Eleuthera Island. *Marine Geology*, 127:73-86.
- KING, C.A.M., 1972. *Beaches and Coasts*. 2a. Edición, Edgard Arnold, 570 p. London.
- KOKOT, R. R., 2000. Cambio Climático y Evolución Costera en Argentina. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, FCEyN - UBA. Ms 254 p.
- KOKOT, R. R., 2004. Erosión en la costa Patagónica por cambio climático. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59 (4):715-726.
- KOKOT, R. y J.O. CODIGNOTTO 2002. Geomorfología de la faja litoral de la Provincia de Santa Cruz. En: Cabaleri, N., C.A. Cingolani, E. Linares, M.G. López de Luchi, H.A. Ostera, y H.O. Panarello (eds.). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino, Tomo II*:524-528. El Calafate, Santa Cruz. Buenos Aires.
- KOMAR, P.D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, 429 p. New Jersey.
- KRAUS, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic implications. *Earth Science Reviews*, 47: 41-70.
- KUKLA, G., 1987. Loess stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Reviews*, 6:191-219.
- KUKLA, G., F. HELLER, L.X. MING, X.T. CHUN, L.T. SHENH y A.Z. SHENG 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology* 16:811-814.

- KUKLA, G.J., M.L. BENDER, J-L DE BEAULIEU, G. BOND, W.S. BROECKER, P. CLEVERINGA, J.E. GAVIN, T.D. HERBERT, J. IMBRIE, J. JOUZEL, L.D. KEIGWIN, K-L KNUDSEN, J.F. McMANUS, J. MERKT, D.R. MUHS, H. MÜLLER, R.Z. POORE, S.C. PORTER, G. SERET, N.J. SHACKLETON, C. TURNER, P.C. TZEDAKIS y I.J. WINOGRAD 2002. Last interglacial climates. *Quaternary Research* 58:2–13.
- LAMBECK, K., 1993. Glacial rebound of the British Isles, II: A high resolution, high precision model. *Geophysical Journal International*, 115:960-990.
- LAMBECK, K. y J. CHAPPELL 2001. Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science* 292:679-686.
- LAMBECK, K., T. M. ESAT y E. K. POTTER 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419:199-206.
- LAPRIDA, C., N. GARCÍA CHAPORI, R.C. VIOLANTE Y R.H. COMPAGNUCCI 2007. Mid Holocene evolution and paleoenvironments of the shoreface-offshore transition, north-eastern Argentina: new evidences based on benthic microfauna. *Marine Geology* 240: 43-56.
- LEA, D.W., P.A. MARTIN, D. PAK y H.J. SPERO 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea-level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records of Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* 21:283–293.
- LISIECKI, L.E. y M.E. Raymo 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- LOWE, J.J. y M.J.C. WALKER 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, 2a. Edición, 446 p. London.
- MACLAREN, C., 1842. The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel. *American Journal of Sciences*, 42:346-365.
- MALUMIÁN, N., 2002. El Terciario marino: Sus relaciones con el eustatismo. En: M.J. Haller (ed.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-15:237-244. Buenos Aires.
- MARANGUNIC, C., 1974. Los depósitos glaciales de la Pampa Magallánica. *Revista Geográfica de Chile. Terra Australis*, (22-23):5-11.
- MARCOMINI, S.C., R.R. KOKOT y J.O. CODIGNOTTO 1988. Edades Carbono 14 del Holoceno Marino Argentino. Evolución e interpretación. En: *Simposio Internacional sobre el Nivel del Mar en América del Sur. Paraná. Entre Ríos. Resúmenes*:7.
- MARREN, P.M., 2004. Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspectiva. *Earth-Science Reviews*, 70:203–251
- MARTIN, L. y K. SUGUIO 1992. Variations of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in the beach-ridge plains associated with river mouths: example from the

- central Brazilian coast. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99:119-140.
- MARTIN, L., N.A. MORNER, J.M. FLEXOR y K. SUGUIO 1986. Fundamentos e Reconstrução de antigos Níveis Marinhos do Quaternário. Boletim IG-USP. Publicação Especial N°4, Universidad de São Paulo, 161 p. Brasil.
- MARTINIC, M. 1995. Los Aonikenk. Historia y Cultura. Ediciones de la Universidad Nacional de Magallania. Punta Arenas. Chile
- MASTRONUZZI G., P. SANSÒ, C.V. MURRAY-WALLACE y I. SHENNAN 2005. Quaternary coastal morphology and sea-level Changes - An introduction. *Quaternary Science Review*, 24:1963-1968.
- MASSELINK, G. y A.D. SHORT 1993. The effects of the tide range on morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9(3):785-800.
- MAZZARINI, F. y M. D'ORAZIO 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 125: 291-305.
- McCULLOCH, R.D. y S.J. DAVIES 2001. Late glacial and Holocene paleoenvironmental changes in central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173:143-173.
- McCULLOCH, R.D., C.J. FOGWILL, D.E. SUGDEN, M.J. BENTLEY y P.W. KUBIK 2005. Chronology of the last glaciation in the central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geogr. Ann.* 87a, 289–312.
- McMANUS, J., D. OPPO, J. CULLEN y S. HEALEY 2003. Marine isotope stage 11 (MIS 11) analog for Holocene and future climate? En: *Earth's climate and orbital eccentricity: the marine isotope stage 11 question. Geophysical Monographs* 137:69–85.
- MEGLIOLI, A., 1992. Glacial geology and chronology of southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph.D. Dissertation, Lehigh University, 216 p. Pennsylvania, U.S.A.
- MEJIA, V., N. D. OPDYKE, J. F. VILAS, B. S. SINGER y J. S. STONER 2004. Plio-Pleistocene time-averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows, *Geochem. Geophys. Geosystems*, V5(3), Q03H08, doi:10.1029/2003 GC000633.
- MERCER, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6:125-166.
- MERCERAT, A., 1893. Contribución a la geología de la Patagonia. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 36: 65-103.
- MIALL, A.D., 1996. Alluvial Models. En: H.G. Reading (ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 119-140. Blackwell, Oxford.

- MILNE, G.A., A. J. LONG y S. E. BASSETT 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* 24:1183–1202.
- MONTI, A.J.A., 2000. Edad 14^C y ciclicidad de la acreción en depósitos costeros elevados. Bahía Engaño, Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 55(4):403-406.
- MÖRNER, N. A., 1990. Sea level changes in the Tierra del Fuego Region. *International Symposium on Quaternary Shoreline: Evolution, Processes and Future Changes*. Abstracts: 44.
- MURRAY-WALLACE, C. V. y A. P. BELPERIO 1991. The last interglacial shoreline in Australia - A review. *Quaternary Science Reviews* 10:441–461.
- MURTON, J.B., 1996. Morphology and paleoenvironmental significance of Quaternary sand veins, sand wedges and composite wedges, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 66:17–25.
- MURTON, J.B. y E. KOLSTRUP 2003. Ice-wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking? *Progress in Physical Geography*, 27:155–170.
- NICHOLS, M.M. y G. ALLEN 1981. Sedimentary processes in coastal lagoons. En: *Coastal Lagoon Research: Present and Future*. UNESCO, pp. 27-80. Paris.
- NORDENSKJÖLD, O., 1899. *Geologie, Geographie und Anthropologie*. Schwedischen Expedition nach den Magellansländern, 1895–1897. Norstedt y Söner (eds.), Stockholm.
- NULLO, F. E. y A. M. COMBINA, 2002. Sedimentitas terciarias continentales. En: M. J. Haller (ed.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-16:245-258. Buenos Aires.
- OLIVERO, E. B. y M. I. LÓPEZ CABRERA 2005. Patagomnichnus: a new trace fósil from the Miocene of Patagonia. A probable fodinichnion of gregarious polychaetes. *Ameghiniana*, 42 (2):277-294. Buenos Aires.
- ORTLIEB, L., A. DÍAZ y N. GUZMÁN 1996. A warm interglacial episode during Oxygen Isotope Stage 11 in Northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 15, 857–871.
- PELTIER, W.R., 1994. Ice-age paleotopography. *Science*, 265:195-201.
- PELTIER, W.R., 1996. Global sea-level rise and glacial isostatic adjustment: an analysis of data from the coast of North America. *Geophysical Research Letters*, 23:717-720.
- PELTIER, W.R., 1998. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid earth geophysics. *Reviews of Geophysics*, 36 (4):603-689.
- PENDALL, E.G., J.W. HARDEN, S.E. TRUMBORE y O.A. CHADWICK 1994. Isotropic approach to soil carbonatic dynamics and implications for paleoclimatic interpretations. *Quaternary Research*, 42:60-71.

- PERILLO, G.M.E., 2000. Geomorfología de marismas y planicies de marea de Argentina. IV Jornadas Nacionales del Ciencias del Mar, Resúmenes:12. Puerto Madryn.
- PERILLO, G.M.E. y J.O. CODIGNOTTO 1990. Ambientes Costeros. En: Bossi, G.E. (ed.), 1º Simposio de Ambientes y Modelos Sedimentarios. Boletín Sedimentológico 4: 137-159. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán.
- PERILLO, G., M. D. RIPLEY, M.C. PICCOLO y K.R. DYER 1996. The Formation of Tidal Creeks in the Salt Marsh: New Evidence from the Loyola Bay Salt Marsh, Río Gallegos Estuary, Argentina. *Mangroves and Salt Marshes*, 1 (1): 37-46.
- PETHICK, J., 1984. *An Introduction to Coastal Geomorphology*. E. Arnold (Publishers) Ltd., 260 p. London.
- PETHICK, J., 1992. Saltmarsh Geomorphology, En: J. R. L. Allen y K. Pye (eds.) *Saltmarshes: Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance*. Cambridge University Press, pp. 41–62. UK.
- PETIT, J.R., J. JOUZEL, D. RAYNAUD, N.I. BARKOV, J.M. BARNOLA, I. BASILE, M. BENDER, J. CHAPPELLAZ, M. DAVIS, G. DELAYGUE, M. DELMOTTE, V.M. KOTLYAKOV, M. LEGRAND, V.Y. LIPENKOV, C. LORIUS, L. PÉPIN, C. RITZ, E. SALTZMAN y M. STIEVENARD 1999. Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399:429–436.
- PÉWÉ, T.L., 1959. Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo sound region, Antarctica—a progress report. *American Journal of Science*, 257:545-552.
- PHLEGER, F.B. y C.C. EWING 1962. Sedimentology and Oceanography of Coastal Lagoons in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, 73:145-182.
- PICCOLO, M.C. y G.M.E. PERILLO 1997. Geomorfología e hidrografía de los estuarios. En: Boschi E. E. (ed). *El Mar Argentino y sus recursos pesqueros*. Tomo 1: 133-161. Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina.
- PICCOLO, M.C. y G.M.E. PERILLO 1999. The Argentine Estuaries: A Review. En: *Estuaries of South America: their geomorphology and dynamics*. Perillo, G.M.E, M.C. Piccolo y M. Pino-Quivira (eds.). Springer Verlag, pp. 101-129. Berlín.
- POSAMENTIER, H.W. y G.P. ALLEN 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* N° 7, 210 p.
- PORTER, S.C., M. STUIVER y C.J. HEUSSER 1984. Holocene sea level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. *Quaternary Research* 22, 59–67.
- POTTER, E.-K. y K. LAMBECK 2003. Reconciliation of sealevel observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 171–181.

- POTTER, E.-K., T. M. ESAT, G.SCHELLMANN, U. RADTKE, K. LAMBECK y M.T. MCCULLOCH 2004. Suborbitalperiod sea level oscillations during marine isotopesubstages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 191–204.
- POUSA, J.L., W.C. DRAGANI, C.A. MAZIO y N.W. LANFREDI 1995. La energía oceánica en el Atlántico sudoccidental. Posibilidades e impacto ambiental. *Thalassas* 11:59-72.
- RABASSA, J., 1999. Cuaternario de la Cordillera Patagónica y Tierra del Fuego. En: R. Caminos (ed.). *Geología Argentina. Anales* 29 (23.8): 710-714. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Buenos Aires.
- RABASSA, J., 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.). *The Late Cenozoic in Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier, *Developments in Quaternary Sciences* 8: 151-204, Amsterdam.
- RABASSA, J. y C. M. CLAPPERTON 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9:153-174.
- RABASSA, J. y A. CORONATO 2006. Glaciaciones del Pleistoceno tardío y Pleistoceno temprano a medio durante el sub-piso-edad Sanandrense y el piso-edad Ensenadense, Patagonia, Argentina. *II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, Tomo II: 1-10.
- RABASSA, J.R., C.J. HEUSSER y N. RUTTER 1989. Late-glacial and Holocene of Argentine Tierra del Fuego. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 7:327-351.
- RABASSA, J., A CORONATO, G. BUJALESKY, M. SALEME, C. ROIG, A. MEGLIOLI, C. HEUSSER, S. GORDILLO, F. ROIG, A. BORROMEI y M. QUATTROCHIO 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International*, 68-71:217-240.
- RABASSA, J., J. BOCKHEIM, A. CORONATO, B. ERCOLANO, J.F. PONCE y G. BUJALESKY 2007. Relict periglacial features in Tierra del Fuego and Santa Cruz, Argentina. *GEOSUR, Abstracts*:129. Chile.
- RAMOS, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: R. Caminos (ed.). *Geología Argentina, Anales* 29 (3):41-96, Instituto de Geología y Recursos Naturales Buenos Aires.
- RAMOS, V., 2002. El magmatismo neógeno de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M.J. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, XV Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1, 13, 187–200. Buenos Aires.
- READING, H.G. y J.D. COLLINSON 1996. Clastic coasts. Shoreline processes. En: H.G. Reading (ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3a. Edición, pp. 160–164. Blackwell, Oxford.

- REINECK, H.-E. y I.B. SINGH 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2a. Edición, Springer-Verlag, 551 p. Berlín.
- ROSTAMI, K., W.R. PELTIER y A. MANGINI 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews* 19, 1495–1525.
- RUSSO, A., M. A. FLORES y H. DI BENEDETTO, 1980. *Patagonia Austral Extraandina*. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Vol. II: 1431-1462. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- RUTTER, N., E.J. SCHNACK, J. DEL RÍO, J.L. FASANO, F.I. ISLA y U. RADTKE 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 8, 213–234.
- SCHELLMANN, G. 1998a. Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrassen*. *Essener Geographische Arbeiten* 29:1-218.
- SCHELLMANN, G. 1998b. Coastal development in Southern South America (Patagonia and Chile) since the Younger Middle Pleistocene sea-level changes and neotectonics. En: Kelletat, D.H. (ed.), *German Geographical Coastal Research, The Last Decade*, Institute for Scientific Co-operation Tübingen, IGU Sonderband, pp. 289–304. Tübingen.
- SCHELLMANN, G. y U. RADTKE 1997. Electro Spin resonance (ESR) techniques applied to mollusk shells from South America (Chile Argentina) and implications for palaeo sea-level curve. *Quaternary Geochronology*, 16:465-475.
- SCHELLMANN, G. y U. RADTKE 2000. ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). *Quaternary International* 68–71: 261–273.
- SCHELLMANN, G. y U. RADTKE 2003. Coastal terraces and Holocene sea level changes along the Patagonian Atlantic coast. *Journal of Coastal Research* 19 (4): 983–996.
- SCHELLMANN, G. y U. RADTKE 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the late and middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews* 64, 157–187.
- SCHERER, R. P., A. ALDAHAN, S. TULACZYK, G. POSSNERT, H. ENGLEHARDT y B. KAMB 1998, Pleistocene Collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Science*, 281:82-85.
- SCHNACK, E., J.L. Fasano y F.I. Isla 1987. Late Quaternary sea-levels in the Argentina coast. *Late Quaternary sea-level correlation and application*. IGCP Project 200 Program, Abstracts:23, Halifax.

- SCHUBERT, C., 1972. Suelos estriados, un tipo de suelo pautado en la zona periglacial de los Andes venezolanos. *Acta Científica Venezolana* 23:108-114.
- SHACKLETON, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volumes and sea-level. *Quaternary Science Reviews* 6:183-190.
- SHACKLETON, N.J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science* 289:1897–1902.
- SHACKLETON, N.J. y N.D. OPDYKE 1973. Oxigen Isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238: Oxigen Isotope temperature and ice volumes on a 105 and 106 year scale. *Quaternary Research* 3:39-55.
- SIDDALL, M., J. CHAPPELL y E.-K. POTTER 2007. Eustatic Sea Level During Past Interglacials. En: F. Sirocko, M. Claussen M. F. Sánchez Goñi y T. Litt (eds.). *The climate of past interglacials. Developments in Quaternary Science*, 7:75-92.
- SINGER, B. y M.S. PRINGLE 1996. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating analyses of lavas. *Earth & Planetary Sciences Letters*, 139:47–61.
- SINGER, B., R.P. ACKERT y H. GUILLOU 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116 (3):434-450.
- SKEWES, M.A. y C.R. STERN 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6: 3-25.
- SOIL SURVEY DIVISION STAFF 1993. *Soil Survey Manual*. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18. Print. Office, Washington, D.C.
- SOIL SURVEY STAFF 2006. *Keys to Soil Taxonomy*. 10th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- SPALLETTI, L.A., 1980. Paleoambientes sedimentarios. En *secuencias silicoclásticas*. Asociación Geológica Argentina, Serie “B”, Didáctica y Complementaria N° 8. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L.A. y A. del VALLE 1990. Plataformas silicoclásticas. En: Bossi, G.E. (ed.), 1º Simposio de Ambientes y Modelos Sedimentarios. *Boletín Sedimentológico* 4:161-174. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán.
- STIRLING, C.H., T.M. ESAT, K. LAMBECK y M.T. MCCULLOCH 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160:745–762.

- STIRLING, C. H., T.M. ESAT, K. LAMBECK, M.T. MCCULLOCH, S.G. BLAKE, D.C. LEE y A.N. HALLIDAY 2001. Orbital forcing of the marine isotope stage 9 interglacial. *Science*, 291:290–293.
- STUIVER, M. y H. POLACH 1977. Discussion Reporting of ^{14}C Data. *Radiocarbon* 19 (3): 355-363.
- STUIVER M. y T. F. BRAZUNIAS 1993. Modeling Atmospheric ^{14}C Influences and ^{14}C Ages of Marine Samples to 10.000 BC. *Radiocarbon* 35 (1): 137-189.
- STUIVER M. y P. J. REIMER 1993. Extended ^{14}C Data Base and Revised Calib 3.0 ^{14}C Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- SUESS, E. 1888. *Das Antlitz der Erde*. Viena. Traducción inglesa 1966. *The face of the Earth*. Oxford. Clarendon, 2. 680 p.
- SUGUIO, K, L. MARTIN, A.C.S.P. BITTENCOURT, J.M.L. DOMINGUEZ y J.M. FLEXOR 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociencias* 15: 273-286.
- TANNER, W.F., 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, 129:149-161.
- TON-THAT, T., B. SINGER, N. MÖRNER y J. RABASSA 1999. Dataciones de lavas basálticas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 333-352.
- TROMBOTTO, D., 2000. Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico* 21(1/2):33–55. São Paulo.
- URIBE C., P. y E. ZAMORA 1981. Origen y geomorfología de la Punta Dungeness. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 12:143-158. Punta Arenas, Chile.
- URIEN, C.M. y M. EWING 1974. Recent sediments and environment of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Rio Negro continental shelf. En: Burk, C.A. y C.J. Drake, (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer Verlag, New York Inc., pp. 157-196.
- URIEN, C.M. y J. ZAMBRANO 1973. La estructura de la terraza continental de Brasil meridional, Uruguay y Argentina. *Symposium on the Upper Mantle investigations with emphasis on Latin America*, 2: 11 p.
- VILAS F., A. ARCHE, M. FERRERO y F. ISLA 1999. Subantartic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 160: 301-326.
- VOGT, T. y DEL VALLE, H. 1994. Calcretes y cryogenic structures in the area of Puerto Madryn (Chubut, Patagonia, Argentina). *Geografiska Annaler* 76 (1-2):57-75.

- WAELEBROECK, C., L. LABEYRIE, E. MICHEL, J.C. DUPLESSY, J.F. MCMANUS, K. LAMBECK, E. BALBON y M. LABRACHERIE 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21:295–305.
- WALKER, R. G., 1985. Ancient examples of tidal sand bodies formed in open shallow seas. En: Tillman, R. W., D. J. P. Swift y R. G. Walker Shelf (eds.). *Sands and sand-stone reservoirs.*, SEPM Short Course Notes 13:303-340.
- WALKER, M., 2005. *Quaternary dating methods.* John Wiley & Sons Ltd., 306 p. England.
- WALTHER, A.M., J. RABASSA, A. CORONATO, A. TASSONE, H. LIPPAI y J.F. VILAS 2007. Paleomagnetic studies on glacial sediments in northern Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *GEOSUR, Abstracts:174.* Chile.
- WASHBURN, A.L., 1980. Permafrost features as evidence of climatic change. *Earth Science Reviews* 15:327–402.
- WELLS, J.T., 1995. Tide-dominated estuaries and tidal rivers. En: G.M.E. Perillo (ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries.* Elsevier, pp.179-206. The Netherlands.
- WINDHAUSEN, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. *Anales Ministerio de Agricultura. Sección Geología*, 10(1):7-60.
- WONG, T.E., 1992. Quaternary stratigraphy of Suriname. En: Prost, M.-T. (ed.), *Évolution des littoraux de Guyane et de la zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire*, pp. 559-578, Orstom, Paris.
- ZHONGLI, D., N. RUTTER, L. TUNGSHENG, M.E. EVANS y W. YUCHUN 1991. Climatic correlation between Chinese loess and deep sea cores: a structural approach. En: Tungsheng, L. (ed.). *Loess, Environment and Change. The Series of the XIII INQUA Congress*, pp. 168-186. Science.

APÉNDICE A

ACRÓNIMOS

AAR: *Aminoacid Aspartic Racemization* (Racemización de Aminoácidos)

AMS: *Accelerator Mass Spectroscopy* (Espectroscopia por Acelerador de Masa)

AP: Abanico Paraglacial

BAF: Basalto Frailes

BF I: Bajofondo I

BF II: Bajofondo II

CIA I: Complejo Intermareal Ascendido I

CIA II: Complejo Intermareal Ascendido II

CIA III: Complejo Intermareal Ascendido III

CIE: Complejo Intermareal Estuarino

CVPA: Campo Volcánico Pali Aike

DEM: Modelo de elevación digital (*Digital Elevation Model*)

DSF: Drift Sierra de los Frailes

EB: Espiga de Barrera

EIO: Estadio Isotópico de ^{18}O

ERS: *ElectroSpin Resonante* (Resonancia Electromagnética del Electrón)

GAI: Modelo glacial de ajuste isostático

GGP: Gran Glaciación Patagónica

IPCC: *Intergovernmental Panel on Climate Change*

OSL: *Optically Stimulated Luminescence* (Luminiscencia por Estimulación Óptica)

PCL I: Planicie de Cordones Litorales I

PCL II: Planicie de Cordones Litorales II

PCL III: Planicie de Cordones Litorales III

SBFII/EB: Sistema Bajofondo II / Espiga de Barrera

SIG: Sistema de Información Geográfico

SRTM: *Shuttle Radar Topography Mission*

UMG: Último Máximo Glacial

APÉNDICE B

DATAACIONES

Table 1: Optically stimulated luminescence ages on the 250-350 micron quartz fraction for littoral sediments, Santa Cruz Province, Argentina

Field Number	Laboratory Number	Equivalent dose (Grays) ^a	U (ppm) ^b	Th (ppm) ^b	K ₂ O (%) ^b	H ₂ O (%)	cosmic (mGrays/yr) ^c	Dose Rate (mGrays/yr)	OSL age (yr)
721	UIIC2488	105.59 ± 1.27	1.8 ± 0.1	6.0 ± 0.1	2.60 ± 0.02	5 ± 2	0.17 ± 0.02	3.20 ± 0.16	32,995 ± 2100

^a Excitation by blue light (470 ± 20 nm) with the equivalent dose determined by the multiple aliquot regenerative dose technique (Jain et al. 2003).

^b U, Th and K₂O assayed by ICP-MS at Activation Laboratories, Ontario, Canada.

^c Ages included a cosmic ray dose rate from calculations of Prescott and Hutton (1994)

^d Analysis on 150-250 micron quartz fraction.

All errors are at one sigma. Analyses by the Luminescence Dating Research Laboratory, University of Illinois at Chicago.

References cited

- Aitken, M. J., and Bowman, S. G. E. 1975. Thermoluminescent dating: Assessment of alpha particle contribution. *Archaeometry* 17:132-138.
- Jain, M., Botter-Jensen, L., and Singhvi, A. K. (2003). Dose evaluation using multiple-aliquot quartz OSL: test of methods and a new protocol for improved accuracy and precision. *Radiation Measurements* 37, 67-80.
- Prescott, J.R. and Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23: 497-500.

LABORATORIO DE TRITIO Y RADIOCARBONO – LATYR –

Unidad de Investigación LATYR-CIG – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas-CONICET/UNLP.- SEDE : MUSEO DE LA PLATA

Facultad de Ciencias Naturales y Museo – U.N.L.P.

Paseo del Bosque s/n° - 1900-La Plata – República Argentina

Tel/Fax: (0221) 4270648 / E-mail: afigini@museo.fcnym.unlp.edu.ar

DATOS DEL INTERESADO SOBRE LA MUESTRA

REMITIDA POR: LIC. BETTINA ERCOLANO / LIC. FLAVIA CARBALLO N- UARG – UNPA – RÍO GALLEGOS. -

MUESTRA EXTRAÍDA e IDENTIFICADA POR EL USUARIO: Restos óseos de guanaco. Código LEM 705. – Prof.: 1.66 m de la superficie actual .-

PROCEDENCIA: Sitio: Laguna El Mosquito – Guer Aike – Santa Cruz.-

INFORME RADIOCARBÓNICO:

Se observa que los restos óseos presentan un buen estado de conservación. La muestra se lavó con agua destilada en ultrasonido. Se secó. Se hizo una molienda. Se desmineralizó con una solución de ácido clorhídrico en vacío, durante unas 48 horas. Se centrifugó; los líquidos se eliminan. El residuo se lavo con agua destilada y se lo trató con una solución de ácido clorhídrico de pH = 3, a 90°C por 24 horas para extraer la proteína (Longin, 1970;1971) en forma de gelatina soluble. Se centrifuga. Los residuos se eliminan. La solución es evaporada, quedando un residuo de la fracción orgánica "colágeno" del hueso, con una característica de buen aspecto macroscópico; vítrea; traslúcida; bien cristalizada y homogénea. El "colageno" extraído, se lo sintetizó a benceno (muestra). La medición de C-14 se realizó por espectrometría de centelleo líquido (Equipo marca Packard, USA).-

EDAD RADIOCARBÓNICA CONVENCIONAL: La edad informada es en años radiocarbónicos antes del año 1950 (A.P.); se usó 5568 años como período de semidesintegración del C-14. El error convencional informado con la edad es de ± 1 sigma (68% de probabilidad). La edad se la calculó de acuerdo a Stuiver and Polach, 1977 (Radiocarbon, vol.19: 355-363).

Variables usadas: (1) C-13/C-12 (estimada) = -20 ± 2 o/oo

(2) Factor multiplicador del error = $K = 1$

(3) Efecto de reservorio = sin corrección.-

LAB N°

LP-1643

EDAD C-14 CONVENCIONAL

3920 \pm 70 años C-14 A.P.

Calibración de la edad radiocarbónica. Para transformar la edad de años C-14 a años calendarios se utilizó el programa Rev. 5.0 de Stuiver and Reimer. 1993. Radiocarbon 35 (1): 215-230.- Se calibró usando el método de intersección (método A) para muestras terrestres.

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 68% (± 1 sigma):

2294 - 2546 años cal BC.

4243 - 4495 años cal A.P.

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 95% (± 2 sigmas):

2155 - 2579 años cal. BC.

4104 - 4528 años cal A.P.

Garantía de calidad analítica: El LATYR participó en los Estudios Internacionales de Control de Calidad de los Laboratorios C-14, que coordina la Universidad de Glasgow. El LATYR puede demostrar su exactitud y precisión en las determinaciones radiocarbónicas dado que se encuentra internacionalmente entre los mejores laboratorios en su tipo.-

LATYR, 29 de agosto de 2005.-

Certifico el informe C-14 – Prof. Lic. Aníbal Juan Figini – Director del LATYR.

LABORATORIO DE TRITIO Y RADIOCARBONO – LATYR –

Unidad de Investigación LATYR-CIG – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas-
CONICET/UNLP.-

Facultad de Ciencias Naturales y Museo – U.N.L.P.

Paseo del Bosque s/n° - 1900-La Plata – República Argentina

Tel/Fax: (0221) 4270648 / E-mail: afigini@museo.fcnym.unlp.edu.ar

DATOS DEL INTERESADO SOBRE LA MUESTRA

REMITIDA POR: LIC.BETTINA ERCOLANO/LIC. FLAVIA CARBALLO- UARG – UNPA – RÍO GALLEGOS.-

MUESTRA EXTRAÍDA E IDENTIFICADA POR EL USUARIO: Valvas marina (valvas estuáricas *Mytilus* sp) – Código:
707 – Profundidad 0.68 m de la superficie actual.

PROCEDENCIA: sitio: Laguna El Mosquito – Guer Aike – Santa Cruz.-

INFORME RADIOCARBÓNICO:

A la observación macroscópica las valvas se encuentran fraccionadas, algunas presentan aspecto nacarado. Se lava la muestra con agua destilada en ultrasonido. Mediante un tratamiento ácido, se eliminó el 20% en peso de las partes superficiales más expuestas de las valvas. Las valvas pretratadas, para minimizar la contaminación, se las lavó con agua y se las secó. Se las molió en un molino y por hidrólisis ácida se las transformó en CO₂. Este CO₂ se lo sintetizó a benceno (muestra). La medición de C-14 se realizó por espectrometría de centelleo líquido (Equipo marca Packard - USA).-

EDAD RADIOCARBÓNICA CONVENCIONAL : La edad radiocarbónica convencional se la calculó de acuerdo a Stuiver and Polach, 1977 (Radiocarbon, vol.19: 355-363; es una edad C-14 corregida por fraccionamiento isotópico). La edad informada es en años radiocarbónicos antes del año 1950 (A.P.); se usó 5568 años como período de semidesintegración del C-14. El error convencional informado con la edad es de ± 1 sigma (68% de probabilidad).

Variables usadas: (1) δ C-13/C-12 (estimada) = 0 ± 2 o/oo (valva marina). (2) Factor multiplicador del error = K = 1

LAB N°
LP-1635

Edad C-14 Convencional
3890 \pm 70 años C-14 A.P.

Corrección por efecto de reservorio de las muestras marinas: El carbono inorgánico disuelto en sus capas superficiales: carbonatos; bicarbonatos; dióxido de carbono, (DIC), en el agua de los océanos tiene una concentración en C-14 menor que el atmosférico. Es por ello, que las muestras marinas contemporáneas con las continentales (carbón, etc.) dan una edad mayor. El valor medio, R, de la edad C-14 en el DIC de los océanos mundiales es de aproximadamente unos 400 años (Stuiver M and Braziunas T.1993. Radiocarbon 35 (1): 137-189). Valor que debe restársele a la edad C-14 convencional informada: 3890 \pm 70 – 400 años C-14 = **3490 \pm 70 años C-14 A.P. (edad C-14 corregida por efecto de reservorio marino).**

Calibración de la edad radiocarbónica. Para transformar la edad de años C-14 de una muestra marina (Stuiver et al. 1986. Radiocarbon 28(2B): 980-1021), se utiliza la edad C-14 convencional de la muestra: 3890 \pm 70 BP (considerando que la variación regional del valor de R es 0 años, (porque se lo desconoce por falta de estudios en el área de recolección de la valva), y se pasa a años calendarios utilizándose el programa de calibración para muestras marinas Rev. 5.0 de Stuiver and Reimer. 1993. Radiocarbon 35 (1): 215-230 – Método A de intersección.-

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 68% (± 1 sigma):

1812 - 2015 años cal BC

3761 - 3964 años cal A.P.

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 95% (± 2 sigmas):

1723 - 2119 años cal BC

3672 - 4068 años cal A.P.

Garantía de calidad analítica: El LATYR participó en los Estudios Internacionales de Control de Calidad de los Laboratorios C-14, que coordina la Universidad de Glasgow. El LATYR puede demostrar su exactitud y precisión en las determinaciones radiocarbónicas dado que se encuentra internacionalmente entre los mejores laboratorios en su tipo.- LATYR, 8 de agosto de 2005.- Certifico el informe C-14 – Prof. Lic. Aníbal Juan Figini – Director del LATYR.



LABORATORIO DE TRITIO Y RADIOCARBONO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas- CONICET- UNLP.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo - U.N.L.P.-

Paseo del Bosque -1900 La Plata - República Argentina.

Tel/Fax: (0221) 4270648 / E-mail: afigini@museo.fcnym.unlp.edu.ar

DATOS DEL INTERESADO SOBRE LA MUESTRA

REMITIDA POR: Lic. BETTINA ERCOLANO – UNIDAD ACADÉMICA RÍO GALLEGOS – UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA – RÍO GALLEGOS – SANTA CRUZ. -

MUESTRA EXTRAÍDA e IDENTIFICADA POR EL USUARIO: materia orgánica contenida en sedimentitas de paleoalbéfera; de 1 cm de potencia; a 20 cm de la superficie actual.-

PROCEDENCIA: Sitio Punta Loyola – Estuario río Gallegos – código 099-1 – Río Gallegos – Santa Cruz.-

INFORME RADIOCARBÓNICO:

La muestra se trata con una solución al 0,5% de ácido clorhídrico por 24 horas. En esta hidrólisis ácida se eliminan las sustancias móviles como ácidos fúlvicos; aminoácidos; carbohidratos y carbonatos que podrían estar presente en el sedimento. La fracción insoluble se lava, hasta pH = 6, y se la seca en estufa. La muestra pretratada, se combustiona a CO₂ y se la sintetizó a benceno (muestra). La medición de C-14 s se realizó por espectrometría de centelleo líquido (Equipo marca Packard, USA).-

EDAD RADIOCARBÓNICA CONVENCIONAL: La edad informada es en años radiocarbónicos antes del año 1950 (A.P.); se usó 5568 años como período de semidesintegración del C-14. El error convencional informado con la edad es de ± 1 sigma (68% de probabilidad). La edad se la calculó de acuerdo a Stuiver and Polach, 1977 (Radiocarbon, vol.19: 355-363).

Variables usadas: (1) C-13/C-12 (estimada) = -25 ± 2 o/oo

(2) Factor multiplicador del error = K = 1

(3) Efecto de reservorio (estimado) = 0 años

LAB N°
LP-1419

EDAD C-14 CONVENCIONAL
1610 \pm 60 años C-14 A.P.

Calibración de la edad radiocarbónica. Para transformar la edad de años $\overset{e}{C}$ -14 a años calendarios se utilizó el programa Rev. 3.0.3 de Stuiver and Reimer. 1993. Radiocarbon 35 (1): 215-230.- Método A – Intersección.

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 68% (± 1 sigma):

404 – 542 años cal AD

1408 - 1546 años cal A.P.

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 95% (± 2 sigmas):

267 - 602 años cal AD

1348 - 1683 años cal A.P.

Garantía de calidad analítica: El LATYR participó en los Estudios Internacionales de Control de Calidad de los Laboratorios C-14, que coordina la Universidad de Glasgow. El LATYR puede demostrar su exactitud y precisión en las determinaciones radiocarbónicas dado que se encuentra internacionalmente entre los mejores laboratorios en su tipo.-

LATYR, 31 de mayo de 2003.-

Certifico informe radiocarbónico – Prof. Lic. Aníbal Juan Figini – Director del LATYR



LABORATORIO DE TRITIO Y RADIOCARBONO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas- CONICET- UNLP.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo - U.N.L.P.-

Paseo del Bosque -1900 La Plata - República Argentina.

Tel/Fax: (0221) 4270648 / E-mail: afigini@museo.fcnym.unlp.edu.ar

DATOS DEL INTERESADO SOBRE LA MUESTRA

REMITIDA POR: Lic. BETTINA ERCOLANO – Unidad Académica Río Gallegos – Universidad Nacional de la Patagonia – Río Gallegos – Santa Cruz. -

MUESTRA EXTRAÍDA e IDENTIFICADA POR EL USUARIO: Restos óseos de cetáceo – Código WH2 – Enterrados superficialmente en la cobertura edáfica de un cordón litoral.-

PROCEDENCIA: Sitio Punta Loyola – Estuario del Río Gallegos – Río Gallegos – Santa Cruz .-

INFORME RADIOCARBÓNICO:

La muestra se lavó con agua destilada en ultrasonido. Se secó. Se hizo una molienda. Se desmineralizó con una solución de ácido clorhídrico en vacío. Se centrifugó; los líquidos se eliminan. El residuo se lavó con agua destilada y se lo trató con una solución de ácido clorhídrico de pH = 3 a 90°C por 24 horas para extraer la proteína (Longin, 1970;1971). Se centrifuga. Los residuos se eliminan. La solución se evaporada, quedando un residuo de la fracción orgánica “colágeno” del hueso. El “colágeno” extraído, se lo sintetizó a benceno (muestra). La medición de C-14 se realizó por espectrometría de centelleo líquido (Equipo marca Packard, USA).-

EDAD RADIOCARBÓNICA CONVENCIONAL: La edad informada es en años radiocarbónicos antes del año 1950 (A.P.); se usó 5568 años como período de semidesintegración del C-14. El error convencional informado con la edad es de ± 1 sigma (68% de probabilidad). La edad se la calculó de acuerdo a Stuiver and Polach, 1977 (Radiocarbon, vol.19: 355-363).

Variables usadas: (1) C-13/C-12 (estimada) = -15 ± 2 o/oo
(2) Factor multiplicador del error = K = 1
(3) Efecto de reservorio = sin corrección.-

LAB N°

LP-1412

EDAD C-14 CONVENCIONAL

1270 \pm 60 años C-14 A.P.

Calibración de la edad radiocarbónica. Para transformar la edad en años C-14 en años calendarios se utilizó el programa Rev. 3.0.3 de Stuiver and Reimer. 1993. Radiocarbon 35 (1): 215-230.- Se calibró usando el método de intersección (método A) para muestras marinas.

Variables usadas: Delta R = 0 ± 40 años

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 68% (± 1 sigma):

1053 - 1233 años cal AD

717 - 897 años cal A.P.

Rango de la edad calibrada con una probabilidad del 95% (± 2 sigmas):

1010 - 1290 años cal AD

660 - 940 años cal A.P.

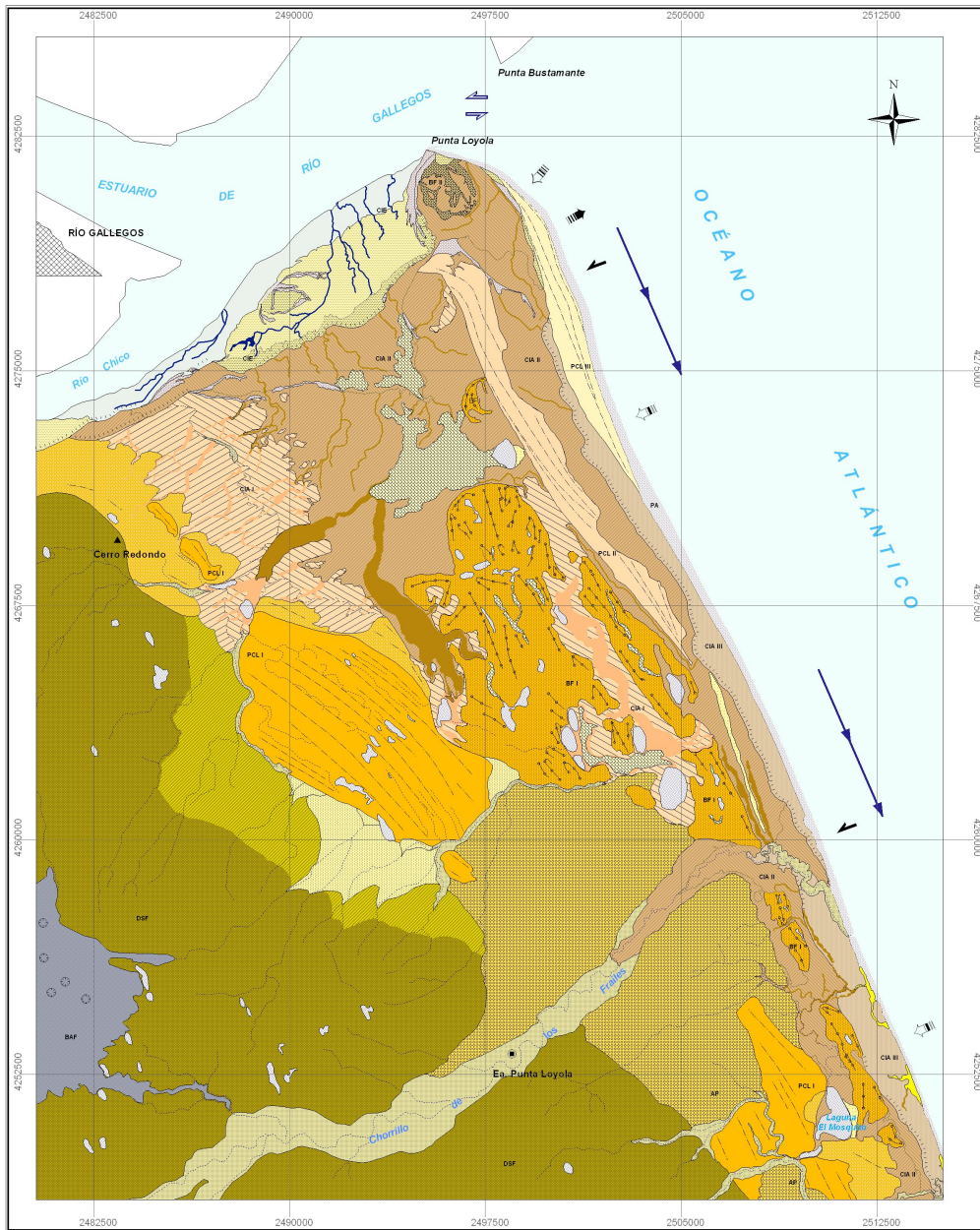
Garantía de calidad analítica: El LATYR participó en los Estudios Internacionales de Control de Calidad de los Laboratorios C-14, que coordina la Universidad de Glasgow. El LATYR puede demostrar su exactitud y precisión en las determinaciones radiocarbónicas dado que se encuentra internacionalmente entre los mejores laboratorios en su tipo.-

LATYR, 08 de mayo de 2003.-

Certifico el informe C-14 – Prof. Lic. Aníbal Juan Figini – Director del LATYR.

APÉNDICE C

MAPA



5 0 5 10 15 Kilometers

ESCALA 1 : 75.000

REFERENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

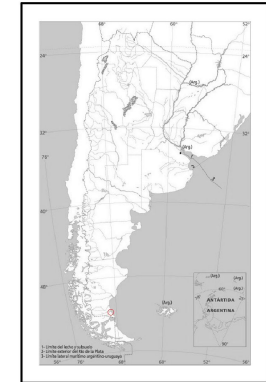
- Morfología Fluvial**
- Cafadones (Niveles de terraza indiferenciados y Planicie de inundación)
 - Drenajes efímeros
 - Abanico aluvial
- Morfología Hidroéolica**
- Cuencas con lagunas temporarias
- Morfología Eólica**
- Planicie de deflación
 - Formas medianosas mayores
- Morfología Marina**
- Resalto (<4 m)
 - Playa actual
 - Albúfera actual
 - Planicie de marea actual
 - Marisma - a. activa / b. supramareal
 - Canales de marea
 - Planicie de cordones litorales del Holoceno Tardío - Nivel III
 - Paleocanales de marea holocenos
 - Espigas y bancos de grava holocenos
 - Planicie de marea ascendida del Holoceno - Nivel III
 - Planicie de marea ascendida del Holoceno - Nivel II a. Segmento superior b. Segmento inferior
 - Bajofondo marino ascendido del Holoceno
 - Planicie de cordones litorales del Pleistoceno tardío - Nivel II
 - Planicie de marea ascendida del Pleistoceno tardío - Nivel I a. Segmento superior b. Segmento inferior
 - Paleocanales de marea del pleistoceno
 - Espigas de grava del Pleistoceno
 - Bajofondo marino del Pleistoceno medio
 - Planicie de cordones litorales del Pleistoceno medio - Nivel I Sector re TRABAJADO
- Morfología Glacial**
- Abanico paraglacial del Pleistoceno medio
 - Llanura de till del Pleistoceno temprano
- Morfología Volcánica**
- Mantos lávicos del Pleistoceno medio
 - Conos de escoria
- Morfología por Remoción en Masa**
- Talud
- Morfodinámica Costera**
- Deriva litoral
 - Erosión máxima
 - Acreción
 - Sobrelavado
 - Corrientes de marea

REFERENCIAS CARTOGRÁFICAS

- Cerro
- Capital provincial
- Casco estancia
- Sectores sin relevamiento
- PCL I Unidades morfoestratigráficas

DESCRIPCIÓN CARTOGRÁFICA

SISTEMA DE INFORMACIÓN GEODÉSICO
 DATUM: WGS 84
 FAJA 2 (-69° o -69 W)
 SISTEMA CARTOGRÁFICO DE REPRESENTACIÓN
 PROYECCIÓN = GAUSS KRUGER = POSGAR 94 FAJA 2



**SECTOR COSTERO ENTRE
 EL ESTUARIO DE RÍO GALLEGOS
 Y
 CHORRILLO DE LOS FRAILES**

PROVINCIA DE SANTA CRUZ

REPÚBLICA ARGENTINA

MAPA GEOMORFOLÓGICO



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
 DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

TESIS DOCTORAL

Bettina Ercolano

AÑO 2010