

Erosión en la costa patagónica por cambio climático

Roberto R. KOKOT

CONICET—Departamento de Ciencias Geológicas, FCE y N, UBA.
Pab. 2 Ciudad Universitaria 1428 Buenos Aires, Argentina.
rkokot@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. El área costera patagónica presenta evidencias de erosión en casi toda su extensión. Las causas de la erosión son consecuencia en mayor medida, del cambio climático ocurrido a partir del último período glaciario. La erosión se da primero por falta de acumulación directa (la carga de los ríos no llega a la línea de costa) y segundo por el efecto de erosión inducida, ya que al no saturarse los flujos costeros por el aporte fluvial, estos lo hacen a expensas de la erosión de los afloramientos. Actualmente, en los principales ríos patagónicos no se dan las condiciones hidráulicas para el transporte de gravas. La falta de aporte por parte de los ríos actuales indica que las formas de acreción presentes en la faja litoral, constituidas por esa fracción clástica, corresponden a formas relicticas. La condición de formación de esos depósitos se daba en períodos en que los caudales imperantes estaban en relación con los tamaños de cauce. El nivel de base de los ríos del Pleistoceno, se halló en diversas oportunidades por debajo del nivel actual, alcanzando unos 150 m por debajo del nivel presente. Por ello es común la presencia de líneas de costa sumergidas con sedimentos aportados por los ríos durante esos períodos. La presencia de cañones submarinos en continuidad con cauces de ríos actualmente efímeros o permanentes de baja capacidad erosiva, indica cambios en el nivel del mar asociados a cambios climáticos.

Palabras clave: *Erosión Costera, Cambio Climático, Transporte Fluvial, Plataforma Continental*

ABSTRACT. *Erosion in the Patagonian coast by climatic change.* Hydraulic conditions for gravel transport are not present in the main rivers of Patagonia. The accretion gravel landforms on the coast are relictic, due to the lack of gravel input by present rivers. Erosion is primarily caused by the lack of direct accumulation (the river load does not reach the coastline) and by induced erosion (since littoral drift is not saturated from river input, erosive processes operate on the coastal outcrops). The base level of the Pleistocene rivers, in several occasions, was about 150 m under the present base level, thus the presence of submerged coastlines is explained by the input of abundant fluvial material from that period. Not only a sea level lowstand but also a climatic change can be inferred by the presence of submarine canyons in the continental shelf, which are the continuation of river valleys below present sea level.

Key words: *Coastal Erosion, Climatic Change, Fluvial Transport, Continental Shelf*

Introducción

Del estudio de las costas en todo el mundo surge que la morfología actual se debe en gran parte a los eventos ocurridos durante los últimos 6.000 años (Kelleter 1995), tiempo que es extremadamente corto en términos geológicos y geomorfológicos. La mayoría de ellas se halla en un estado evolutivo tendiente a la erosión, observación que concuerda con el modelo de Johnson (1919), que explica la acreción costera sólo como un paso en la rectificación, previo a la posterior erosión de la línea de costa. A su vez, esta tendencia es incrementada por las actuales tendencias en el ascenso del nivel del mar.

En nuestro país el fenómeno de erosión costera es conocido y ha sido descrito desde hace mucho tiempo por diversos autores, entre ellos Gulliver (1899) y Ameghino (1908), hasta los trabajos actuales.

El ambiente costero es de alta movilidad, y los procesos hidrodinámicos condicionados por factores climáticos, movimientos de la corteza y cambios en la distribución de

los niveles oceánicos, conducen a perturbaciones que se evidencian en la morfología. Esta configuración multivariable conduce a ambientes inestables, ya sean de erosión o de acreción.

La erosión costera es el resultado de un exceso de remoción de sedimentos respecto del aporte suministrado al área en un determinado período. La playa es sólo la parte activa y visible de la costa, la cual muestra fluctuaciones de corto término que a veces no coinciden con las de largo plazo, ya que una zona puede presentar tendencia a la erosión o acreción lenta, con episodios en aparente oposición a la tendencia general.

La hipótesis de este trabajo, se basa en la consideración de los siguientes conceptos: durante el Pleistoceno y parte del Holoceno, hubo un gran aporte de sedimentos a la zona costera, debido a la importante carga de los ríos que llegaban a ese ámbito. Ese aporte conllevó a la progradación de la faja costera, donde la dinámica litoral distribuyó la fracción clástica y los sedimentos formaron una especie de escudo protector haciendo menos eficien-

te la acción erosiva del mar (Kokot 1999). Este gran aporte clástico se dio en parte a través de múltiples sistemas distributarios glacifluviales y pedemontanos, responsables de la distribución de gravas que se observan a lo largo de toda la costa patagónica, pero principalmente a través de los principales emisores de descarga atlántica, es decir los grandes ríos.

Hacia fines de la última glaciación disminuyó el aporte clástico de los glaciares, debido a la disminución y en algunos casos interrupción del trabajo glaciario. Sin embargo, debido a la intensa ablación de los mismos, merced al cambio climático, se empezó a producir la incisión de los sistemas fluviales, conformando los niveles de terrazas glacifluviales ya conocidas y descritas exhaustivamente por Feruglio (1950). La profundización de los ríos y conformación de terrazas, tendencia aún vigente, se estima muy rápida al comienzo de los períodos interglaciarios, haciéndose más lento el proceso en función de los caudales disponibles, a su vez relacionados con las masas glaciarias en ablación cada vez menores y el nivel del mar en ascenso. Los valles se constituyeron en desproporcionados y al disminuir el caudal de los ríos configuraron un sistema hidráulico con muy baja capacidad de transporte. Evidencia de ello es el espeso manto de aluvio presente en las planicies aluviales de los principales ríos, que adquirió un carácter relictico. Los flujos costeros, al no ser sustentados por el aporte fluvial del cual en gran medida se abastecían, culminaron erosionando a los afloramientos, por falta de acumulación directa y también por el efecto de erosión inducida.

La erosión actual está relacionada con dicho cambio climático, para lo cual se aportan los siguientes elementos:

a) Fluviales. Sistemas de ríos desproporcionados que indican la existencia previa de un sistema de drenaje mucho más desarrollado.

b) Erosionabilidad de los afloramientos costeros. Si los sedimentos aportados no alcanzan a saturar los flujos costeros, el resultado es un importante retroceso de la línea de costa.

Es importante dilucidar si los patrones morfodinámicos que existen en este momento son representativos del último período glaciario, o fueron influenciados por el cambio climático, ya que hay pruebas acerca de las transformaciones que se producen en áreas costeras en referencia a estos cambios. Por ejemplo, los arrecifes de coral tienen un límite respecto a la temperatura que se halla alrededor de los 18°C, y las algas gigantes viven a una temperatura aproximada de 20°C en verano. Un cambio general de 0,5 a 1,0 C°, que puede ocurrir en el término de décadas, podría transferir sus límites zonales a cientos de kilómetros (Kelletat 1995). El cambio faunístico se interrelaciona con cambios dinámicos, tales como aporte bioclástico, disminución de la energía de olas y otros. Surge por lo tanto, que hay un delicado balance de zonas geomorfológicas durante una condición climática dada.

Actualmente la morfología costera es en parte relictica, y se originó a partir de otras condiciones climáticas que se dieron en el pasado reciente, en tanto que las condicio-

nes actuales presentan una tendencia evolutiva hacia la erosión de las geoformas presentes.

A partir de los trabajos de Sunamura (1976, 1977), se demostró la acción protectora que lleva a cabo la presencia de sedimentos cuando se interponen entre un afloramiento y la acción erosiva del mar. La erosión se produce a partir de la embestida de olas en los afloramientos y por la acción de la deriva litoral que exporta la fracción clástica presente. Las olas primero erosionan el acantilado, el cual suministra clastos que se depositan en la base del mismo. Este depósito aumenta de tamaño y las olas incidentes usan la fracción clástica como abrasivo, incrementando la fuerza de ataque de olas y acelerando la erosión. Cuando los depósitos se hacen más potentes se desarrolla una ancha playa que determina la disipación de la energía de ola y la reducción de la velocidad de erosión. Si la fracción clástica es exportada por deriva litoral, la acción de las olas no es inhibida y continúa la erosión.

Esto muestra que una playa en la base de un acantilado, es un defensa natural ideal contra el ataque de las olas, siempre que la misma sea suficientemente ancha para que las olas no lleguen al mismo. El perfil de playa cambia, dependiendo de las olas, mareas y el balance sedimentario. Este es de gran importancia para controlar la fuerza de ataque de las olas en la base del acantilado y la magnitud de erosión del mismo. Si la elevación de la playa es mucha, el acantilado es protegido, y sólo puede ser alcanzado por las olas durante tormentas.

Everts (1991) estudió la relación entre la velocidad de erosión en acantilados compuestos de sedimentos del Terciario en el sur de California y el ancho de las playas adyacentes, encontrando que el ancho de playa tiene influencia en el retroceso del acantilado. El retroceso disminuía cuando la playa era más ancha y se reducía en gran medida hasta cesar la erosión, cuando este ancho aumentaba.

Evidencias de erosión reducida por la presencia de playas y también por plataformas de abrasión muy desarrolladas se observan, entre otros lugares, en el área de la desembocadura del río Coyle y al norte de Cabo Buen Tiempo, donde se observan acantilados inactivos intercalados con acantilados activos. Codignotto (1991) menciona que a partir de un área de acreción, incluso existe la posibilidad de la inversión del contorno costanero, hecho debido a la protección que ejercen sobre la misma los sedimentos sueltos.

Los fenómenos erosivos están representados por un conjunto de procesos físicos, pero también incide la ocupación humana. Por ello, las actividades del hombre entran en conflicto con este ambiente variable. Ejemplos de erosión inducida por acción antrópica lo constituyen la actividad minera en playas, las interrupciones en la deriva litoral a lo largo de la costa (construcción de espigones y otras estructuras) y las represas construidas en ríos que impiden el aporte clástico fluvial a la zona costera.

Respecto a la influencia de la acción fluvial en áreas costeras se hace notar que el aluvio puede proteger a los acantilados adyacentes y conducir a la acreción aún en áreas de erosión. Si los ríos están muy cerca de esos acantilados, los detritos que suministran pueden convertir a

una costa de erosión en una de acreción (Zenkovich 1967), ya que en su avance, las olas pierden mucha energía y dejan de ser un factor dominante. La acción de las olas retrabaja el aluvio depositado y todo el frente costero toma las características de una costa de acumulación. Si el material se desplaza por deriva litoral, pueden formarse espigas o derivarse los ríos, formándose una costa de barrera.

En la costa argentina se encuentran ejemplos de grandes ríos, como el Paraná, y el río Colorado, que conforman o conformaron grandes deltas, y también pequeños ríos cuya carga no alcanza a conformar depósitos de magnitud que adquieran relevancia morfológica.

La desembocadura de los principales ríos patagónicos que hoy poseen exiguos caudales y carga asociada, actualmente presentan una morfología dominada por la acción marina, donde las geoformas se deben a la acción de olas y mareas.

Entorno Natural

La costa argentina comprende en general dos grandes ambientes, el correspondiente a la Patagonia y el ubicado al norte, correspondiente a la provincia de Buenos Aires, con características geológicas y climáticas distintas. La Patagonia es una región semiárida a árida de Argentina que contiene el mayor desierto de América con una superficie aproximada de 670.000 km². Limita con el río Colorado al norte, el océano Atlántico en el este, el estrecho de Magallanes al sur y la cordillera de los Andes por el oeste.

El clima de la Patagonia se ubica en los de tipo moderado, con cuatro estaciones bien definidas, con primaveras y otoños cortos, un largo invierno, y gran amplitud entre las temperaturas de invierno y de verano. Muestra amplitudes térmicas anuales de más de 17°C en las zonas centrales y valores mínimos de 30°C bajo cero. La temperatura media en invierno, sin embargo, es de -2°C, la misma que en Tierra del Fuego. Las temperaturas máximas absolutas son altas en la Patagonia, con marcas de hasta 45°C en la parte oriental de Buenos Aires y Río Negro.

Respecto al relieve, la Patagonia andina se caracteriza por la presencia de la cordillera y sus estribaciones orientales, con altitudes máximas que oscilan entre los 3.500 m y los 4.000m, la zona se caracteriza por abundantes precipitaciones, presencia de glaciares y campos de hielo continental en su extremo meridional. La Patagonia extrandina está conformada por mesetas que forman escalones de distinta altitud, donde es común la presencia de bajos. La zona está atravesada por ríos, en general efímeros, que durante parte del Pleistoceno Superior representaban los emisarios de grandes glaciares. El área es de bajas temperaturas, escasas precipitaciones y está sometida a la acción de fuertes vientos desertizantes. Ello se debe a que al sur del paralelo 30° S dominan vientos del oeste provenientes del océano Pacífico que pierden la humedad en la cordillera. Las lluvias varían entre los 100 a 430 mm anuales, pero en promedio no pasan de los 200 mm por año. La faja litoral posee un relieve que en general es de poca alti-

tud, donde las zonas más altas se evidencian en los acantilados marinos.

La fracción clástica dominante en los depósitos costeros corresponde a gravas en parte arenosas y con presencia de bloques de variado tamaño. La litología de los clastos consiste en general de rocas volcánicas y en menor medida plutónicas y metamórficas (Feruglio 1950). Las gravas, poligenéticas, provienen en gran medida del aporte clástico glacifluvial ocurrido durante gran parte del Cuaternario. La presencia de depósitos arenosos en algunas pocas playas proviene de la erosión del cuerpo de las mesetas constituido en general por sedimentitas del Terciario. Es importante el aporte no sólo por erosión de los acantilados sino por deflación de los mismos sobre las mesetas, (Kokot *et al.* 1996 ; Kokot 1999 e Isla *et al.* 2000).

El aporte glacifluvial representado por gravas tiene también una fracción arenosa en su composición. Si bien las facies distales deben hallarse sumergidas en área de plataforma, las facies intermedias presentes en el área costera presentan arenas en su composición. En la figura 1 se muestra la costa argentina con los principales ríos de descarga atlántica y las áreas de acumulación marina más importantes. Las cuencas de drenaje, correspondientes a los ríos que desaguan en el océano Atlántico, se pueden separar en dos áreas principales.

1) La zona norte, correspondiente a la provincia de Buenos Aires, donde se destaca la cuenca del Plata con los ríos Paraná y Uruguay que poseen grandes caudales y una importante carga sedimentaria. El río Salado también aporta abundantes sedimentos al área costera que se depositan en el entorno de la bahía Samborombón. En el sector austral de la provincia de Buenos Aires, el caudal y carga de los ríos es menor, pero aportan sedimentos arenosos al área costera.

En Patagonia, las cuencas de drenaje correspondientes a los ríos principales son de gran amplitud areal, pero corresponden a zonas con precipitaciones exiguas y los que llegan a la costa con un caudal apreciable como los ríos Negro y Santa Cruz son autóctonos. Los ríos muestran extensas planicies aluviales de gran anchura y un gran sistema de terrazas glacifluviales (Feruglio 1950, Auer 1959). Corresponden en general a ríos desproporcionados.

Los caudales medios de los principales ríos que desaguan sobre el océano Atlántico se presentan en un diagrama comparativo (Fig. 2), según datos de EVARSA (1997).

En el cuadro 1 se indican los caudales y derrames anuales de los ríos de vertiente atlántica, tomados de Ferrari Bono (1990). No se presentan datos de las pequeñas cuencas que llegan al océano debido a que se hallan en áreas de escasas precipitaciones y se consideran individualmente de escasa importancia, aunque en conjunto pueden constituir un aporte importante.

Aporte de Sedimentos a la Costa

Se relaciona la descarga de los ríos que desaguan en el océano Atlántico con la carga y consecuente aporte

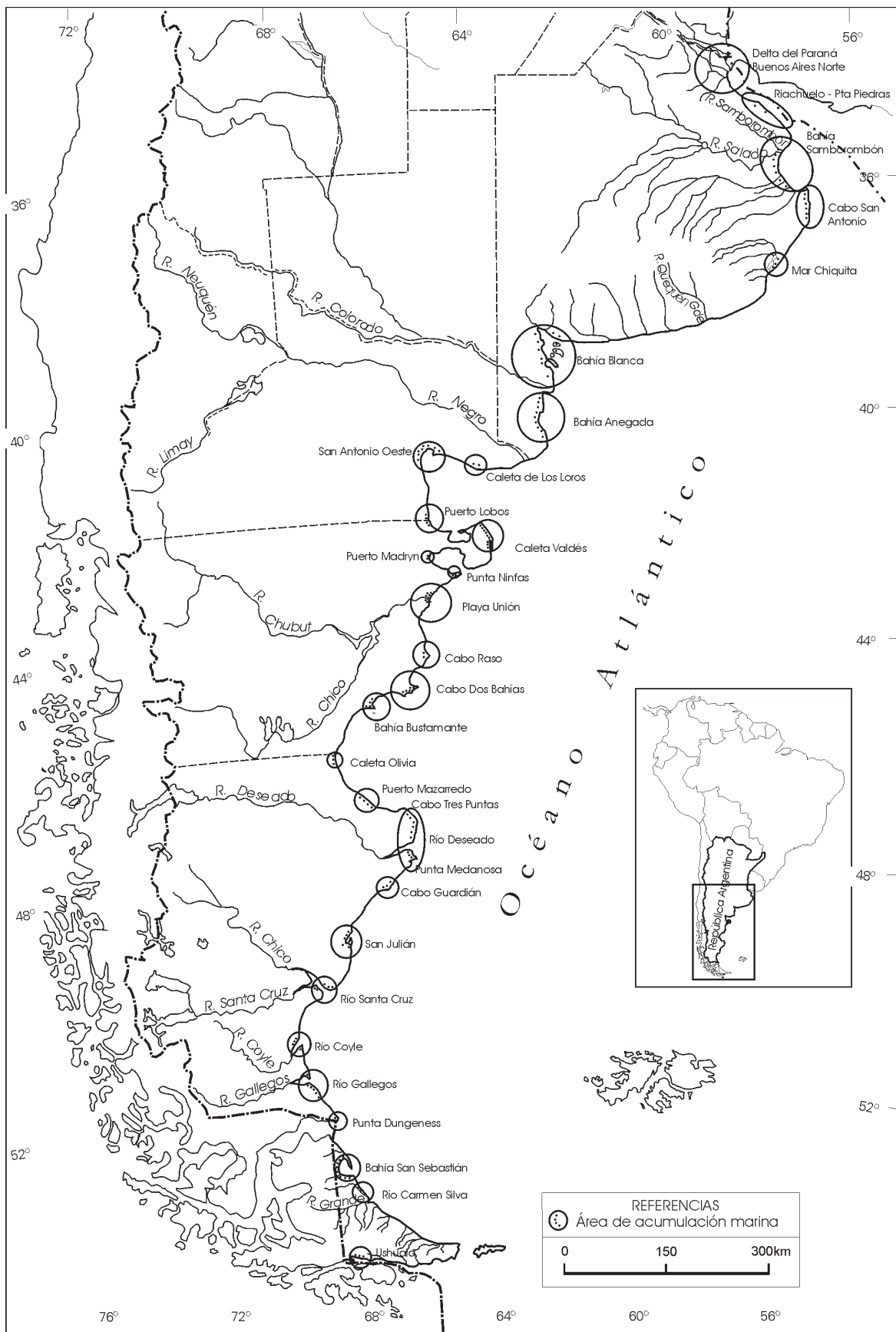


Figura 1: Ríos de descarga atlántica y principales áreas de acumulación marina.

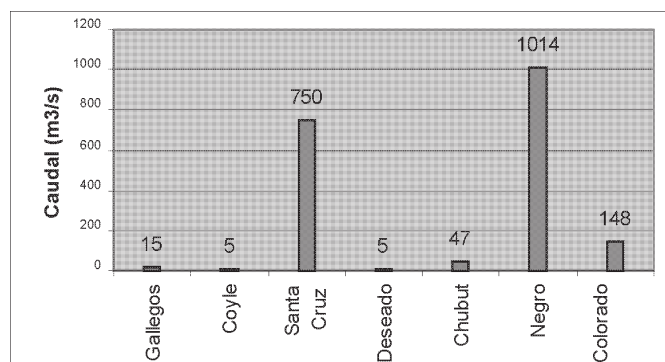


Figura 2: Caudales medios de los principales ríos patagónicos. Datos de EVARSA (1997).

sedimentario al ámbito costero. El río Paraná, por ejemplo, deposita gran parte de su carga en su propio delta (Iriando 1980), en tanto que la carga del río Salado, consistente en gran medida en limos y arcillas, constituye un importante aporte para generar el ambiente de planicies de marea de bahía Samborombón (Bértola y Morosi 1997; Kokot 1999). También aportan hacia la bahía Samborombón los canales artificiales que provienen de los distintos arroyos de las cuencas del centro este de la provincia de Buenos Aires:

El río Quequén Grande, en la provincia de Buenos Aires, aporta limo y arena al ámbito costero pero en su desembocadura se instaló un puerto con espigones de protección y dragado para permitir el acceso de buques de ultramar, llevando la profundidad del cauce de -6,80 m a -12,00 m. El aporte que efectúa el río, se encauza por el canal artificial y facilita la conducción de arenas de deriva litoral hacia el ámbito de plataforma y fuera de la playa, al menos en proximidades a la desembocadura. Debido a ello, la erosión del sector se halla inducida por las obras de referencia (Kokot y Otero 1999).

El río Colorado posee un delta que en la actualidad se halla en erosión (Codignotto y Weiler 1980, Weiler 1983), debido a que la dinámica marina predomina sobre la fluvial, dado el escaso caudal y carga asociada. El sector costero relacionado con este río progradó respecto de las zonas aledañas. Esto es debido al aporte sedimentario del río posteriormente redistribuido por acción marina (Kokot 1999). Spalletti e Isla (2003) en el área de la desembocadura del río Colorado distinguen tres lóbulos no operativos de gran dimensión en comparación con el lóbulo actual, que están siendo erosionados por la acción de olas y mareas.

El río Negro aporta arena que en parte se deposita en la desembocadura y el resto es distribuido por acción marina en el área costera.

Los principales ríos de la Patagonia son desproporcionados y poseen una gran cantidad de aluvio relictico que no puede movilizarse por su exiguo caudal o desproporción respecto al valle. Ambas razones conducen a condiciones hidráulicas que impiden movilizar las gravas y bloques presentes en la planicie aluvial.

El río Chubut aportó gran cantidad de sedimentos que

Cuadro 1: Derrames anuales y caudales.

SISTEMA	CAUDALES (m³/s)	DERRAMES ANUALES (Hm³)
Del Plata	20.640	651.000
Pampeano Atlántico	200	6.300
Patagonia	1.920	60.500
Tierra del Fuego	290	9.100

*Según Ferrari Bono (1990).

lo llevaron a conformar una extensa área de acumulación en su desembocadura (Monti 1997). Actualmente su caudal está regulado por una represa.

El río Deseado no llevó un caudal apreciable de agua desde la desaparición del hielo durante la última expansión glacial y en general está seco. Perdió su conexión con la cuenca del Lago Buenos Aires cuando el río Baker quedó libre de hielo (Feruglio 1950). Sin embargo en relación con los deshielos o lluvias estacionales puede llevar agua (Iantanos *et al.* 2002).

Los ríos Chubut, Chico del Norte de Santa Cruz, Shehuen, Coig (Coyle) y Gallegos también perdieron su conexión con los grandes lagos de la cordillera. El río Senguerr alimenta los lagos Musters y Colhué Huapí de donde sale el río Chico, pero a veces la embocadura queda obstruida por un cordón litoral (Windhausen 1925). El río Santa Cruz posee en su desembocadura una zona de acumulación constituida por cordones litorales (del Valle y Kokot 1998), lo mismo que el río Coig (Kokot y del Valle 1998). Otros ríos llevan muy poca agua y la actividad aluvional y erosiva terminó con la desaparición de los glaciares cuaternarios, lo que indica que las terrazas fluviales más jóvenes son todas del Pleistoceno (Feruglio 1950).

Al sur del río Gallegos, a partir de Zanja Pique afloran sobre la costa depósitos glaciares (Codignotto 1975). Las glaciaciones del Cuaternario en Patagonia fueron estudiadas por Caldenius (1932) y debe considerarse que parte de los sedimentos presentes en la costa provienen de esos depósitos (Feruglio 1950; Codignotto y Malumián 1981; Codignotto, 1990; Rabassa y Clapperton 1990; Isla 1994 y Kokot 1999 entre otros).

Es de interés la relación existente entre las cuencas de drenaje pretéritas, evidenciadas por los niveles de terrazas glaciares, con el área de desembocadura correspondiente. Ejemplo de ello, lo presenta el río Chico, que según se desprende de la correlación de terrazas, habría desaguado al norte del actual río Santa Cruz, próximo a San Julián, lo cual explica la abundancia de gravas en las inmediaciones de esta localidad. Ejemplos menores lo constituyen innumerables arroyos que llegan a la costa, que constituyen valles colgantes debido a un desajuste por causas climáticas. La importancia de estas observaciones reside en que estas paleodesembocaduras justifican la gran cantidad de gravas presentes en zonas costeras, hoy desconectadas de las áreas de aporte.

Los únicos ríos que todavía tienen un caudal apreciable y que pueden haber tenido capacidad erosiva durante

etapas posglaciales son los ríos Negro, en parte el Chubut, Senguerr y Santa Cruz que aún siguen conectados con las cuencas andinas. Estos tres ríos también disminuyeron su caudal en relación con los comienzos del Holoceno. Durante las fases glaciales sirvieron de desagüe a los glaciares andinos y las terrazas fluviales con grandes depósitos aluviales que bordean los valles indican que fueron labradas por corrientes de gran caudal. El clima árido actual permite la preservación de las mismas, debido a las escasas precipitaciones y consecuente pobre acción hídrica. La acción eólica sólo pudo remover los sedimentos más finos. Sin embargo sobre estas superficies se evidencia una intensa acción eólica por la presencia de pavimentos del desierto con abundantes ventifactos.

Todos estos ríos presentan en proximidades de la desembocadura importantes depósitos que han sido redistribuidos por la acción marina, y constituyen geoformas tales como espigas y cordones litorales que forman barreras y playas a expensas de la erosión de las geoformas mencionadas.

Los ríos pequeños raras veces afectan significativamente la costa y sus desembocaduras son controladas por factores marinos: olas, mareas y corrientes. En ocasiones alcanzan el mar sólo por percolación.

Metodología

Al analizar el transporte de sedimentos en un río, se observa que el comienzo del movimiento de la carga de fondo comienza cuando la combinación de las fuerzas ascensionales y de arrastre producidas por el fluido en movimiento, excede las fuerzas gravitacionales y cohesivas de los sedimentos. Las fuerzas de cohesión no serán consideradas, debido a que el estudio será efectuado en sedimentos tamaño grava.

Existe una relación entre el tamaño de los sedimentos y la velocidad del flujo de agua necesaria para iniciar el movimiento. También la forma, posición, gravedad específica, tipo de empaquetamiento y turbulencias del flujo de agua influyen en la velocidad necesaria para el comienzo del movimiento y posterior transporte de los sedimentos.

Hjulström (1935,1939) determinó la velocidad crítica de tracción a la cual el movimiento de las partículas comienza, y encontró que en las partículas mayores, el tamaño del material que se mueve es proporcional a la velocidad. Sundborg (1956,1967) incluyó los efectos de la gravedad específica, carga en suspensión y velocidad de sedimentación. En este análisis, se pone en evidencia que una vez puesta en movimiento una partícula, el mismo puede continuar aunque la velocidad decrezca por debajo de la velocidad crítica de erosión. Sundborg (1967) construyó un gráfico donde indica que el movimiento del lecho cesa cuando la velocidad del flujo tiene un valor de 2/3 de la velocidad crítica de erosión. Según Reineck y Singh (1980) el diagrama es empírico o semi empírico y su aplicación tiene algunas limitaciones y con materiales naturales es difícil obtener o aplicar estos valores directamente. Uno de los principales factores consiste en que el mate-

rial no es uniforme y que los flujos son turbulentos. La rugosidad del lecho relacionada a las partículas y las formas de fondo, que tienen una gran influencia en la velocidad de movimiento de los granos, no pueden ser incluidas en un diagrama. Para gravas se puede hacer una estimación aproximada de las mínimas velocidades de corriente necesarias para determinar la velocidad crítica de erosión. Sundborg (1956) obtuvo estos valores para distintas profundidades. Un análisis completo del problema debe considerar el esfuerzo de corte sobre los sedimentos de fondo. Shields (1936) construyó una curva en donde predice la competencia de un flujo para un tamaño dado de sedimentos. Igualmente el uso del esfuerzo de corte para determinar la energía necesaria para mover un sedimento, también está influenciado por la distribución de los sedimentos y formas del lecho. Según Middleton (1976) las velocidades tangenciales mayores a 20 cm/s remueven rápidamente toda la arena y dejan en reposo sólo los materiales más gruesos.

En el cuadro 2, se indica la relación entre tamaño medio de las partículas (largo del eje *b*) y velocidad de erosión crítica para una densidad de partículas de 2,65 g/cm³ (cuarzo). Los valores están indicados para tres diferentes profundidades y fueron obtenidos de los gráficos de Sundborg (1956) y Gustavson (1978), y están sujetos a pequeños errores de apreciación en la lectura del diagrama.

Al relacionar la velocidad de una corriente y el tipo de fondo, la fórmula de Manning, en Chow (1959), resulta:

$$V = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

donde:

V = Velocidad media de la corriente

R = Radio hidráulico

S = Pendiente

n = coeficiente de rugosidad o coeficiente de Manning.

Esta fórmula fue desarrollada en 1889 por el ingeniero irlandés Robert Manning y fue sintetizada a partir de siete diferentes fórmulas basadas en datos experimentales, que después fueron verificados por 170 observaciones. No obstante lo simple de la fórmula, ésta dio resultados satisfactorios y es ampliamente usada en ríos y canales artificiales. La mayor dificultad consiste en la determinación del coeficiente de rugosidad, debido a que elegir un valor de *n* significa estimar la resistencia al flujo en un cauce dado.

Los factores que afectan el valor de *n*, en general todo lo que ocurre en el contorno, son:

- Rugosidad de la superficie, que está dada por el tamaño y forma de los granos que forman el perímetro mojado y producen un efecto de retardo en el flujo,
- Presencia de vegetación que produce el mismo efecto de retardo,
- Irregularidades del cauce, consistentes en irregularidades en el perímetro mojado y variaciones en la sección transversal por presencias de barras de arena, crestas y depresiones,

Cuadro 2: Velocidades de erosión críticas para gravas y bloques.

		TAMAÑO DE CLASTO (longitud del eje b en mm)							
		10	20	30	40	50	80	100	500
VELOCIDAD (m/s)	Para profundidad de 0,1m	1,5	1,65	1,8	1,9	2,0	---	---	---
	Para profundidad de 1m	1,9	2,1	2,4	2,8	3,0	3,5	4,0	7,0
	Para profundidad de 10m	2,5	3,0	3,6	4,1	4,5	5,0	6,0	10,0

*Según Sundborg (1956) y Gustavson (1978)

- Alineación del canal, debido a que un río muy sinuoso también aumenta el valor de n ,
- Obstrucciones,
- Tamaño y forma del canal,
- Cambios estacionales (por presencia de vegetación y otros),
- Material suspendido y carga del lecho (representa pérdida de energía y aparentemente aumenta el valor de rugosidad).

Existen diferentes tablas con valores de rugosidad según el material presente en el cauce, de Chow (1959) se eligieron los siguientes valores:

$n = 0,028$ (para un lecho de guijones donde hay poco limo en el agua.

$n = 0,030$ para un lecho de guijones grandes.

Strickler (1923) realizó importantes contribuciones al problema de las fórmulas de velocidad y factores de rugosidad para ríos, canales y conductos cerrados, y llegó a valores de $n = 0,0342$ para gravas, aclarando que este valor está dado para el tamaño medio del material.

Para el análisis de las estas relaciones, según Chow (1959) y también Leopold *et al.* (1964) se asumen las siguientes condiciones hidráulicas.

Ecuación de continuidad líquida:

El caudal es el producto del área por la velocidad.

$Q = A \cdot v$, donde

$Q =$ caudal (m^3/s),

y simplificando para una sección rectangular, $A = w \cdot d$

$w =$ ancho del canal (m)

$d =$ profundidad del canal (m).

$v =$ velocidad del flujo (m^3/s)

Ecuación de resistencia al escurrimiento o fricción hidráulica: La velocidad es una función de la profundidad, pendiente y rugosidad del canal, que se puede calcular por la fórmula de Manning.

Ecuaciones de continuidad sólida: Considerando un lecho móvil el caudal sólido transportado (volumen/unidad de tiempo) es función de la velocidad media y de la profundidad.

Transporte de sedimentos: Al considerar el transporte de sedimentos, este puede ser en suspensión o de fondo, ambos conocidas como carga sólida. Para que tenga lugar la erosión deberá alcanzarse un cierto valor entre tensiones de arranque y empuje y la resistencia al flujo (tensión crítica de cizalla), expresada en términos de velocidad media crítica para comenzar el arrastre. La tensión crítica

para que se inicie el movimiento de una partícula depende del tamaño, forma, empaquetamiento y también de la rugosidad del lecho. Todas estas variables fueron tomadas en cuenta por Shields (1936) en un diagrama que relaciona el tipo de transporte según la tensión crítica, tamaño de material y comportamiento hidráulico.

Resultados

Capacidad de carga de los ríos de descarga atlántica

Los datos de pendientes longitudinales de ríos, necesarios para aplicar la ecuación de Manning se obtuvieron de cartas topográficas del IGM, escala 1:50.000. Las mediciones se hicieron en el curso inferior de los mismos, en sectores próximos a las desembocaduras, pero fuera del área donde predominan condiciones estuariales, teniendo en cuenta que los efectos de las mareas pueden llegar a 40 km de la desembocadura (Iantanos *et al.* 2002). Las pendientes obtenidas, medidas para tres ríos, se presentan en el cuadro 3.

Con los datos producidos, incluyendo las velocidades críticas necesarias para movilizar distintos tamaños de partículas se halla el valor del parámetro indicativo respecto a las dimensiones del cauce necesario para movilizar gravas. Se eligen gravas con eje $b = 50$ mm, debido a ser un tamaño abundante en las planicies aluviales, aunque no el mayor tamaño presente.

Aplicando la ecuación de Manning resulta:

$$R = \left(\frac{V \cdot n}{S^{\frac{1}{2}}} \right)^{\frac{3}{2}}$$

Reemplazando con los siguientes valores:

$V = 3$ m/s (valor correspondiente a la velocidad crítica de erosión necesaria para movilizar gravas de 50 mm según el tamaño del eje b).

$n = 0,0342$ (según Strickler (1923) para gravas).

$S = 0,0007$ (valor medio elegido entre los distintos ríos medidos).

Resulta $R = 7,64$, que corresponde al valor de radio hidráulico que representa la geometría del canal, que permite desplazar el caudal del río con la velocidad crítica necesaria, para el movimiento de las gravas mencionadas.

Cuadro 3: Pendiente en áreas próximas a la desembocadura de los ríos Gallegos, Coyle y Santa Cruz.

PENDIENTES DE RÍOS (según tramos de 50 km próximos al estuario)	
RÍO	PENDIENTE (m/m)
Gallegos	0,00072
Coyle	0,00075
Santa Cruz	0,00069

Del radio hidráulico surge que

$$P = \frac{A}{R}, \text{ donde}$$

A = sección del canal

P = perímetro mojado, que simplificamos a una sección rectangular y es:

$P = 2d+w$, donde d = profundidad y w = ancho del cauce.

Debido a que los ríos tienen distinto caudal, de los condicionantes hidráulicos resulta $Q = V.A$, donde

Q = Caudal medio,

V = Velocidad del flujo ácuico, y

A = sección del canal estudiado, correspondiente a cada río.

A partir de esta ecuación se calcula el área necesaria para permitir el paso del caudal de los distintos ríos patagónicos (Cuadro 4).

Con los valores de perímetro mojado, se obtuvieron los anchos críticos de canal para el transporte de gravas, considerando una profundidad de 1 m (Cuadro 5).

Los resultados obtenidos permiten efectuar consideraciones respecto a la capacidad de carga de cada río. Entre ellos se encuentran ríos en donde se indica que el ancho "no verifica", debido a que la profundidad de 1 m supera el valor del perímetro mojado. Recordando que el perímetro mojado para una simplificada sección rectangular es $L = w + 2d$, resultan en todos los casos valores que superan sólo con el ancho del río los valores requeridos. No se descarta que en sectores donde los ríos se estrechan y el perímetro mojado se aproxime al crítico, las gravas puedan ser movilizadas. Esto podría darse en los ríos Santa Cruz y Negro, pero no consiste en un transporte permanente, sino el debido a crecientes extraordinarias o condiciones de geometría hidráulica local.

Debe mencionarse que en el caso del río Negro si usáramos valores de pendiente, que según CFI (1962) es de 0,023 m/km, o sea menor al considerado, las condiciones requeridas son aún más exigentes.

En la desembocadura de los ríos mencionados hay profundidades que en todos los casos superan el valor de 1 m, y con los datos de anchura obtenidos de cartas náuticas resulta que en todos los casos se excede el ancho crítico para el transporte de gravas de 50 mm y mayores. Se demuestra así la imposibilidad de transporte de gravas de ese tamaño en condiciones normales, o al menos la dificultad del movimiento de gravas en las condiciones de los ríos actuales. No se descarta la movilización de las mismas en crecientes que superen los valores críticos aquí

Cuadro 4: Áreas de cauce y perímetros mojados, para una velocidad crítica, de los principales ríos patagónicos.

RÍO	CAUDAL MEDIO (m ³ /s)	ÁREA (m ²)	PERÍMETRO MOJADO
Gallegos	15	5,00	0,654
Coyle	5	1,67	0,218
Santa Cruz	750	250,00	32,720
Deseado	5	1,67	0,218
Chubut	47	15,66	2,049
Negro	1014	338,00	44,240
Colorado	148	49,33	6,456

obtenidos. La pequeña cantidad de gravas que puedan así moverse, ingresan en los respectivos estuarios. Estos tienen en general forma de un gran embudo, donde cambia totalmente la geometría hidráulica y la dinámica, hacia condiciones estuariales.

Debido a la falta de aporte de material tamaño grava, queda claro que las formas de acreción presentes en la faja litoral corresponden a formas relicticas originadas cuando los ríos poseían un caudal capaz de transportar dichos clastos.

Comparación de volúmenes de sedimentos aportados

Otro parámetro surge al cotejar los volúmenes de sedimentos aportados por los ríos y los presentes en la faja costera. La comparación se hace con playas y cordones litorales de gravas, presentes en algunos sectores de la costa

A través de múltiples mediciones del ancho de playa en playas de gravas, surge que los tamaños son muy variables. En el área ubicada al sur de Punta Loyola, provincia de Santa Cruz la playa anterior tiene un ancho entre aproximadamente 80 y 110 m correspondientes a pendientes de entre 7° y 10°, y amplitudes de mareas aproximadas de 13,00 m. Los valores de ancho de playa en otras localidades es mucho menor, pero son comunes los anchos de 50 m. En localidades con playas de arena, de pendiente menor, los anchos de playa son mucho mayores.

Con el objeto de cotejar volúmenes, se calculó en forma expeditiva el volumen de sedimentos correspondiente a gravas, provenientes de ríos relacionándolos con el largo de la faja costera que ocuparían.

Al considerar una pendiente de playa de 8° y un ancho de playa de 100 m con un depósito en forma de cuña sin considerar bermas, resulta para una playa de 1km de largo, un volumen de gravas de $689,25 \times 10^3 \text{ m}^3$. Haciendo el mismo cálculo para una playa de 8° pendiente y una amplitud de mareas de 5 m, resulta un ancho de playa de 36 m donde el volumen del depósito de gravas es de $89 \times 10^3 \text{ m}^3$. De los resultados surge que el volumen de los depósitos es muy variable, aún sin considerar los volúmenes correspondientes a la playa sumergida.

Al calcular la longitud de costa que ocuparía el volumen de sedimentos aportado por un río y distribuidos a lo largo de la misma según playas ideales con forma de cuña, de volúmenes por km ya calculados, resultan longitudes

Cuadro 5: Anchos de cauce crítico, para los principales ríos patagónicos.

ANCHO DE CAUCE CRITICO, necesario para el transporte de gravas (eje b = 50mm), velocidad crítica = 3 m/s, profundidad = 1 m y perímetro mojado previamente obtenido.	
RÍO	ANCHO (m)
Gallegos	no verifica
Coyle	no verifica
Santa Cruz	30,72
Deseado	no verifica
Chubut	0,049
Negro	42,24
Colorado	4,45

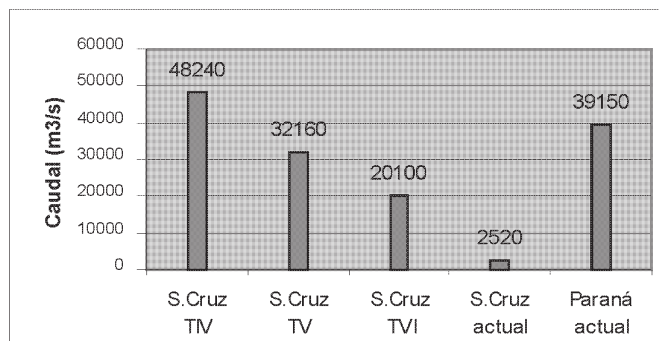
de 98.314 km y de 12.694 km. Estos valores son enormes comparados con la longitud de la costa argentina, aproximadamente 4.500 km, ya que los volúmenes calculados corresponden a un sólo río y su valle actual.

Del análisis de gravas presentes en planicies aluviales, surge un valor medio de las potencias de aluvio de los ríos patagónicos, que comprende valores entre los 10 m y 20m, datos ya aportados por Feruglio (1950). Se toma como ejemplo al río Santa Cruz, cuyo valle tiene un ancho de 5 a 10 km y elegimos sólo el valor menor (5 km). La escarpa de erosión actual tiene alturas entre los 5 y 10 m, (elegimos el valor de 5m). Con estos datos (conservadores), se calcula el volumen de sedimentos correspondientes a 1km de valle resultando un valor de $25 \times 10^6 \text{ m}^3$.

La comparación de resultados indica que el volumen expresado por kilómetro de largo, aportado por el río Santa Cruz sólo por el valle actual, es entre 36 y 280 veces mayor que el ocupado por una playa marina del mismo largo. Haciendo el cálculo para un largo aproximado del río de 350 km, resulta un volumen de sedimentos de $8,75 \times 10^9 \text{ m}^3$, volumen que no necesariamente corresponde sólo a gravas.

Descarga de los ríos pretéritos

Se calcularon los caudales correspondientes a secciones del río Santa Cruz, definidos por niveles de terrazas glaciales. Al considerar los niveles de terrazas correspondientes a antiguas planicies aluviales, es necesario considerar que la misma era inundada, según intervalos de recurrencia propios del sistema fluvial pretérito. En dichos períodos de inundación no se daba la máxima capacidad de transporte fluvial, sino que este se daba cuando los ríos fluían en su canal en situación de flujo normal (Leopold *et al.* 1964). Observando el ancho de valles activos pasados, deducibles a partir de las correspondientes terrazas fluviales, se reconocen aún múltiples sistemas entrelazados que recorrían el ancho del valle, con espesores de aluvio que sobrepasan los 15 m. Durante los períodos de inundación las aguas pueden haber llegado hasta las escarpas de erosión, pero queda la incertidumbre res-

Figura 3: Comparación de los paleocaudales calculados para los niveles de terrazas IV, V y VI del Río Santa Cruz, respecto al caudal actual de los ríos Santa Cruz y Paraná, para valores medios máximos en períodos de 41 y 93 años respectivamente.

pecto a las alturas máximas alcanzadas por el río. A partir de observaciones realizadas en las terrazas de los ríos Chubut y Santa Cruz, donde se hallaron albardones de hasta 3,00 m de altura sobre la planicie aluvial, puede aseverarse que durante los períodos de inundación el agua por lo menos alcanzó dicha altura.

Tomando el curso del río Santa Cruz en su tramo medio e inferior y con datos de Feruglio (1950) se calcularon las secciones, perímetro mojado para una profundidad media de 4 m (1,00 m por encima de los albardones) y radio hidráulico.

Se tomó un valor de pendiente medio para el río Santa Cruz $S = 4,85 \cdot 10^{-4}$ y un valor de $n = 0,0342$ ya usado para gravas. Los resultados se indican en el cuadro 6 y en la figura 3 se comparan con datos de caudales actuales de los ríos Santa Cruz y Paraná. Los caudales calculados para los distintos niveles de terrazas, corresponden a parte del aporte que llegó al océano desde el final de la última glaciación y que colaboraron en superar los aproximadamente 150 m de desnivel del océano durante los últimos 18.000 años. Los demás ríos patagónicos efectuaron un aporte hídrico similar y colaboraron en configurar la situación global con una velocidad de ascenso del nivel del mar media de 1cm/año, velocidad que no fue constante ya que hubo episodios de aceleración y desaceleración (Pirazzolli 1996).

Discusión

La erosión ocurrida en áreas costeras a partir del cambio climático fue probada, a partir de la actual imposibilidad de los principales ríos patagónicos de transportar sedimentos tamaño grava hacia la costa, al menos en grandes volúmenes. Debido a ello se interpreta a los sedimentos existentes, como originados en períodos donde las condiciones climáticas eran diferentes de las actuales, los ríos tenían una mayor capacidad de transporte y una mayor capacidad erosiva, como surge de la observación de plataformas litorales que presentan valles sumergidos (pequeños cañones submarinos) en concordancia con desembocaduras de ríos efímeros. Estos cañones no son

Cuadro 6: Caudales calculados para las Terrazas IV, V y VI del Río Santa Cruz.

Nivel de Terraza	Ancho w (km)	Profundidad d (m)	Sección del canal A= d.w (m ²)	Perímetro Mojado P=2d+w (m)	Radio Hidráulico R=A/P (m)	Velocidad $V = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$ (m/s)	Caudal Q=V.A (m ³ /s)
IV	12	3,00	36. 10 ³	12. 10 ³	3	1,34	48.240
V	8	3,00	24. 10 ³	8. 10 ³	3	1,34	32.160
VI	5	3,00	15. 10 ³	5. 10 ³	3	1,34	20.100

tibles de labrar con las descargas fluviales actuales. Este aspecto indica la ausencia de erosión fluvial actual en correspondencia con un aumento de la erosión marina.

Actualmente, los ríos transportan sólo gravas pequeñas y material más fino, que queda atrapado en los estuarios, conformando extensas planicies de marea (caso de los ríos Coyle, Santa Cruz y Gallegos). Parte de esos sedimentos finos también migran en suspensión.

El aporte al área costera por colectores menores a partir de los depósitos originados por la gran actividad glaci-fluvial ocurrida durante el Pleistoceno, también cesó por el cambio climático y se limita a pequeños aportes por remoción en masa. Los espesores de gravas de este origen y presentes sobre los afloramientos a lo largo de la costa, son mucho menores que los aportados por los ríos principales, como se evidencia por los espesores de aluvio de las planicies aluviales y terrazas glaci-fluviales.

Los valores de caudal obtenidos, considerados para períodos de inundación, resultan grandes si se los compara con los valores actuales. A pesar de su gran magnitud, fueron calculados a partir de datos, donde a las variables se adjudicaron valores bajos. La pendiente media elegida es baja respecto a ciertos tramos de mayor inclinación e incluso no se consideró la mayor pendiente de los ríos en los momentos de crecida.

La profundidad elegida en un episodio de inundación queda justificada por las alturas de albardones presentes en las terrazas. En episodios de inundación la profundidad media resulta mayor si se considera la existencia de los canales activos además de la planicie de inundación.

Las ecuaciones usadas para el cálculo de transporte de sedimentos producen resultados expeditivos y para el cálculo de detalle existen gran cantidad de ecuaciones que intentan explicar el fenómeno. Entre ellas se destacan las ecuaciones de DuBoys (1879), Shields (1936), Einstein (1942, 1950) y Bagnold (1956, 1966). En este análisis cabe destacar que todas esas ecuaciones fueron desarrolladas para explicar un fenómeno en determinadas condiciones de contorno y que fuera de esas condiciones específicas los resultados son dudosos (Perillo 1991).

Algunos de los caudales considerados, tomados de EVARSA (1997) son para estaciones de aforo alejadas de la costa y no se corresponden con los verdaderos caudales presentes en áreas costeras, en algunos casos nulos. Tal es el caso de los ríos Coyle y Deseado durante gran parte del año.

El cálculo de sedimentos aportados por un río y distribuido a lo largo de la costa da un valor enorme respecto

al largo de la costa argentina, además de corresponder a un solo río y su valle actual. Haciendo el cálculo para los valles correspondientes a las demás terrazas glaci-fluviales del Pleistoceno, tomando espesores de aluvio de 20 m y anchos de valle que superan los 50 km, obtenemos volúmenes 40 veces mayores, para cada río.

Se estima que el cálculo es conservador porque a pesar que el cuerpo de las terrazas no está constituido por rodados y que los espesores de aluvio no son iguales a lo largo de cada valle considerado, el equivalente en volumen estimado puede haber circulado por el valle más de una vez.

Es evidente que esos sedimentos no se hallan en la faja costera actual. Las posibilidades de espesores menores de aluvio no alcanzan para suponer errores en el cálculo. Otra posibilidad, que es la optada, es suponer que ese gran volumen de sedimentos se halla en el área de plataforma. Debido a las variaciones del nivel del mar ocurridas en el Pleistoceno, cuyos registros indican niveles de unos 150 m más bajos respecto de los actuales (Guilderson *et al.* 2000), es de esperar la presencia de líneas de costa sumergidas con abundante material proveniente de los ríos durante esos períodos. Parte de esos depósitos fueron descritos en trabajos de geología marina, entre otros (Groeber 1952; Mouzo *et al.* 1978; Kokot *et al.* 1993). Vila (1982) describe la presencia de sedimentos terrígenos en la plataforma continental argentina.

El carácter de margen pasivo y el tipo de litología, condicionan la existencia de una ancha plataforma continental en el sur del océano Atlántico. Groeber (1952) explica la génesis, y divide la plataforma en gradas o escalones, dispuestos entre el talud continental y la costa actual. Las mejor desarrolladas se hallan a los 185 m, 129/139 m, a los -85/90 m y a los -30/40 m y los escalones indican líneas de costa sumergidas representadas por acantilados que permiten reconocer estadios, e indican distintas transgresiones ocurridas durante el Cuaternario. La evolución de la plataforma argentina, como las de otras regiones, se relaciona con oscilaciones del nivel del mar ocurridas a partir de las glaciaciones (Parker *et al.* 1997).

La concordancia de estos niveles con otros encontrados en las plataformas de otros continentes y la concordancia de cañones encontrados en esos niveles, permite inferir que se trata de niveles morfológicos correspondientes a estadios correspondientes al nivel del mar estable. La validez del modelo se refuerza por la presencia de un relieve sumergido que correspondía a antiguas líneas de costa, hoy sumergidas.

Curry (1969) estudió el origen, procesos sedimentarios e historia del Cuaternario de las plataformas continentales, mencionando la presencia de sedimentos aportados por los ríos al ámbito de plataforma. Emery (1968) estimó que el 70% de la superficie de las plataformas continentales del mundo está cubierta con sedimentos relictos, indicando que eran de origen continental. Algunas plataformas, tales como la costa oriental de Estados Unidos están cubiertas enteramente por sedimentos relictos, porque los fangos de los ríos son atrapados en los estuarios. En tanto las arenas relictas de las plataformas son movidas, redistribuidas y retrabajadas pero no se relacionan en este momento con la actual línea de costa.

La superficie de plataforma presenta irregularidades producidas en el pasado por episodios de erosión y acumulación, similares a los actualmente vigentes en áreas costeras, y evidenciados por acantilados marinos y formas de acumulación de variada composición granulométrica: cordones litorales y sistemas de albuferas entre otras.

La presencia de cañones submarinos en plataforma se adjudica a la erosión fluvial previa al ascenso postglacial del nivel del mar, que nos revela no sólo dicho ascenso, sino también la capacidad erosiva de esos ríos. La presencia de dichos cañones fue mencionada por varios autores (entre ellos Vila 1982 y Codignotto 1990). Algunos cañones también puede adjudicarse a la presencia de artesas sumergidas, tal como ocurre en el canal de Beagle y el estrecho de Magallanes (véase Isla y Schnack 1986) y es posible la existencia de verdaderos valles de falla y también los originados por remoción en masa tal como los descritos en Shepard (1973) para el hemisferio norte.

Conclusiones

1. Los caudales actualmente disponibles en los principales ríos patagónicos, hacen inviable el transporte de gravas presentes en las planicies aluviales, por lo tanto las mismas tienen un carácter relictico.

2. La falta de aporte de gravas por parte de los ríos actuales, indica que las formas de acreción presentes en la faja litoral, y constituidas por esa fracción clástica, corresponden a formas remanentes. La condición de formación de esos depósitos se presentó en períodos, donde los caudales imperantes eran mayores y estaban en relación con los tamaños de cauce, reconocidos en los sistemas de terrazas glaciafluviales.

3. La composición arenosa de las playas patagónicas resulta principalmente, de la erosión de rocas del Terciario, aporte eólico y en menor medida del aporte glaciafluvial, mientras que las constituidas por gravas provienen mayormente de sedimentos glaciafluviales.

4. Las principales áreas de acreción marina están relacionadas con la existencia de desembocaduras actuales y pretéritas de ríos. Estos ríos quedaron desajustados principalmente por causas climáticas. La presencia de glaciares en correspondencia con el área costera actual, al sur de Río Gallegos, también colaboró en el aporte clástico al sector.

5. Las variaciones del nivel del mar ocurridas en el Pleistoceno, cuyos registros indican niveles de unos 150 m por debajo de los actuales, permiten suponer la existencia de grandes depósitos en la plataforma, correspondientes a líneas de costa sumergidas relacionadas a los ríos pretéritos.

6. La presencia de pequeños cañones en el área costera, en continuidad con cauces de ríos efímeros de baja capacidad erosiva, indican un cambio climático asociado a un cambio en el nivel del mar.

Agradecimientos

Se agradece al Dr Ing Pujol del Departamento de Hidráulica de la Facultad de Ingeniería de la UBA y al Dr. Jorge Codignotto, la lectura crítica y las valiosas sugerencias aportadas para este trabajo.

El presente trabajo fue parcialmente subvencionado por el subsidio UBACYT X050, PIP-CONICET Res. N° 285 y ANPCyT en el marco del Programa de Modernización Tecnológica, Contrato Préstamo BID 1201/OC-AR.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural*. 3(10): 343-428.
- Auer, V., 1959. The Pleistocene of Fuego - Patagonia. Part 3: Shorelines displacements. *Serie A. III Geologica-Geographica* 60: 1-247.
- Bagnold, R.A., 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. *Transactions of the Royal Society of London, A* 249 (964): 235-297. Londres.
- Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geological Survey. Professional Paper* 422-I, 37 p.
- Bértola, G. y Morosi, M., 1997. Caracterización textural de depósitos de ambientes de marea de la Bahía Samborombón. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 4(1): 1-13. Buenos Aires.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio Agricultura, Dirección. General Minas y Geología. Publicación 95, 150 p.
- Chow, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*. Mc Graw Hill. 680 p, New York.
- 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, Universidad de Buenos Aires, 76 p., 24 láminas (Inédito).
- 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., 1991. Inversión del contorno costanero, *Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar '91*, Actas, 16-19. Puerto Madryn.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54°S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(1): 44-88, Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., y Weiler, N.E., 1980. Evolución morfodinámica del sector costanero comprendido entre Punta Laberinto e Isla Olga, Provincia de Buenos Aires. *Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense. Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires. Resúmenes: 35-45*. Mar del Plata.

- Consejo Federal de Inversiones, 1962. Recursos Hidráulicos Superficiales. Consejo Federal de Inversiones. Serie Evaluación de los Recursos Naturales de la Argentina IV. Volumen I, 459 pp., Buenos Aires.
- Curry, J.R., 1969. History of Continental Shelves. In: STANLEY, D.J.. The New Concepts of Continental Margin Sedimentation. American Geological Institute, JC-VI: 1-18.
- del Valle M.C. y Kokot, R.R., 1998. Geomorfología y Aspectos Ambientales del área de Puerto Santa Cruz, Argentina. Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica. I: 346. Buenos Aires.
- DuBoys, M.P., 1879. Le Rhone et les Riveires a Lit affouillable. Annales des Ponts et Chaussées, 5(18): 141-195.
- Einstein, H.A., 1942. Formulas for the transportation of bed-load. Transactions ASCE, 107: 651-573.
- Einstein, H.A., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. USDA Technical Bulletin 1026, 70 pp., Washington DC.
- Emery, K.O., 1968. Relict sediments on continental shelves of world. American Association of Petroleum Geologists, 52: 445-464.
- Everts, C.H., 1991. Seacliff retreat and coarse sediment yields in southern California, Coastal Sediments '91, American Society Civil Engineers: 1586-1598.
- Evarsa, 1997. Estadística Hidrológica 1997. Subsecretaría de Recursos Hídricos. I y II: 735 pp., Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. 3: 431 pp.
- Ferrari Bono B.V., 1990. La potencialidad del agua. Ciencia Hoy. 2(7): 54-67.
- Groeber, P., 1952. Glacial, Tardío y Post Glacial en Patagonia. Rev. del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata. 1: 79-103. Municipio de General Pueyrredón. Mar del Plata.
- Guilderson, T.P., Burckle, L., Hemming, S. y Peltier, W.R., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 1, Paper Number 2000GC000098.
- Gulliver, F.P., 1899. Shoreline Topography. Proceedings of the American Academy of Arts & Sciences. 34(8): 151-258.
- Gustavson, T.C., 1978. Bedforms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. Sedimentology, 25: 401-426.
- Hjulström, F., 1935. Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by River Fyris. Bulletin of Geological Institution of Uppsala, 25: 221-528, Uppsala.
- Hjulström, F., 1939. Transportation of detritus by moving water. In: Trask, P.D., ed., Recent Marine Sediments. American Association of Petroleum Geologists, 5-31 pp.
- Iriondo, M., 1980. Esquema evolutivo del Delta del Paraná durante el Holoceno. Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense. Resúmenes. 74-88, Mar del Plata.
- Iantanos, N., Estrada E. e Isla, F. (2002). Formas mareales de la Ría del Deseado, Santa Cruz. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 9(1): 43-52.
- Isla, F.I., 1994. Evolución comparada de bahías de la península Mitre, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3): 197-205.
- Johnson, D.W., 1919. Shore Processes and Shoreline Development. John Wiley & Sons, Inc. New York. 584 pp.
- Kellett, D.H., 1995. Atlas of Coastal Geomorphology and Zonality. Special Issue N° 13. The Coastal Education & Research Foundation, Florida. 286 pp.
- Kokot, R.R., 1999. Cambio climático y evolución costera en Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 2 vol. 254 pp., (inédito).
- Kokot, R.R., y del Valle, M.C., 1998. Geomorfología del área de Puerto Coig. Santa Cruz, Argentina. Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 347, Buenos Aires.
- Kokot, R.R. y Otero, M., 1999. Factores Ambientales y de Riesgo Geológico en el Área Costera de Puerto Quequén, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, 13: 87-100.
- Kokot, R.R., Monti, A.A.J. y Codignotto, J.O. 1993. Islas de barrera sumergidas y geoformas asociadas frente a Bahía Anegada, provincia de Buenos Aires. Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar 93, Resumen, 184, Puerto Madryn.
- Kokot, R.R., del Valle, M.C. y Codignotto, J.O., 1996. Aspectos ambientales y Riesgo Geológico Costero en zonas urbanas del Golfo San Jorge. Actas de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, 10: 169-186.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. y Miller, J.P., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman and Company. 522 pp., San Francisco.
- Middleton, G.V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. Journal of Geology, 84: 405-426.
- Monti, A.J.A., 1997. Morfodinámica y ciclicidad de acreción en el Holoceno Costero. Chubut, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 160 pp., (inédito).
- Mouzo, F.H., Garza, M.L., Izquierdo, J.F. y Zibecchi R.O., 1978. Rasgos de la Geología Submarina del Golfo Nuevo (Chubut). Acta Oceanographica Argentina, 2(1): 69-91.
- Perillo, G.M.E., 1991. Curso de Actualización sobre Dinámica de Transporte de Sedimentos. Asociación Geológica Argentina. 127 pp.
- Parker, G., Paterlini, C.M. y Violante, R.A., 1997. El Fondo Marino. En: El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros, INIDEP, Mar del Plata, 1: 65-87.
- Pirazzoli, P.A., 1996. Sea level changes: the last 20.000 years. John Wiley & Sons Ltd. 211 pp.
- Rabassa, J. y Clapperton, C.M., 1990. Quaternary Glaciations on the Southern Andes. Quaternary Science Reviews, 9: 153-174.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, 549 p. Berlin-Heidelberg-New York.
- Shepard, F.P., 1973 Submarine Geology. (3rd Ed.).Harper & Row. 517 pp., New York.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung Preuss. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau., 26 pp., Berlin.
- Spalletti, L.A e Isla, F.I., 2003. Características y evolución del delta del Río Colorado «Colú-Leuvú», provincia de Buenos Aires, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 10(1): 23-37.
- Sunamura, T., 1976. Feedback relationship in wave erosion of laboratory rocky coast. Journal of Geology, 84: 427-437.
- Sunamura, T., 1977. A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of waves. Journal of Geology, 85: 613-618.
- Sundborg, A., 1956. The river Klarälven; A study of fluvial processes. Geografisker Annaler, 38: 125-316, Estocolmo.
- Sundborg, A., 1967. Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I General views and graphic methods. Geografisker Annaler, 49: 333-343.
- Strickler, A., 1923. Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauheitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. Mitteilungen, des eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft, 16 pp., Berna.
- Vila, F., 1982. Geomorfología y Minerales de los Fondos Marinos. Centro Naval. Instituto de Publicaciones Navales, 47 pp., Buenos Aires.
- Weiler, N.E., 1983. Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 392-404.
- Windhausen, A., 1925. Apuntes sobre el Sistema Hidrográfico del Río Senguerr (Patagonia). GAEA, 1(3): 144-164, Buenos Aires.
- Zenkovich, V.P., 1967. Processes of Coastal Development. Oliver & Boyd, 738 pp., Edinburgh.

Recibido: 25 de mayo, 2003

Aceptado: 10 de octubre, 2004