

# DEPÓSITOS CUATERNARIOS DE LA COSTA ATLÁNTICA FUEGUINA, ENTRE LOS CABOS PEÑAS Y EWAN

Gustavo Gabriel BUJALESKY<sup>1</sup> y Federico Ignacio ISLA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro Austral de Investigaciones Científicas (CONICET), Av. Houssay 200, V9410BFD Ushuaia, Tierra del Fuego.  
E-mail: bujalesky@gmail.com

<sup>2</sup>Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata, Funes 3350, B7602AYL Mar del Plata.  
E-mail: fisla@mdp.edu.ar

## RESUMEN

La zona litoral del noreste de Tierra del Fuego situada entre los cabos Peñas y Ewan fue afectada por procesos vinculados a las glaciaciones y transgresiones del Cuaternario. El área estuvo libre de hielo, al menos, desde hace unos 1,5 Ma. Los depósitos glaciocivales fueron retrabajados por los procesos litorales y dieron origen a playas de grava durante los episodios interglaciales. En el área se reconocieron cuatro niveles de playas de grava del Pleistoceno. Los dos niveles más jóvenes e inferiores corresponden a los estadios isotópicos <sup>18</sup>O 5e (Formación La Sara, 7 m sobre la berma de tormenta actual) y 7 (Formación Shaiwaal, 12 m s.b.t.). Los niveles superiores se corresponderían a episodios interglaciales más antiguos que el estadio isotópico <sup>18</sup>O 11 (Formación Viamonte, 38 m s.b.t. y Formación Najmishk, 53 m s.b.t.). Estas son las playas elevadas del Pleistoceno más australes del mundo. Durante el Holoceno, el desarrollo de las planicies de cordones litorales de grava comenzó a obturar los estuarios interiores de las entrantes costeras de la ensenada de la Colonia y de la desembocadura del río Fuego hace unos 5000 años A.P. Estas planicies de cordones muestran características regresivas. No revelan erosión, reciclado de sedimentos (canibalismo) y retroceso litoral, como el resto de las formas litorales de la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego.

PALABRAS CLAVES: *Depósitos cuaternarios, Pleistoceno, Holoceno, playas de gravas, Tierra del Fuego*

**ABSTRACT:** *Quaternary deposits of the Fuegian Atlantic coast between Peñas and Ewan capes.*

The littoral zone of north-eastern Tierra del Fuego located between Cabo Peñas and Cabo Ewan was affected by processes related to the Quaternary glaciations and marine transgressions. This was a free-ice area at least since 1.5 Ma B.P. Glaciocivial deposits were re-worked by litoral processes that formed gravel beaches during highstands of the sea level. Four levels of Pleistocene gravel beaches were recognized in the area. The younger and lower levels would probably correspond to the oxygen isotope stage 5e (La Sara Formation, altitude about 7 m above the present storm berm) and 7 (Shaiwaal Formation, 12 m a.p.s.b.). The older and higher levels would be older than the isotope stage <sup>18</sup>O 11 (Viamonte Formation, 38 m a.p.s.b. and Najmishk Formation, 53 m a.p.s.b.). These are the southernmost Pleistocene raised beaches of the world.

During the Holocene, approximately 5000 yr B.P., beach ridge plains composed of gravel began to plug the inner estuaries of the Ensenada de la Colonia and Río Fuego palaeoembayments. These beach ridge plains have shown a regressive behaviour during the Holocene. They do not revealed erosion, sediment recycling at the seaward flank (cannibalism), and a significant landward retreat like the northernmost littoral environments of the Atlantic coast of Tierra del Fuego.

KEY WORDS: *Quaternary deposits, Pleistocene, Holocene, gravel beaches, Tierra del Fuego.*

## INTRODUCCIÓN

La ensenada de la Colonia y la desembocadura del río Fuego están ubicadas en la región septentrional de la isla Grande de Tierra del Fuego, entre el cabo Peñas (53°50'S-67°33'O) y cabo Ewan (54° 6,75'S-67°9,5'O; Fig. 1). La evolución de esta región estuvo vinculada a las glaciaciones y transgresiones del Cuaternario y ha estado libre de hielo durante las cuatro últimas glaciaciones, desde hace 1,5 Ma A.P. (Porter 1989, Meglioli 1992).

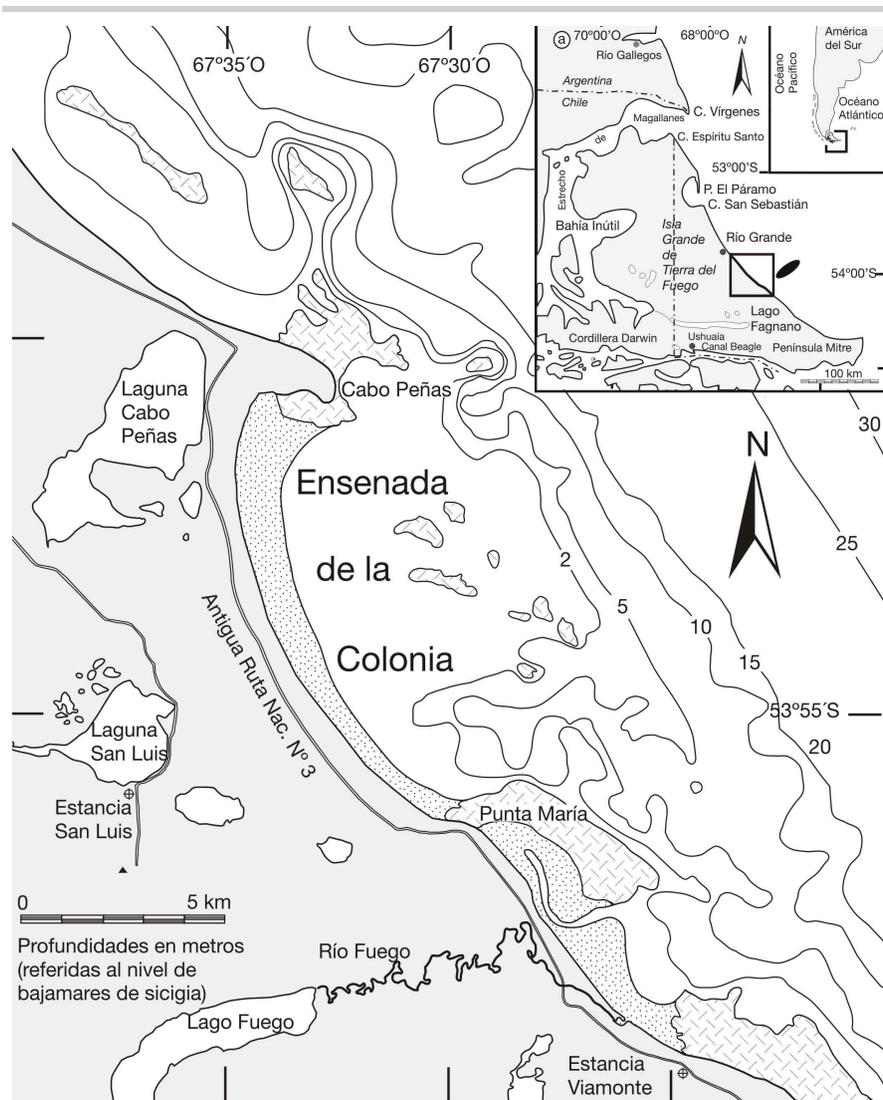
Este sector del litoral atlántico de Tierra del Fuego presenta un régimen macromareal, semidiurno, con una amplitud máxima de mareas de 8,4 m (Servicio de Hidrografía Naval 2004) y está expuesto a olas del Atlántico de alta energía. Los depósitos litorales actuales y fósiles, tanto del Holoceno como del Pleistoceno, están conformados por grava y arena gruesa, cuya principal fuente de aporte fueron depósitos glaciocivales. Los objetivos de este trabajo son: a) el análisis de la distribución espacial y cronología de los depósitos litorales del Pleistoceno,

Holoceno y actuales; y b) la evaluación de la disponibilidad de sedimentos presente en las tendencias depositacionales y erosivas de la costa.

## PLEISTOCENO

### GLACIACIONES

El englazamiento de la isla Grande de Tierra del Fuego se produjo en reiteradas oportunidades por glaciares provenientes del manto de hielo de montaña instalado en



**Figura 1:** Ubicación geográfica del área de estudio; profundidades en metros referidas al nivel de bajamares de sicigias.

la Cordillera Darwin (2.000 m s.n.m., 55°S-69°O) y áreas adyacentes. Estos glaciares fluyeron siguiendo los valles o las depresiones preexistentes del Estrecho de Magallanes, de la bahía Inútil-bahía San Sebastián, del lago Fagnano y del canal Beagle, alcanzando en algunos casos la plataforma atlántica (Nordenskjöld 1898, Bonarelli 1917, Caldenius 1932, Feruglio 1950, Auer 1956, Codignotto 1976, 1990, Codignotto y Malumián 1981, Rabassa *et al.* 1988, 1989, 1990, 1992, Rabassa y Clapperton 1990, Porter 1989, Meglioli *et al.* 1990a,b, Meglioli 1992, Coronato 1990, 1993, 1995a,b, Coronato *et al.* 1999, 2004, Clapperton 1993, Clapperton *et al.* 1995). El norte de Tierra del Fuego fue englazado

al menos en seis oportunidades, tanto por la margen sur del glaciar del Estrecho de Magallanes y el glaciar de bahía Inútil-bahía San Sebastián como por glaciares menores que afectaron la zona de los lagos Blanco, Lynch y otros (Meglioli 1992). Las evidencias de la glaciación más antigua (Drift Río Grande, Meglioli 1992, de edad pliocena tardía, 2,05 y 1,86 Ma K/Ar), son bloques erráticos dispersos y till meteorizado ubicados en la cuenca inferior del río Grande, y más al norte, en cercanías a laguna O'Connor (Meglioli 1992). La Glaciación Pampa de Beta (Drift Sierra de los Frailes, Meglioli 1992, Pleistoceno temprano, 1,1-1,0 Ma) habría alcanzado la margen norte del río Chico, en Sara, y las

nacientes de los afluentes del río Grande, en territorio chileno, depositando núcleos de till, hoy muy meteorizados y dispersos. Las glaciaciones Río Cullen (Drift Cabo Virgenes, Meglioli 1992, Pleistoceno Temprano-Medio, >0,36 - <1,07 Ma) y San Sebastián (Drift Punta Delgada, Meglioli 1992, Pleistoceno Medio) formaron alineaciones morénicas en ambas márgenes de la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián, depositadas en cota 400 y 300 m s.n.m. actual, respectivamente.

Las dos glaciaciones posteriores no cubrieron la totalidad de la depresión. La Glaciación Lagunas Secas (Drift Primera Angostura, Meglioli 1992, Pleistoceno medio-superior) depositó sus morenas frontales a una cota de 170 m s.n.m. actual, en el interior del pasaje entre las dos bahías (Inútil y San Sebastián), mientras que la Glaciación Bahía Inútil (Drift Segunda Angostura, Meglioli 1992, Pleistoceno superior, >16 y <47 ka) formó arcos morénicos frontales en la cabecera de la bahía a cota 100 s.n.metros.

#### PLAYAS ELEVADAS

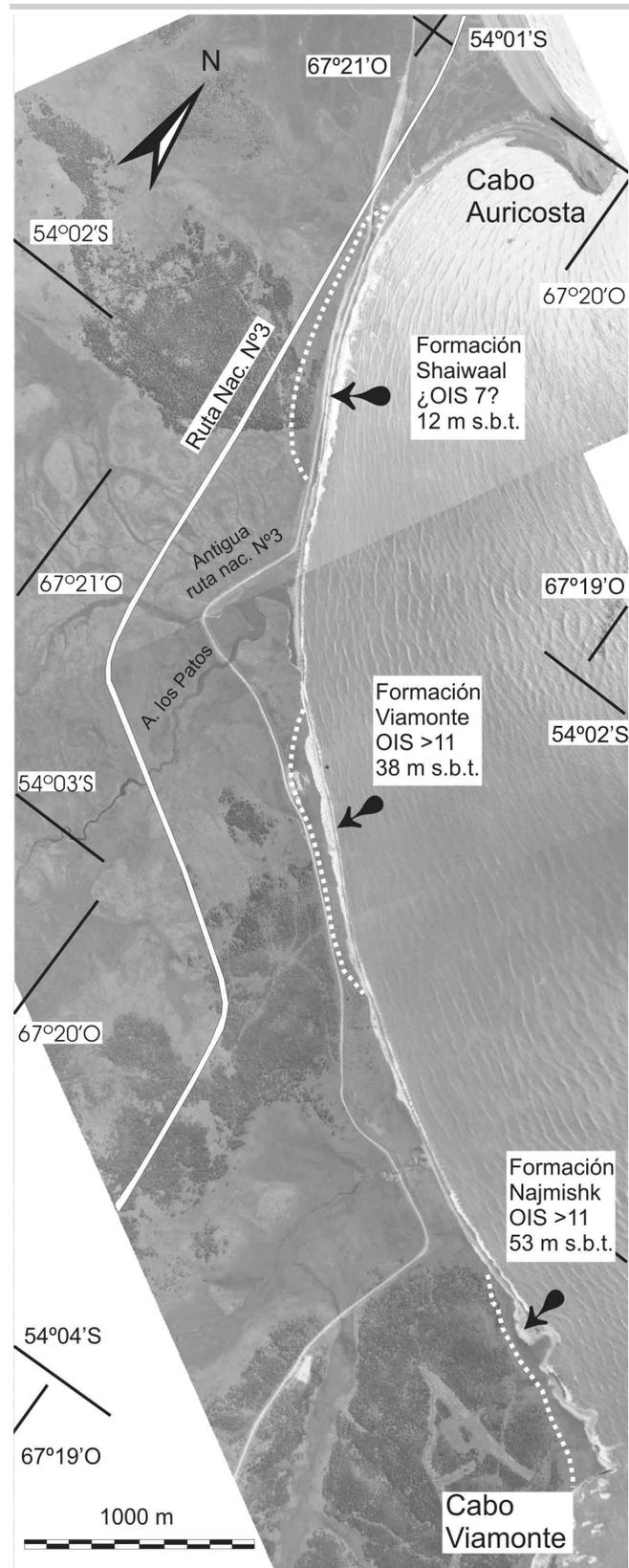
La playa de grava elevada más antigua encontrada hasta el momento en la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego se encuentra fuera del área de estudio, a unos 30 km al norte de Río Grande, coronando el cerro La Arcillosa (53°34,842'S-68°01,989'O) a unos 85 m s.n.m. (79 m sobre la berma de tormenta actual, s.b.t.). Esta playa fósil está constituida por grava gruesa, con una gran proporción de clastos muy discoidales de hasta 110 mm, en una matriz de arena mediana a gruesa, semiconsolidada, de color gris claro (HUE 2,5Y 8/N8 a 7/N) en superficies frescas y amarillo (HUE 2,5Y 7/6 a 7/8) en superficies alteradas. Constituye un depósito de facies de berma de tormenta. Se han encontrado escasos fragmentos de valvas de moluscos bivalvos de la familia Carditidae (*Cyclocardia velutina*, Smith 1881), actualmente presente en el litoral de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Esta unidad muestra un espesor de 10 m y no se ha observado la relación de su base con los estratos de areniscas limoarcillosas que conforman el núcleo del cerro. Esta unidad ha

sido asignada al Plioceno medio, entre los estadios isotópicos M2/M1 y G19/G18 (3,29 Ma a 2,97 Ma AP; Shackleton 1995), en la mitad del crón de polaridad normal de Gauss. Durante este período, el clima era relativamente más cálido y estable, con una sustancial reducción del volumen de hielo en los hemisferios norte y sur, por lo cual el océano Ártico estaba estacionalmente libre de hielo. El nivel del mar evidenció un ascenso de 25 m respecto al nivel actual, y la temperatura superficial del agua de mar mostró un leve incremento en las altas latitudes respecto a la actual y no evidenció cambios en las bajas latitudes, el calentamiento fue más evidente en el sector nor-oriental del Atlántico Norte (Dowsett *et al.* 1999). Esta playa elevada se correlacionaría con la terraza de 131 a 138 m s.n.m. de cabo Buen Tiempo, al norte de la desembocadura del río Gallegos, con 10 m de espesor y presencia de especies extinguidas (Feruglio 1950).

Entre cabo Peñas y cabo Ewan se han reconocido cuatro niveles de playas fósiles del Pleistoceno. El nivel de más amplia distribución es el de la Formación La Sara (Codignotto 1979), correspondiente al último período interglacial. Los otros tres niveles han sido denominados como, Formación Shaiwaal (12 m s.b.t.), Formación Viamonte (38 m s.b.t.) y Formación Najmishk (53 m s.b.t.). La cronología relativa de estas paleoplayas se ha podido definir en base a sus relaciones altimétricas y a la comparación con las playas elevadas del Pleistoceno medio de la región de río Chico, situadas más al norte y datadas por el método de series de Uranio Formaciones Laguna Arcillosa y Las Vueltas, Bujalesky *et al.* 2001; (cuadro 1).

#### FORMACIÓN NAJMISHK (53 m s.b.t.)

Esta paleoplaya de grava aflora en la sección alta del acantilado situado inmediatamente al norte del cabo Viamonte, a lo largo de unos 600 m (Fig. 2). Consiste en un depósito de grava mediana a gruesa, con matriz arenosa, de tonos ocre de oxidación (HUE 5YR 7/3 a 7/4). Apoya sobre una superficie plana de erosión, labrada en areniscas limosas del Terciario, de color gris claro (HUE 5YR 6/1) en superficies frescas



**Figura 2:** Ubicación de las playas elevadas del Pleistoceno medio correspondientes a las Formaciones Najmishk, Shaiwaal y Viamonte, entre los cabos Auricosta y Viamonte. Fotografías aéreas del Servicio de Hidrografía Naval (1970).

y ocre rosado (5YR 7/4) en superficies alteradas. Tiene un espesor de unos 3 a 4 m y esta cubierta por un depósito eólico de color pardo, de espesor variable entre 6 y 9

**CUADRO 1.** Cronoestratigrafía de la región septentrional de Tierra del Fuego.

Nombre Estratigráfico		Edades Absolutas	Altitud m s.b.t	Estadio 180	Edad
Regional	Local				
Transgresión Holocena	Formación San Sebastián (Codignotto, 1979)	4,6 ka 14C	0	1	Holoceno
Glaciación Segunda Angostura	Glaciación Bahía Inútil	> 16 ka 14C		2	Pleistoceno Superior
Interglacial marino	Formación La Sara	82 U ka	6-8	5	Pleistoceno Medio
Glaciación Primera Angostura	Glaciación Lagunas Secas			6	
Interglacial marino	Formación Shaiwaal		12	7	
Glaciación Punta Delgada	Glaciación San Sebastián (terrazza superior)			8	
Interglacial marino	Formación Las Vueltas	¿300? U ka	19	9	
Glaciación Cabo Virgenes	Glaciación Río Cullen (terrazza inferior)	<1.07 Ma Ar/Ar		10	Pleistoceno Inferior
Interglacial	Formación Laguna Arcillosa	¿400-600? U ka	23	¿11?	
Glaciación Sierra de los Frailes	Glaciación Pampa de Beta	¿<1,04? Ma Ar/Ar		12	
Interglacial	Formación Viamonte		38	13-15	
Glaciación				¿16-22?	
Interglacial	Formación Najmishk		53	25 -31	Plioceno
Glaciación Río Grande	Glaciación Río Grande	¿>1,86 <2,05? Ma K/Ar		¿64-74?	
Interglacial	Formación Cullen	2,2 Ma (EP)			Plioceno medio
	Playa elevada del cerro La Arcillosa	3-4 Ma	79	¿K1-G15?	

Modificado de Bujalesky *et al.* 2001. La cronoestratigrafía glacial regional corresponde al modelo propuesto por Meglioli (1992). Los estadios isotópicos  $^{18}\text{O}$  se establecen de acuerdo a Shackleton (1995). Altitud m s.b.t.: metros sobre berma de tormenta actual. EP: evidencia paleontológica.

m, de color gris rosado (HUE 5YR 6/2 a gris rojizo HUE 5YR 5/2).

La posición altimétrica relativa de esta unidad es superior a la de la Formación Laguna Arcillosa (23,7 m s.b.t.), datada por el método de series de Uranio y asignada al estadio isotópico de  $^{18}\text{O}$  11 (Bujalesky *et al.* 2001). Por lo tanto, se considera que su edad es mayor que el estadio isotópico de  $^{18}\text{O}$  11 (>400 ka). Constituye la playa del Pleistoceno más elevada de la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego.

#### FORMACIÓN VIAMONTE (38 m s.b.t.)

Esta unidad es una playa de grava y arenas gruesas a medianas. Los niveles de gravas con matriz arenosa se encuentran en partes interestratificados con arenas finas a medianas. Los rodados son más gruesos y discoidales que los de la Formación Najmishk. Esta unidad muestra un color marrón roji-

zo claro (HUE 5YR 6/3) a rosa (HUE 5YR 7/4). Su espesor es de unos 2 m. Apoya en discordancia erosiva uniformemente plana sobre areniscas limosas del terciario, y está expuesta en la costa acantilada situada al sur del arroyo los Patos a lo largo de unos 1300 m (Fig. 2). Esta cubierta por un manto de sedimentos eólicos de 1,70 m de espesor y de color gris oscuro (HUE 5YR 4/1) hacia su base y gris rosado (HUE 5YR 7/2) hacia su techo.

De acuerdo con la posición altimétrica relativa de esta unidad, se le ha asignado una edad mayor que el estadio isotópico de  $^{18}\text{O}$  11 y menor que la edad de la formación Najmishk.

#### FORMACIÓN SHAIWAAL (12 m s.b.t.)

El principal afloramiento de esta unidad se halla ubicado entre el cabo Viamonte y la desembocadura del río Ewan, a lo largo de

unos 6,8 km (Fig. 3). La cresta del cordón litoral más interno y más elevado de esta formación está libre de árboles y conforma un corredor. Alcanza una altitud de 12 m sobre la berma de tormenta actual. Esta constituido por grava mediana y arena gruesa a mediana. Los rodados son principalmente discoidales y bien redondeados. La primera mención de origen litoral de este depósito se debe a Bridges (1949). Shaiwaal significa camino de Shai, en el dialecto haush, y para Bridges (1949) la existencia de este corredor en medio del bosque se debe a que "hace muchos años el océano debió arrojar en ese sitio gran cantidad de ripio, que impide el crecimiento de los árboles". Se han asignado a esta formación los cordones litorales de grava que coronan el acantilado labrado sobre areniscas del Terciario, ubicado entre el cabo Auricosta y el arroyo Los Patos (Fig. 2). En la superficie de este depósito de 1.300 m de largo, 100 m de ancho y unos 2,5 a 3 m de espesor, se ha

preservado la paleotopografía de crestas y senos de los cordones litorales y al borde del acantilado puede observarse la presencia de un flanco interno de un cordón litoral. Este depósito muestra estratificación cruzada inclinando hacia el mar y hacia tierra, evidenciando facies de sobrelavado de la cresta del cordón litoral. Los rodados son muy discoidales y muy redondeados. Esta unidad presenta en superficies alteradas un color marrón rojizo claro (HUE 5YR 6/4) En este sector, esta unidad está cubierta por un manto de sedimentos eólicos de 0,50 m de espesor.

Se ha interpretado que el relicto de playa de grava situado en la margen meridional de la laguna cabo Peñas es parte de esta formación (53°51,846'S-67°36,687'O). Se trata de un estrato de unos 0,70 m de espesor, que sobreyace, en discordancia erosiva plana, a areniscas limosas del Terciario de la Formación Cabo Peñas (De Ferrariis, en Fossa Mancini *et al.* 1938, Codignotto y Malumián 1981). Por encima, se desarrolla un depósito eólico de unos 3,89 m de espesor. No se han encontrado fósiles en los sitios mencionados.

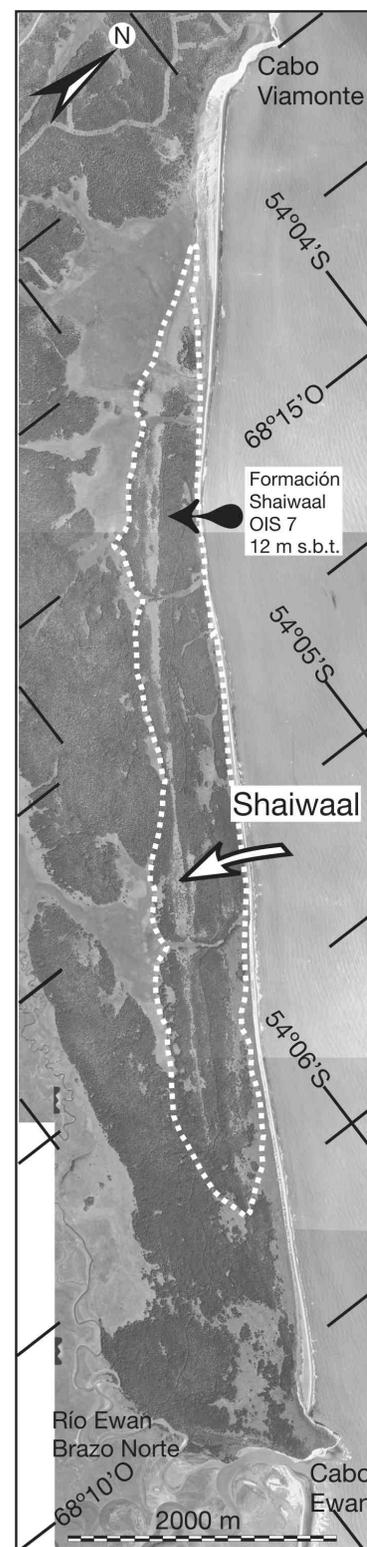
Esta formación se ubica altitud relativa entre las formaciones La Sara y Las Vueltas. La Formación La Sara fue datada por distintos métodos y asignada al último periodo interglacial, estadio  $^{18}\text{O}$  5e (Rutter y Meglioli, en Meglioli 1992, Bujalesky *et al.* 2001). La formación Las Vueltas (19,3 m s.b.t.) situada en la zona de la laguna Arcillosa (53°34,3'S-68°3'O, 35 km al norte de Río Grande) se consideró correspondiente al estadio isotópico  $^{18}\text{O}$  7 o al 9 (Bujalesky *et al.* 2001). La Formación Shaiwaal situada a 12 m sobre la berma de tormenta actual permite asignarla al estadio  $^{18}\text{O}$  7 y ajustar la edad de la Formación Las Vueltas al estadio 9.

#### FORMACIÓN LA SARA (6-7 m s.b.t., CODIGNOTTO 1979)

Los depósitos de la Formación La Sara están presentes desde la Sara (50 km al noroeste de Río Grande) hasta la Viamonte (30 km al sureste de Río Grande). En las proximidades del casco de la Sara, se desarrolla un depósito elongado de unos 14 km de largo por 2 km de ancho, con dirección NO, constituido por playas de grava del

Pleistoceno, con restos de valvas muy fragmentadas. Tiene una altura geoidal de 14,34 m y un desnivel respecto a la berma de tormenta actual de 8,63 m. Esta cota disminuye relativamente hacia el sur. La margen oriental de estos depósitos constituye una escarpa erosiva, activa durante el máximo transgresivo del Holoceno. Depósitos litorales elevados correspondientes a esta formación se hallan a ambos flancos del río Grande y han sido considerados como depósitos deltaicos del río Grande en tiempos del Pleistoceno (Halle 1910). En la zona central de la ensenada de la Colonia estos depósitos litorales fósiles conforman una amplia planicie de cordones litorales (Fig. 4). Actualmente, la superficie está suavizada por una delgada capa de sedimentos eólicos y vegetada por pastos. En canteras de extracción de áridos adyacentes a la ruta nacional 3 (53°53,668'S-67°37,893'O), pueden observarse estratos de grava mediana a gruesa con estratificación cruzada planar, con rodados muy discoidales imbricados, inclinando hacia el mar. El color en superficies alteradas varía entre el rojo (HUE 2,5YR 4/8 y 10R 4/6), amarillo rojizo (HUE 5YR 6/8), rosa (HUE 5YR 8/3) y gris oscuro (HUE 5YR 4/1). El ancho máximo de esta planicie de cordones litorales alcanza unos 2,6 km y su altitud varía entre los 6 y 7 m sobre la berma de tormenta actual.

Rutter *et al.* (1989) aplicaron técnicas de racemización de aminoácidos a valvas de Pitar rostrata de esta formación indicaron relaciones D/L de ácido aspártico de 0,36 y asignaron a este depósito al Pleistoceno. Rutter y Meglioli (en Meglioli 1992) llevaron a cabo nuevos análisis de racemización de aminoácidos sobre valvas y concluyeron que estas playas elevadas se corresponden con el subestadio  $^{18}\text{O}$  5e. Un análisis de series de uranio realizado sobre una muestra de valvas de esta unidad mostró una relación  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  igual a 1,484 que indicaría que al menos parte del uranio es de origen terrestre. Además, el contenido de uranio de 0,602 p.p.m. es alto con relación al contenido de uranio de valvas marinas (Bujalesky *et al.* 2001). De este análisis se ha calculado una edad aparente de  $82 \pm 2,5$  ka. Debido a que es de esperar que la absorción de uranio secundario haya tenido lugar



**Figura 3:** Playa elevada del Pleistoceno correspondiente a la Formación Shaiwaal (estadio isotópico 7), entre los cabos Viamonte y Ewan. Fotografías aéreas del Servicio de Hidrografía Naval (1970).

luego de la exposición de esta unidad, es probable que la edad real sea mayor que la calculada. En base a este análisis se asignó esta formación al último interglacial (estadio  $^{18}O$  5e, Bujalesky *et al.* 2001).

## HOLOCENO

### GEOMORFOLOGÍA

La ensenada de la Colonia se desarrolla en una zona litoral relativamente somera, con una amplia plataforma de abrasión conformada sobre areniscas limoarcillosas del Terciario (Formación Cabo Peñas, De Ferrariis, en Fossa Mancini *et al.* 1938, Codignotto y Malumián 1981). La topografía submarina de la plataforma de abrasión muestra la existencia de valles de probable origen glacialfluvial (Fig. 4). La distancia entre los cabos que limitan esta entrante costera es de 11 km.

En la ensenada se presenta una planicie de cordones litorales de grava mediana a gruesa, de unos 1.100 m de ancho. Las altitudes de las crestas de los cordones más viejos y de los más modernos es relativamente uniforme e indica que se desarrollaron bajo condiciones relativamente estables del nivel del mar. En el sector septentrional y al oeste de esta planicie de cordones litorales, se encuentra la laguna Cabo Peñas, de tipo estacional y con un lecho fangoso que se ubica 1,5 m por debajo de la berma de tormenta actual. Este ambiente conformó una amplia laguna costera durante el máximo transgresivo del Holoceno. Al sur de la laguna, se desarrollan humedales relativamente deprimidos que se corresponderían a antiguos ambientes de marismas, actualmente inactivos como tales, vegetados y sin conexión con el mar. Hacia el flanco occidental, limita en su mayor parte con suaves colinas constituidas por areniscas del Terciario. En el sector central de la ensenada y adosada a los afloramientos de sedimentitas del Terciario, se desarrolla la planicie de playas de grava del Pleistoceno superior (Formación La Sara., subestadio isotópico  $^{18}O$  5e).

Hacia el sur de la ensenada de la Colonia, se desarrolla una antigua entrante costera, de unos 3,7 km amplitud, actualmente colmada de sedimentos de litorales y, en menor proporción, fluviales (Fig. 5). En ese

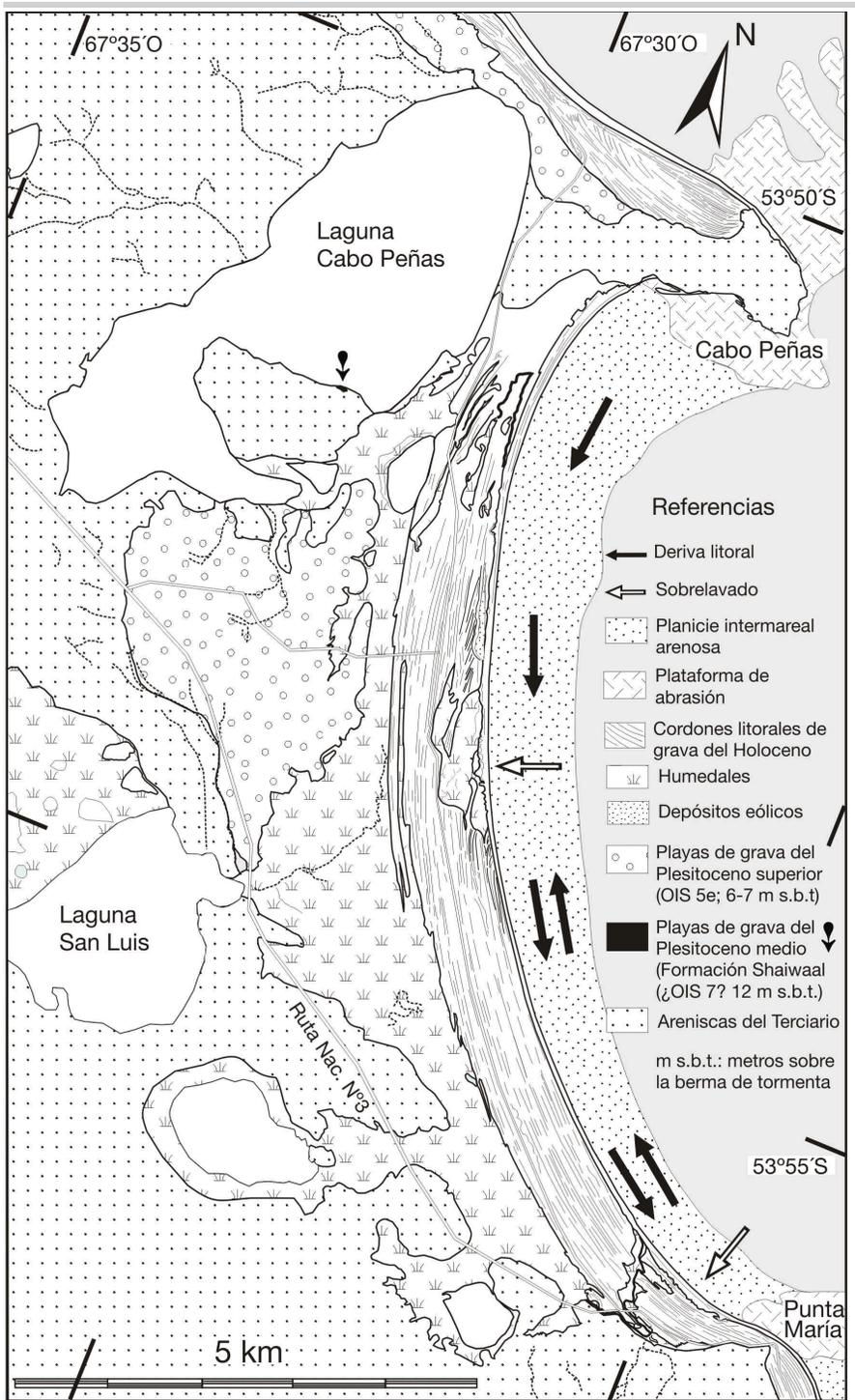
ambiente fluye el río Fuego que a evidenció una migración de unos 5 km de su desembocadura hacia el sur, debido a la progradación de cordones litorales de grava. La elevación de los cordones litorales holocenos es relativamente uniforme entre los componentes más antiguos y más modernos de la planicie. Los cordones más modernos tienen continuidad con los de la ensenada de la Colonia. Punta María dejó de operar en un pasado reciente como cabo y fue sobrepasada por el crecimiento de los cordones litorales de grava hacia el sur. A unos 2 km al sur de punta María, los cordones más modernos de la planicie toman forma convexa (en planta) hacia el mar a modo de una incipiente punta de acreción. Hacia su extremo meridional la planicie de cordones del río Fuego finaliza en una espiga solitaria, de 4 km de longitud, con sentido de avance hacia el sur. Esta espiga presenta numerosos abanicos de sobrelavado en su flanco interno y la boca de mareas suele bloquearse por el desarrollo de un "tapón" de grava que da continuidad al cordón litoral. La boca de mareas evidenció una migración hacia el sur de unos 400 m en los últimos 30 años (13 m/año). La figura 5 se realizó utilizando fotografías aéreas del año 1970, actualmente la desembocadura se encuentra enfrente del casco de la estancia Viamonte.

### REFRACCIÓN DE OLAS Y DIRECCIONES DE TRANSPORTE LITORAL

IMCOS Marine Limited (1978) realizó una recopilación de observaciones tomadas desde barcos (asentadas en el banco de datos de la British Meteorological Office, Bracknell) para el área oceánica comprendida entre los 50°S y 55°S y los 65°O y 69°O, para el período 1949-1968. Debido a los fuertes vientos del oeste que soplan en la región, el clima de olas resulta relativamente benigno. La frecuencia de alturas de olas mayores a 3,5 m es muy baja. Aproximadamente el 20 % de las olas registradas presentaron, en promedio a lo largo del año, una altura menor a 1 m. Los registros indican una baja frecuencia de olas de períodos largos y las olas con períodos de 10 segundos o más provienen del sector este y noreste.

Mediciones realizadas con ológrafo, durante un año (Febrero 1984/85), por la Compagnie de Recherches et d'Etudes Oceanographiques y Geomatter (1985) en la zona de Cullen (52°49'19,1"S-68°13'52,3"O, 110 km al norte de Río Grande indicaron una altura máxima de ola de 5,86 m, una altura significativa máxima de 3,43 m, una altura significativa media de 1,02 m, un período máximo de 17,5 segundos, un período significativo máximo de 12,9 segundos, un período significativo medio de 5,5 segundos. Las olas de mar de leva más fuertes están relacionadas con vientos del norte y noreste. Las alturas de olas mayores a 3 m correspondieron a períodos de 7 a 9 segundos. Las olas con alturas mayores a 2 m tienen una frecuencia de ocurrencia del 5 al 10%. Las olas de mar de leva, con períodos de 12 a 18 segundos y de poca altura, son comunes en la zona. Los períodos más largos se asocian a alturas de olas de 1,25 metros.

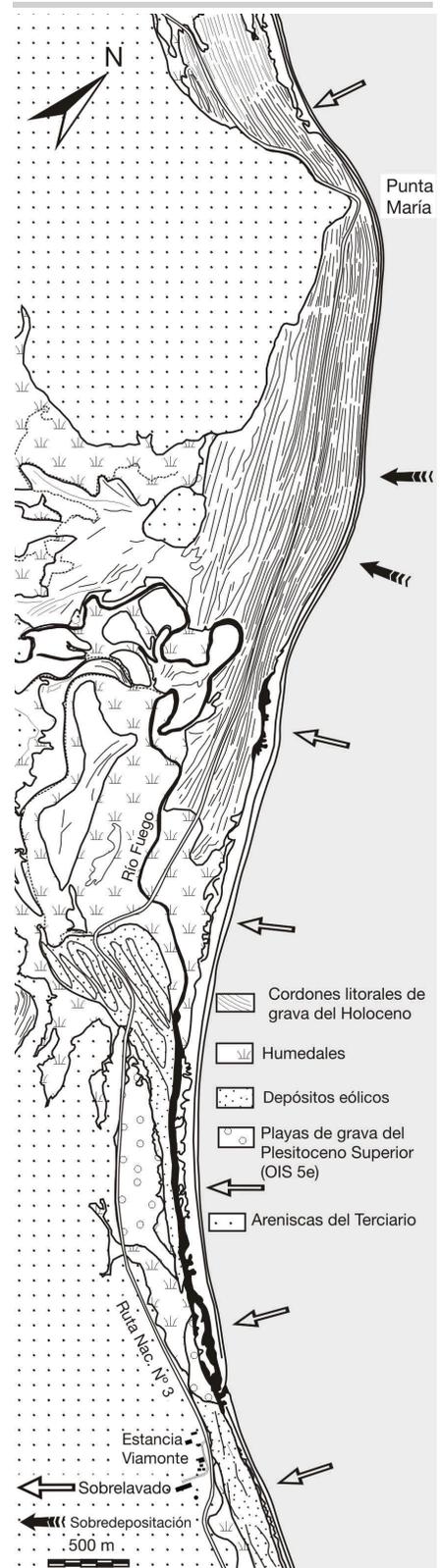
El análisis de refracción de olas se realizó por medio de un programa de computación desarrollado por Elliot (1990). La configuración de la batimetría se efectuó con la información de las cartas 90 (Río Grande y proximidades, 1:100.000), H462 (Río Grande, 1:15.000) del Servicio de Hidrografía Naval y un mapa batimétrico (1:100.000) para el área 52°30'S-53°50'S y 67°O-68°30'O, realizado por Geomarine para Total Austral. Para el análisis de refracción se consideró un nivel de pleamares de sicigia y olas incidentes de 11 segundos. La paleomorfoloía glacialfluvial de la plataforma de abrasión condiciona la refracción de olas en la zona próxima a la costa. La ensenada de la Colonia no muestra el patrón clásico de refracción de olas de una entrante costera con ortogonales que divergen a partir de su eje central (Fig. 6). El sector septentrional de la ensenada es el más protegido y evidencia una dirección de transporte de sedimentos predominante hacia el sur. El sector central muestra una concentración de las ortogonales para olas del noreste al este. En este sector la planicie de cordones litorales fue socavada en el pasado dando lugar a la formación de un ambiente de marisma. El cordón litoral actual que cierra este ambiente muestra canales de sobrelavado y los cordones fósiles próximos a este sector tienen un diseño



**Figura 4:** Geomorfología de los ambientes sedimentarios litorales del Pleistoceno y del Holoceno en la ensenada de la Colonia.

entrecruzado, indicando direcciones de transporte litoral cambiantes. El sector meridional de la ensenada muestra una divergencia de las ortogonales, con frentes de ondas con sentido de avance hacia el sector central. Inmediatamente, al sur de punta

María la plataforma de abrasión ejerce un efecto de rompeolas paralelo a la costa donde se concentran las ortogonales y causan que la planicie de cordones litorales adquiera el diseño de una incipiente punta de acreción. Si bien la espiga solitaria que



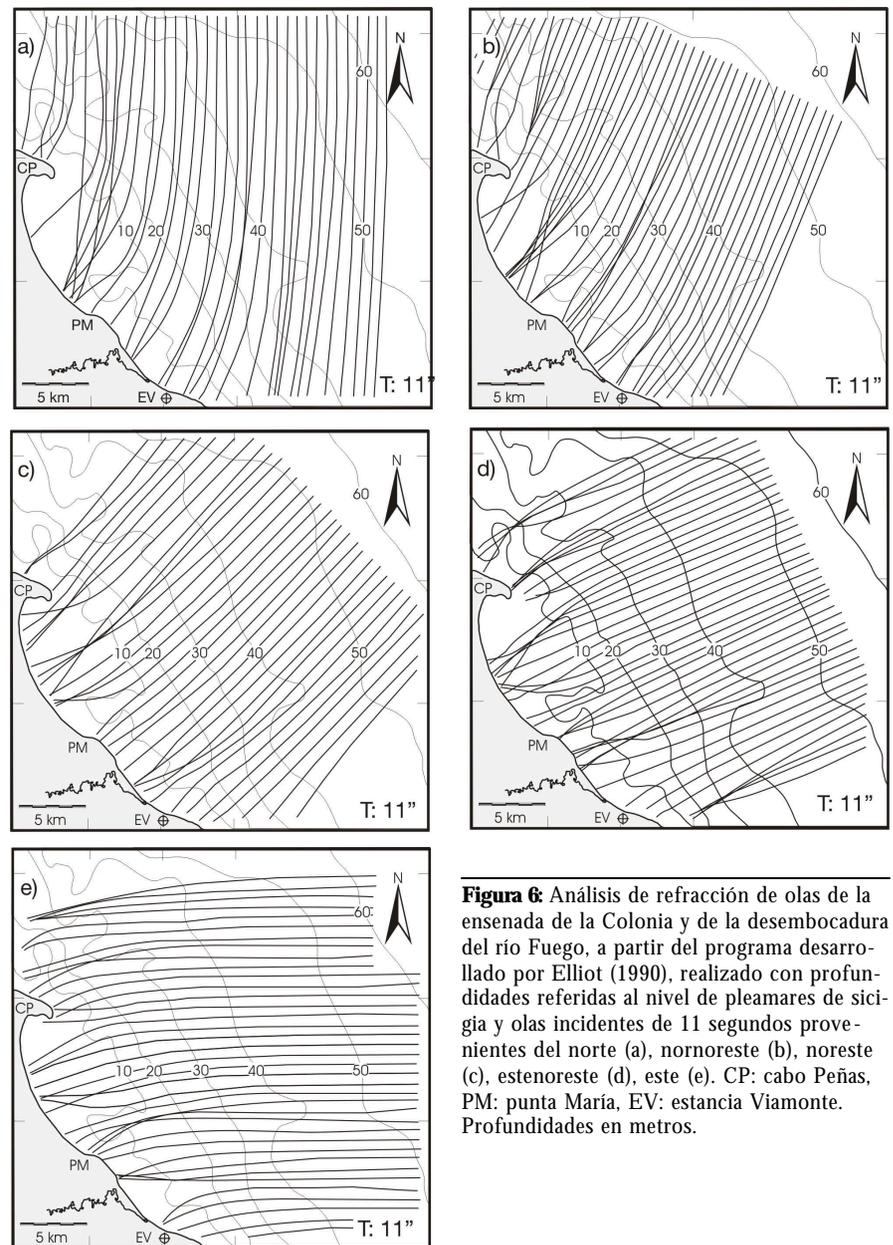
**Figura 5:** Geomorfología de los ambientes sedimentarios litorales del Pleistoceno y del Holoceno en la desembocadura del río Fuego (estancia Viamonte).

encierra al río Fuego muestra un sentido de crecimiento neto hacia el sur y la desembocadura ha migrado unos 400 m en los últimos 30 años en esa dirección, las ortogonales de olas muestran un patrón levemente divergente con frentes de olas aproximadamente paralelos a la línea de costa. El frente de olas que más convergencia de ortogonales produce es el del sector noreste y podría ser el responsable del sobrelevado en la espiga.

## DISCUSIÓN

El nivel del mar de los distintos estadios interglaciales estuvo relativamente próximo al nivel actual y las condiciones climáticas fueron similares a las del Holoceno. La composición isotópica del oxígeno de los foraminíferos planctónicos de los océanos del planeta indica que de un estadio interglacial a otro, la temperatura superficial tuvo la misma amplitud, al menos durante los últimos 500 ka (Shackleton y Opdyke 1973, Hays *et al.* 1976).

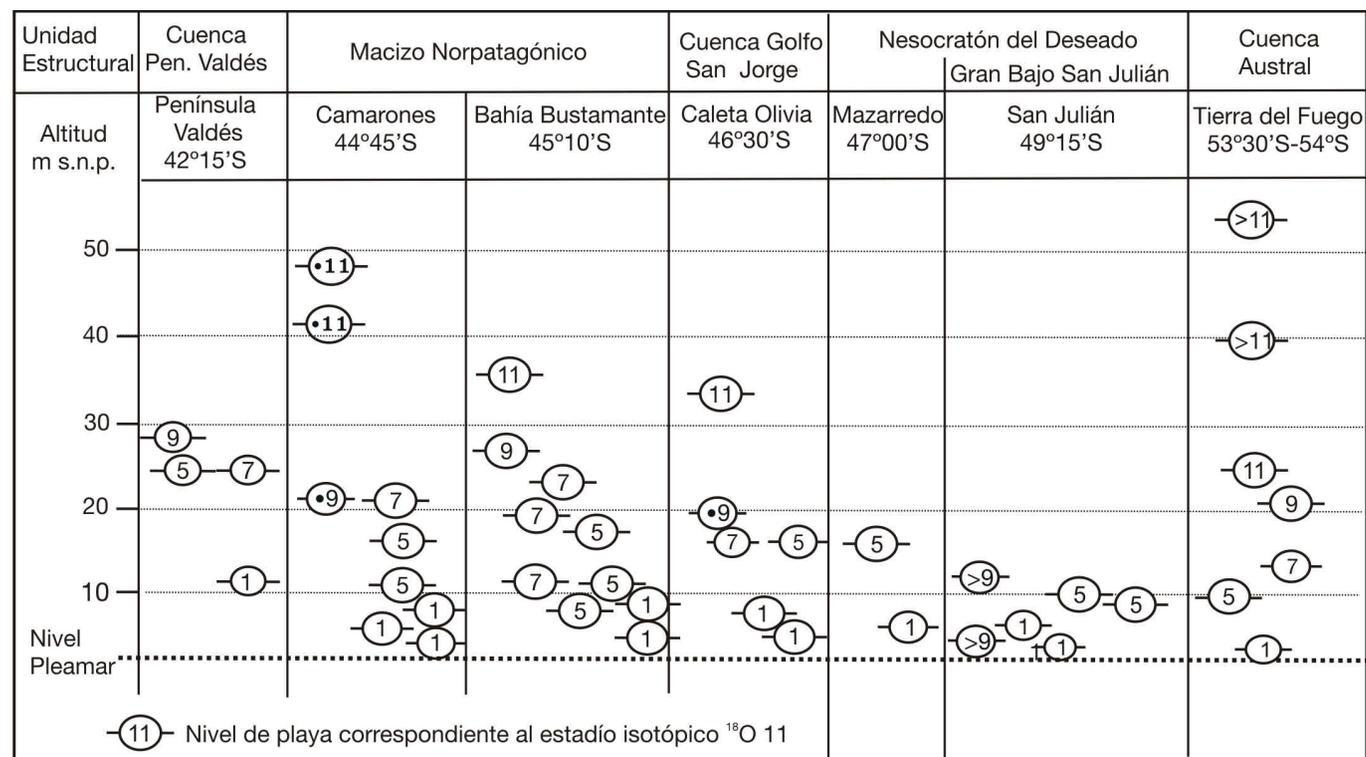
Se ha postulado que el nivel del mar correspondiente al subestadio 5e del último interglacial se ubicó entre 5 m y 6 m por encima del nivel actual (Broecker *et al.* 1968, Chappell 1974, Bloom *et al.* 1974, Shackleton y Opdyke 1973, Shackleton y Matthews 1977, Neumann y Moore 1975). Los datos de oxígeno isotópico han probado que durante el subestadio 5e hubo menos hielo, por esta razón más agua en los océanos y es posible suponer que el nivel del mar estuvo más alto, pero la consecuente deformación del geode hace difícil extrapolar los niveles mundiales actuales a aquellos tiempos (Ward 1985). Stirling *et al.* (1998) estableció que el crecimiento de los arrecifes coralinos fósiles de Australia occidental, correspondientes al último interglacial, se inició a los  $128 \pm 1$  ka, encontrándose el nivel relativo del mar al menos a 3 m por encima del nivel actual. Esta es una zona de relativa estabilidad tectónica y distante del manto de hielo durante la penúltima glaciación, por lo cual se considera que no fue afectada por el rebote isostático. Se ha considerado que el estadio 7 ha sido levemente más frío que el Holoceno, y los estadios 5, 9 y 11 (Shackleton 1987). Por esta razón, es poco probable encontrar



**Figura 6:** Análisis de refracción de olas de la ensenada de la Colonia y de la desembocadura del río Fuego, a partir del programa desarrollado por Elliot (1990), realizado con profundidades referidas al nivel de pleamares de sici-gia y olas incidentes de 11 segundos provenientes del norte (a), nornoreste (b), noreste (c), estenoreste (d), este (e). CP: cabo Peñas, PM: punta María, EV: estancia Viamonte. Profundidades en metros.

terrazas marinas de esta edad que se hayan preservado por encima del nivel actual del mar, al menos que se trate de una costa sujeta a ascenso tectónico (Ward 1985). Entre los depósitos litorales del Pleistoceno y Holoceno de la Patagonia se encuentran los de la bahía Bustamante en la provincia de Chubut y han sido estudiados por varios autores (Feruglio 1950, Cionchi 1983, 1987, Codignotto 1983, Rutter *et al.* 1989, Schellmann 1998, Schellmann y Radtke 2003). Schellmann (1998) ubicó temporalmente estos depósitos, en base a dataciones

por el método de resonancia del spin de los electrones (ESR, Electron Spin Resonance), análisis de series de uranio y racemización de aminoácidos. Schellmann (1998) designó como T6 al nivel superior (35-43 m) del Cordon Litoral Interno con *Maetra isabelleana* y *M. patagónica* de la bahía Bustamante (Terraza IV, Feruglio 1950) y le asignó una edad mayor o igual al estadio isotópico 9 y probablemente se corresponda con el estadio 11. La comparación de los niveles de las paleoplayas correspondientes al estadio 11 de bahía Bustamante (35-43 m), Camarones

**CUADRO 2.** Playas elevadas del Holoceno y Pleistoceno de Patagonia y Tierra del Fuego.

Modificado y ampliado de Schellmann (1998).

(42 m), Caleta Olivia (37 m) y del río Chico (29,42 m) de Tierra del Fuego (Bujalesky *et al.* 2001) permite inferir un ascenso menor para los depósitos del norte de Tierra del Fuego (Cuadro 2). Establecer las causas de este ascenso diferencial no es sencillo para depósitos del Pleistoceno Medio debido a que estuvieron sometidos a procesos glacioestáticos, hidroestáticos y tectónicos de diferente magnitud y en varias oportunidades.

La región litoral situada entre cabo Peñas y cabo Ewan se ubica en una posición entre dos de los corredores de englazamiento principales de Tierra del Fuego (bahía San Sebastián y lago Kami o Fagnano). Por esta razón, los procesos glaci-fluviales no erosionaron significativamente los depósitos litorales de distintos episodios interglaciales del Pleistoceno. A su vez, los depósitos glaci-fluviales de las glaciaciones más antiguas fueron la principal fuente de aporte de sedimentos para las playas del Pleistoceno, retrabajados por las olas y reciclados varias veces durante los sucesivos episodios inter-

glaciales (Bujalesky *et al.* 2001). Las playas elevadas correspondientes a los distintos interglaciales se ubican muy próximas a la línea de costa actual. Este hecho indica que las posiciones máximas tierra adentro alcanzadas por las distintas transgresiones y la configuración espacial del litoral fueron muy semejantes. La preservación de los diferentes niveles de playas elevadas indica un ascenso tectónico relativamente uniforme para la región durante el Pleistoceno.

El desarrollo de las barreras de grava depende de la tasa de acumulación y de su capacidad de elongación (Carter *et al.* 1987). En los estadios de madurez, el crecimiento de las barreras de grava está condicionado por el volumen de sedimentos que alcanza sus puntos distales. La elongación se mantiene cuando el extremo de las barreras se encuentra dentro de la capacidad de transporte de las olas y la disponibilidad de sedimentos es la apropiada. Con aporte limitado de sedimentos, se produce el reciclado de los detritos de la barrera, causando un adelgazamiento de su sección proximal

(canibalismo, Carter *et al.* 1987). Así, las barreras de grava tienden a migrar tierra adentro, aún bajo condiciones estables del nivel del mar, adquiriendo características transgresivas (Carter 1983, Orford y Carter 1982, Carter y Orford 1984, 1991, Carter *et al.* 1987, Forbes y Taylor 1987, Oxford *et al.* 1990).

Las formas litorales del norte de Tierra del Fuego muestran en su flanco atlántico características transgresivas. Los cordones litorales de grava de la espiga El Páramo y la planicie del río Chico representan sucesivas etapas de crecimiento hacia el sur. La espiga El Páramo y la planicie de cordones litorales del río Chico se desarrollaron con un aporte limitado de sedimentos, la elongación progresiva estuvo sostenida por la erosión y reciclado de sus propios sedimentos (canibalismo), resultando en un retiro de la línea de costa, tierra adentro. Los cordones litorales distales más modernos en la desembocadura del río Chico evidencian significativos pulsos de escasez de sedimentos. Esto indica un estado muy maduro del

sistema (Bujalesky 1998, Bujalesky y González Bonorino 1991, Isla y Bujalesky 2000). La topografía submareal somera de la antiguas entrantes costeras interiores de la cuenca del río Chico permitió la formación de playas de grava regresivas y ambientes estuáricos en áreas internas protegidas (Bujalesky *et al.* 2001).

En la ensenada de la Colonia y la región de la desembocadura del río Fuego, se presentan facies de tipo regresivo lo que indicaría que las formas litorales se desarrollaron sobre una plataforma de abrasión relativamente somera y un equilibrio entre el aporte de sedimentos y las condiciones de transporte litoral. La continuidad de los cordones litorales en punta María, en extremo meridional de la ensenada de la Colonia, hacia el sur en la zona de desembocadura del río Fuego muestran un "desborde" o "rebalance" del sedimento de esa entrante costera.

## CONCLUSIONES

La región estudiada presenta un buen registro de la historia cuaternaria, intermedio entre los comportamientos de glaciaciones extendidas en el norte de la isla, y de valles intermontanos en el sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego:

- Se han reconocido en la región cuatro niveles de playas de grava del Pleistoceno, correspondiendo los dos más elevados a estadios isotópicos más antiguos que el 11 (Formación Najmishk, con una cota de 53 m s.b.t. y Formación Viamonte, con una cota de 38 m s.b.t.). Los niveles inferiores se han asignado a los estadios <sup>18</sup>O 5e y 9 (Formación La Sara, con una cota de 6-7 m s.b.t. y Formación Shaiwaal, con una cota de 12 m s.b.t., respectivamente).
- La proximidad entre sí y con la playa actual y el diseño de los depósitos litorales fósiles del Pleistoceno sugieren que los alcances máximos de las transgresiones de los distintos episodios interglaciales fueron muy similares al alcance tierra adentro del máximo transgresivo Holoceno.
- El ascenso tectónico al que estuvieron sometidas las playas del Pleistoceno de Tierra del Fuego fue menor que el que evidencian los niveles equivalentes de Chubut y norte de Santa Cruz.
- Durante el Holoceno, las planicies de

cordones litorales de grava de la ensenada de la Colonia y de la desembocadura del río Fuego desarrollaron facies regresivas. Esto indica un equilibrio entre el aporte de sedimentos y el transporte litoral en el sistema. El canibalismo no es un proceso dominante como lo es en las planicies de cordones litorales más septentrionales de Tierra del Fuego.

- La paleotopografía glacialfluvial de la ensenada de la Colonia condiciona la refracción de olas dando origen a un patrón no típico para entrantes costeras, con concentración de las ortogonales en su eje central.
- La porción de costa en estudio evolucionó entre los corredores glaciales pleistocénicos de bahía San Sebastián y el que ocupó el valle actual del Lago Kami o Fagnano. Los depósitos morénicos de estos valles pedemontanos habrían proveído los sedimentos que dieron origen a las paleoplayas correspondientes a los niveles altos del mar (highstands) interglaciales.

## AGRADECIMIENTOS

A José Luis Hormaechea y al personal de la Estación Astronómica Río Grande por el apoyo logístico y los posicionamientos satelitales realizados para este trabajo. A Julio Escobar y Alejandro Escuredo por la valiosa colaboración en las tareas de campo. A los propietarios y administradores de las estancias Viamonte, Los Flamencos y Cabo Peñas. Este trabajo fue realizado con aportes de los subsidios del PIP-CONICET n° 4383 otorgado a F. Isla, del proyecto A-13672/1-2 de la Fundación Antorchas y PIP-CONICET n° 6200 concedidos a G. Bujalesky y del PICTR 2002-00067 otorgado a J. Rabassa.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Auer, V. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part 1: The Ice and Interglacial Ages. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, A 3 Geologica-Geographica 48: 1-226.
- Bloom, A., Broecker, W., Chapell, J., Matthews, R. y Mesollesa, K. 1974. Quaternary sea level fluctuations on atectonic coast: New 230Th/234U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary*

Research 4:185-205.

- Bridges, E. Lucas 1949. Uttermost part of the earth. E. P. Dutton and Company Inc., 558 p.
- Broecker, W., Thurber, D., Goddard, J., Ku, T., Matthews, R. y Mesollesa, K. 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science* 159: 279-300.
- Bonarelli, G. 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 12(3):1-119, Buenos Aires.
- Bujalesky, G. 1998. Holocene coastal evolution of Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 11: 247-282, Balkema Publishers.
- Bujalesky, G. y González Bonorino, G. 1991. Gravel spit stabilized by unusual (?) high-energy wave climate in bay side, Tierra del Fuego, southernmost Argentina. En N.C. Kraus, K.J.Gingerich y D.L.Kriebel (eds.), *Coastal Sediments '91*. American Society of Civil Engineers, Proceedings of a Special Conference on Quantitative Approaches to Coastal Processes 1: 960-974, Seattle, June 25-27, New York.
- Bujalesky, G., Coronato, A. e Isla, F. 2001. Ambientes glacialfluviales y litorales cuaternarios de la región del río Chico, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(1): 73-90.
- Caldenius, C.C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14: 1-164, Stockolm.
- Carter, R.W. 1983. Coastal landforms as products of modern process variations, and their relevance in eustatic sea-level studies: examples from eastern Ireland. *Boreas* 12: 167-182.
- Carter, R.W. y Orford, J.D. 1984. Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics. En B. Greenwood & R.A. Davis (eds.) *Hydrodynamics and sedimentation in wave dominated coastal environments*. *Marine Geology* 60: 377-389.
- Carter, R.W. y Orford, J.D. 1991. The sedimentary organization and behavior of drift-aligned gravel barriers. En N. Kraus, K. Gingerich y D. Kriebel (eds.) *American Society of Civil Engineers, Coastal Sediments '91: Proceedings of a Special Conference on Quantitative Approaches to Coastal Processes 1: 934-948*. Seattle,

- June 25-27, New York.
- Carter, R.W., Orford, J.D., Forbes, D.L. y Taylor, R.B. 1987. Gravel barriers, headlands, and lagoons: an evolutionary model. *American Society of Civil Engineers Proceedings Coastal Sediments '87*: 1776-1792, New York.
- Chappell, J. 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin* 85: 553-570.
- Cionchi, J. 1987. Depósitos marinos cuaternarios de bahía Bustamente, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (1-2): 61-72.
- Cionchi, J. 1983. Las ingresiones marinas del Cuaternario tardío en la bahía Bustamente (Provincia del Chubut). *Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último Hemiciclo Deglacial en la Argentina (IUGS-UNESCO, Proyecto 61, Grupo de Trabajo Argentino)*. Actas: 1-11.
- Clapperton, C.H. 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers, 779 p.
- Clapperton, CH., Sudgen, D., Kaufman, D. y McCulloch, R. 1995. The last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research* 44: 133-148.
- Codignotto, J.O. 1976. Geología y rasgos geomorfológicos de la Patagonia extraandina, entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz) y la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral (inédita), Buenos Aires.
- Codignotto, J.O. 1979. Hojas Geológicas 63a Cullen, 64a Bahía San Sebastián y 65b Río Grande. Servicio Geológico Nacional, inédito, Buenos Aires.
- Codignotto, J.O. 1983. Depósitos elevados y/o de acreción del Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguina patagónica. *Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el Último hemiciclo deglacial en la Argentina*: 12-26, Mar del Plata.
- 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 de la Asociación Geológica Argentina* 45(1-2): 9-16, Buenos Aires.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N. 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° Sur de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1): 44-88, Buenos Aires.
- Compagnie de Recherches et d'Etudes Oceanographiques & Geomatter 1985. Campagne meteo-oceanographique, site Río Cullen/Hydra, periode de Fevrier 1984 a Fevrier 1985. Technical Report CREO/1249, TOTAL AUSTRAL, inédito, 399 p. Buenos Aires.
- Coronato, A.M. 1990. Definición y alcance de la última glaciación pleistocena (Glaciación Moat) en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 286-289, San Juan.
- Coronato, A.M. 1993. La Glaciación Moat (Pleistoceno superior) en los valles Pipo y Cañadón del Toro, Andes Fueguinos. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 6: 40-47, Mendoza.
- Coronato, A.M. 1995a. Geomorfología glacial de valles de los Andes Fueguinos y condicionantes físicos para la ocupación humana. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Filosofía y Letras, Tesis doctoral (inédita), 318 p.
- Coronato, A.M. 1995b. The last Pleistocene Glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel, Southernmost South America. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 9 (1993): 153-172, Rotterdam: A.A. Balkema Publishers.
- Coronato, A., Meglioli, A. y Rabassa, J. 1999. Extent and chronology of glaciations in Tierra del Fuego and Magellan Stratis, Southernmost South America. INQUA Work Group 5, J. Ehlers (ed.) *World Atlas of Glaciations* (en prensa).
- Coronato, A., Meglioli, A. y Rabassa, J. 2004. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, southernmost South America. *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology* 3: 45-48, Elsevier.
- Dowsett, H.J., Barron, J.A., Poore, R.Z., Thompson, R.S., Cronin, T.M., Ishman S.E., Willard, D.A. 1999. Middle Pliocene Paleoenvironmental Reconstruction: PRISM2: U.S. Geological Survey Open-File Report 99-535, <http://pubs.usgs.gov/of/of99-535/>.
- Elliot, A. J. 1990. Wave refraction in shallow water. University College of North Wales. Unit for Coastal and Estuarine Studies, report U90-7, Gwynedd, (inédito) 27 p.
- Feruglio, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Ministerio de Industria y Comercio de La Nación, 3: 1-431, Buenos Aires.
- Forbes, D.L. y Taylor, R.B. 1987. Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic Coast. En: D. Fitzgerald y P. Rosen (eds.) *Glaciated Coasts*: 51-86, New York: Academic Press.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95, Buenos Aires.
- González Bonorino, G. y Bujalesky, G.G. 1990. Spit growth under High-Energy wave climate on bay and ocean flanks, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *International Symposium on 'Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes'* (IGCP 274): 35. La Plata.
- Halle, T. 1910. On Quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Bulletin of the Geological Institute, Upsala* 12 (17-18): 93-117.
- Hays, J., Imbrie, J. y Schackleton, N. 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science* 194:1121-1132.
- IMCOS Marine Limited 1978. Meteorological and Oceanographic Study: Offshore Tierra del Fuego. Technical Report 78/111, TOTAL AUSTRAL (inédito) 17 p., 4 ap., Buenos Aires.
- Isla, F.I. y Bujalesky, G. 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 170: 105-122.
- Meglioli, A. 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Lehigh University, Tesis doctoral (inédita) 216 p., Bethlehem.
- Meglioli, A., Evenson, E., Zeitler, P. y Rabassa, J. 1990a. Cronología relativa absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 457-460, San Juan.
- Meglioli, A., Evenson, E. y Rabassa, J. 1990b. Multiple relative and absolute dating techniques applied to the glacial history of Tierra del Fuego. *Geological Society of America, Northeastern Section Meeting*,

- Abstracts, Syracuse.
- Neumann, A. y Moore, W. 1975. Sea level events and Pleistocene coral ages in the northern Bahamas. *Quaternary Research* 5:215-224.
- Nordenskjöld, O. 1898. Notes on Tierra del Fuego. An account of the Swedish Expedition of 1895-1897. *Scottish Geographical Magazine* 12: 393-399, Edinburgh.
- Orford, J.D. y Carter, R.W. 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 265-278.
- Orford, J.D., Carter, R.W. y Forbes, D.L. 1990. Gravel migration and sea level rise: some observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. *Journal of Coastal Research* 7 (2): 477-488.
- Porter, S.C. 1989. Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the Strait of Magellan. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 7: 35-49. Rotterdam: A.A. Balkema Publishers.
- Rabassa, J. y Clapperton, C.H. 1990. Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153-174.
- Rabassa, J., Serrat, D., Marti, C. y Coronato, A. 1988. Estructura interna de drumlins, Isla Gable, Canal Beagle, Tierra del Fuego. 2º Reunión Argentina de Sedimentología, 222-226, Buenos Aires.
- Rabassa, J., Heusser, C.J. y Rutter, N. 1989. Late Glacial and Holocene of Argentina, Tierra del Fuego. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 7:327-351, Rotterdam: A.A.Balkema.
- Rabassa, J., Serrat, D., Marti, C. y Coronato, A. 1990. El Tardiglacial en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 290-293, San Juan.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C. y Salemme, M. 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca* 81: 241-256, Sweden.
- Rutter, N., Schnack, E., del Río, J., Fasano, J., Isla, F. y Radtke, U. 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 8: 213-234.
- Servicio de Hidrografía Naval 2004. Tablas de marea para el año 2004. Puertos de la Republica Argentina y puertos principales de Brasil, Uruguay y Chile. Publicación H 610. Armada Argentina, 494 p.
- Shackleton, N. 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: S.Vrba, G.Denton, T.Patridge, y L. Burckle (eds.) *Paleoclimate and Evolution, with emphasis on Human Origins*. Yale University Press, 242-248.
- Shackleton, N. 1987. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. En: S.Vrba, G.Denton, T.Patridge, y L. Burckle (eds.) *Paleoclimate and evolution with emphasis on Human origins*, 17: 242-248.
- Shackleton, N. y Opdyke, N. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research* 3:39-55.
- Shackleton, N. y Matthews, K. 1977. Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terraces in Barbados. *Nature* 268: 618-620.
- Schellmann, G. 1998. Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien). *Essener Geographische Arbeiten* 29. Klartext, Essen, 216 p.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2003. Coastal terraces and Holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. *Journal of Coastal Research* 19(4): 983-996.
- Smith, E.A. 1881. Account of the zoological collections made during the survey of H.M.S. 'Alert' in the Straits of Magellan and on the coast of Patagonia. IV. Mollusca and Molluscoidea. *Proceedings of the Zoological Society of London* 4: 22-44.
- Stirling, Ch., Esat, T., Lambeck, M. y Mc Cullock, M. 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160:3-4.
- Ward, W. 1985. Correlation of east Australian Pleistocene shorelines with deep sea cores stages: a basis for a coastal chronology. *Geological Society of America Bulletin* 96:1156-1166.

Recibido: 13 de octubre, 2004

Aceptado: 1 de octubre, 2005