

ESPIGAS INDICADORAS DE PROVENIENCIA DE OLAS EN LA COSTA ARGENTINA

Roberto R. KOKOT¹

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales-Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires-CONICET, Buenos Aires. E-mail: rkokot@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Se estudian tres de las espigas de barrera más grandes de la Argentina, con el objeto de determinar la relación entre la configuración de contorno costero y dinámica litoral imperante. Las geoformas estudiadas son la espiga de Cabo San Antonio de edad mayor a los 5.800 años AP, la espiga norte de caleta Valdés con una edad máxima de aproximadamente 5.700 años AP y la espiga El Páramo de bahía San Sebastián con una edad inferida de depósitos cercanos de aproximadamente 6000 años AP. La orientación respecto al contorno costero de las tres espigas permite establecer la relación entre geoformas y dinámica litoral, obteniéndose la dirección predominante de olas que les dieron origen. Asimismo, se tienen en cuenta las posibles consecuencias por la modificación o erosión de estas geoformas, que traería aparejado la desaparición de ambientes costeros de gran valor ecológico e incluso la inmersión de algunos sectores adyacentes; tal como ocurriría en Caleta Valdés.

Palabras clave: *Espigas, proveniencia de olas, Argentina.*

ABSTRACT: *Spit as indicators of waves provenance in the coast of Argentina.* Three of the biggest barrier spits of Argentina are studied in order to determine the relationship between the coastal planform and littoral dynamics. The studied landforms are the spit of Cabo San Antonio of an age of the 5800 years BP, the north spit of Caleta Valdés with a maximum age of approximately 5700 years BP and El Páramo spit of San Sebastián bay with an inferred age of approximately 6000 years BP. The orientation regarding the coastal planform of the three spits, allows to establish the relationship between landforms and coastal dynamics, being obtained the predominant waves that gave origin to them. Also the possible consequences for the modification or erosion of these landforms, that they would take to the disappearance of coastal environments of significant ecological value and the submergence of some adjacent areas; just as it would happen in Caleta Valdés.

Keywords: *Spits, waves source, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

Los ambientes litorales de gran riqueza biológica e importante producción primaria, tales como las planicies de marea y marismas, se encuentran protegidos de la acción de olas por la existencia de espigas de barrera. La permanencia de estos ambientes está en muchos casos en relación directa con la existencia de estas espigas, ya que su desaparición haría que los ambientes protegidos, fueran inmediatamente erosionados por olas, anulándose las condiciones favorables que los hacían posibles. En la costa argentina, las espigas más notables por su tamaño son las ubicadas en Cabo San Antonio (prov. de Buenos Aires), Península Villarino (prov. de Río Negro), Caleta Valdés (prov. del Chubut) y Bahía San Sebastián (prov. de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur).

La forma y orientación de estas espigas está casi siempre determinada por el clima de olas local y especialmente por la relación olas-contorno costero, aún tratándose de formas relictas. La orientación de una espiga respecto a la orientación general de la costa, permite determinar la proveniencia de las olas que la originaron. Zenkovich (1967) desarrolló este concepto al estudiar las espigas del Mar de Azov, mientras que Kokot (1995, 1997) desarrolló una fórmula que permite relacionar incidencia de olas y contorno costero.

La persistencia de estas espigas y de los ambientes asociados está en relación con la disponibilidad clásica y la continuidad en el clima de olas imperante, a su vez en relación con los centros de alta presión ubicados en el océano Atlántico. Estudios climáticos, entre otros Minetti y Vargas (1983) y Alessandro (2008), explican la va-

riabilidad en la posición de dichos centros, y de afirmarse alguna situación diferente a la actual, llevará irremediamente a la reorientación o destrucción de las espigas mencionadas.

Otros elementos influyen en la orientación de una espiga, tales como la pendiente de fondo, granometría, disponibilidad de sedimentos, y suma de aportes, pero el ángulo de incidencia de olas es un factor preponderante en la orientación de estas geoformas (Zenkovich 1967).

MARCO GEOLÓGICO - GEOMORFOLOGÍA

Las espigas estudiadas son las de Punta Médanos-Punta Rasa ubicada en el Cabo San Antonio (Buenos Aires), Caleta Valdés (Chubut) y El Páramo (Tierra del Fuego) (Fig. 1).

Cabo San Antonio

La localidad está situada en el NE de la provincia de Buenos Aires (Figs. 1 y 2) y pertenece a la provincia geológica Cuenca del Salado (Braccacini 1972) y a la provincia geomorfológica de la Pampa Deprimida (Frenguelli 1950). La espiga, desarrollada entre Punta Médanos y Punta Rasa tiene un ancho variable entre 10 y 15 km y está constituida por cordones litorales arenosos con fósiles marinos, cuya altura media es de unos 5 m sobre el nivel del mar. Toda el área se originó a partir de la última transgresión holocena (Dangavs 1983) y habría crecido a partir de un cabo existente al sur de Punta Médanos (Violante 1988). Codignotto y Aguirre (1993) estudiaron la evolución de este territorio e indican edades de hasta 5.810 años AP. Mazzoni y Spaletti (1978) a través de estudios sedimentológicos determinan que la dirección de transporte litoral es hacia el norte.

Según Servicio de Hidrografía Naval (2006), en el área las mareas son mixtas y preponderantemente semidiurnas con una amplitud media entre los 0,69 m y 0,80 m, dependiendo de la localidad estudiada. Lanfredi *et al.* (1992) dieron valores medios de altura de ola para Mar de Ajó y Punta Médanos, de 0,68 m y 1,15 m y alturas máximas de 1,31 m y 4,10 m respectivamente.

Esta espiga es compuesta de acuerdo al criterio de Johnson (1919), con su sector proximal adherido al paleocabo próximo a Punta Médanos, y el distal, representado por proyecciones territoriales en forma de gancho en Punta Rasa. El área está parcialmente cubierta por dunas y centros urbanos que dificultan la observación de algunas de las geoformas aquí descritas.

Al sur de Punta Médanos, la costa tiene orientación NE, mientras que entre Punta Médanos y Punta Rasa, se orienta hacia el norte.

Caleta Valdés

La Caleta Valdés se halla ubicada en Península Valdés, provincia del Chubut, (Figs. 1 y 3). El extremo nordeste de la península está constituido por una faja costera de aproximadamente 50 km de extensión caracterizada por la presencia de gravas dis-



Figura 1: Mapa de ubicación.

coidales y proladas de volcanitas, tamaño medio de 10 cm con escasa matriz arenosa (Kokot *et al.* 2005). La caleta es una albufera de anchura variable, de comunicación restringida con el mar que limita al norte con Punta Norte y al sur con Punta Cantor. Está conectada con el mar abierto por medio de un estrecho de marea situado en su extremo meridional, que actualmente tiene menos de 100 m de ancho. Conformando esta albufera una espiga de barrera de aproximadamente 33 km de longitud, paralela a la línea de costa y con su extremo libre en el sur.

Los datos climáticos indican que los vientos más fuertes provienen del sudoeste, pero que también son importantes los del N, SE y ESE. Estos vientos producen mares encrespados, especialmente cuando soplan en sentido opuesto a las corrientes. El área se ubica en una zona semidesértica perteneciente a la estepa patagónica, donde las lluvias son escasas y alcanzan sólo 150 mm al año.

El área de estudio comprende tres sectores:

La espiga norte, de una anchura promedio de 200 m, constituida por cordones litorales holocenos, de una edad máxima de unos 5.700 años AP (Codignotto y Kokot 1988). Hacia el oeste un sector de aproximadamente 10 km de largo, ubicado entre 15 y 20 m sobre el nivel del mar, constituido por cordones litorales pleistocenos. (Codignotto 1983, Fasano *et al.* 1983) Al sur de la albufera afloran sedimentitas terciarias de la Formación Puerto Madryn (Haller 1979), constituyendo acantilados activos. Monti (1997) caracterizó la secuencia deposicional holocena.

En el NE de península Valdés existe un grupo de cordones litorales dispuestos en dirección NO que cambian de orientación disponiéndose con dirección N.

Las mareas, según el Servicio de Hidrografía Naval (2006), son semidiurnas con una amplitud media de 3,08 m. Las corrientes de marea son paralelas a la costa, excepto en Punta Norte donde en flujo es hacia el NNO y en reflujos es hacia el SSE. Pousa *et al.* (1995) obtienen para la locali-

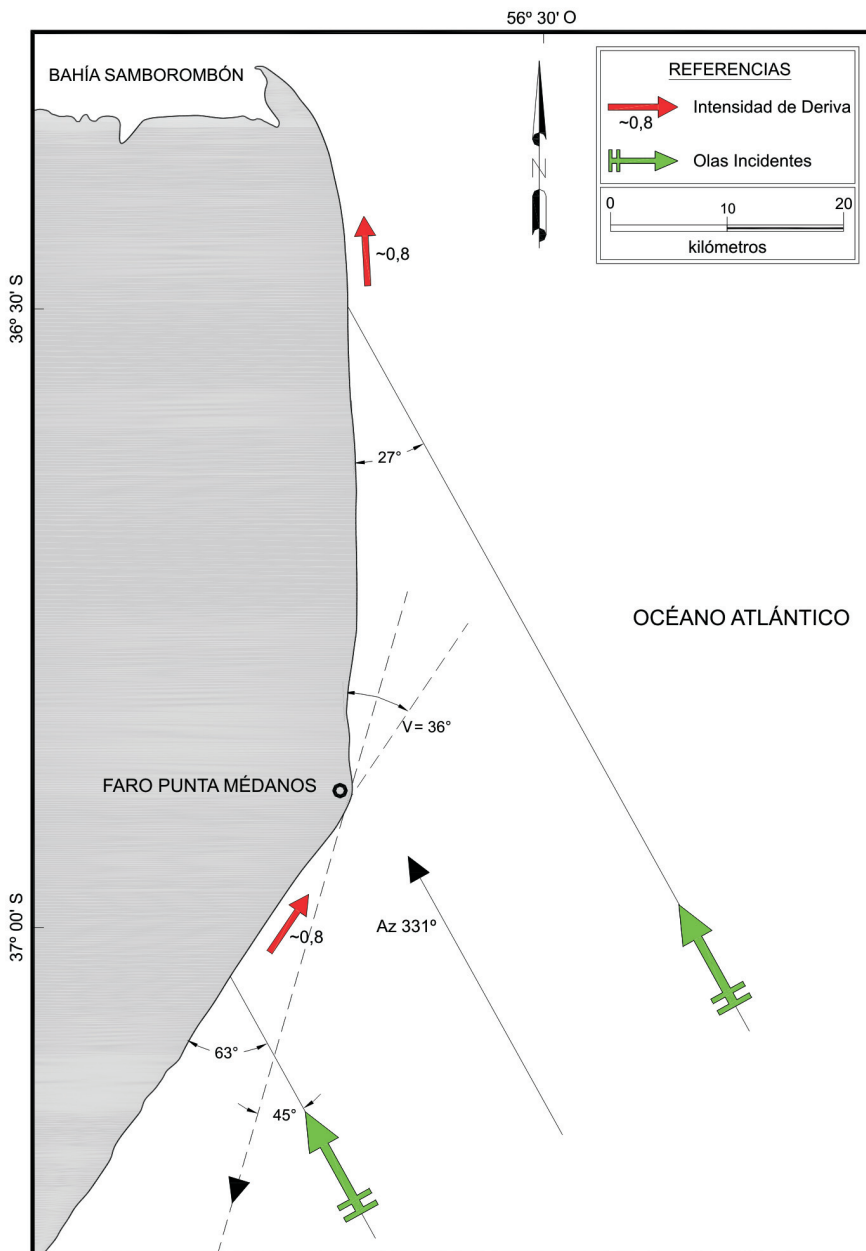


Figura 2: Relación olas/contorno en Cabo San Antonio. Modificado de Kokot (1997).

dad de Rawson, ubicada a unos 80 km al sur, alturas significativas de ola de 2 metros.

Bahía San Sebastián

La bahía San Sebastián (Figs. 1y 4) está limitada al norte por acantilados que alcanzan los 80 m de altura sometidos a una intensa erosión, que se hallan entre Cabo Espíritu Santo y Cabo Nombre. Aflora el *Drift* Tapera Sur (Codignotto y Malumián 1981), y la Formación Cullen (Petersen y Methol 1948, Codignotto y Malumián 1981)

constituida por depósitos limo arenosos. Según Codignotto (1990) la bahía de San Sebastián corresponde a un anterior valle glaciario formado en el Pleistoceno e invadido por el mar durante la última transgresión holocena.

El régimen de mareas es semidiurno y de rango macromareal, alcanzando los 6,60 m en Bahía San Sebastián. Las corrientes de flujo y reflujo alcanzan velocidades de dos nudos en las direcciones NO (Servicio de Hidrografía Naval 2006).

Según Bujalesky (2007) el clima de olas es benigno debido a la dominancia de vientos del oeste, la frecuencia de olas mayores a 3,5 m es muy baja y el 20% de las olas fueron menores a 1 m a lo largo de un año. Desde cabo Nombre y hasta Punta de Arenas se desarrolla una espiga denominada El Páramo. Según Bujalesky (2007) las gravas que la conforman provienen en su mayor parte de la erosión de los acantilados ubicados al norte de la bahía.

En relación con la espiga se hallan ambientes protegidos del ataque de las olas, tales como cordones litorales, planicies de marea, marismas y planicies de marea elevadas, mencionadas como marismas inactivas (Ferreiro *et al.* 1987 e Isla *et al.* 1991, entre otros). En el área se halla un sistema de islas de barrera actual y otro inactivo descrito como una llanura de cheniers con topografía rítmica (Codignotto 1990, Vilas *et al.* 1987, 1999).

La espiga El Páramo tiene una longitud de unos 18 km. Su anchura varía de unos 200 m hasta los 1.200 m en la parte más ancha. Esta espiga está constituida por cordones litorales y en el sector norte se encuentran los más antiguos, que están adosados tangencialmente al paleoacantilado existente en el norte de la bahía, incidiendo oblicuamente en la actual costa atlántica. En el sector correspondiente a El Páramo se encuentra un grupo de cordones litorales con una orientación distinta, que muestra un segundo estadio en su evolución. En el sector distal de la espiga y sobre Punta de Arenas se observan dos grupos de cordones litorales que representan líneas de crecimiento, tanto del lado del océano como del lado de la bahía. Al igual que en el caso anterior, esta variación en la disposición de los cordones litorales refleja variaciones hidrodinámicas, evidenciando que la espiga es compleja, dado que el crecimiento se produjo como una espiga secundaria a partir de una espiga original conformando una espiga combinada (Kokot *et al.* 1988). Del análisis de los datos C14 se infiere que la espiga de bahía San Sebastián tendría una edad aproximada de poco más de 6.000 años AP (Vilas *et al.* 1999).

La espiga deja libre un sector de aproxi-

madamente 20 km por donde entran las olas a la bahía. Dentro de la bahía y debido a su gran tamaño y a los importantes vientos del oeste, especialmente en verano, se generan olas que originan deriva litoral S-N en el sector interno de la espiga. Las olas provenientes del este generan una corriente tipo vórtice en el sentido horario. Dentro de las direcciones en que provienen las olas que provocan deriva litoral N-S en la espiga, existe un campo dentro del cual aparte de producir este efecto, se produce deriva litoral a partir de cabo San Sebastián en dos sentidos opuestos (Kokot *et al.* 1988).

METODOLOGÍA

Zenkovich (1967) define flujo a lo largo de la costa como el movimiento de la masa de material desplazado a lo largo de la playa y de la playa sumergida por la acción de las olas y corrientes. Al valorar el flujo de material considera su capacidad que es la cantidad máxima de material que olas y corrientes son capaces de transportar a lo largo de un sector dado de costa, en un tiempo dado. El flujo depende de la energía y ángulo de incidencia de olas (α), que se aproxima a la costa en cualquier parte de la playa (anterior o sumergida). A una energía constante, la capacidad máxima del flujo corresponde cuando el paso de la ola respecto a la línea de costa toma un valor que denominamos $\alpha = \Phi$. El incremento o disminución de este ángulo significa una disminución en la capacidad del flujo. Según Zenkovich (1967), Inman y Bagnold (1963), Longuet-Higgins (1970) y Komar (1976), el valor de paso de ola que se corresponde con una máxima capacidad de flujo es $\alpha = 45^\circ$.

El estudio de la capacidad del flujo medio sobre un período largo, requiere la resultante de la energía del régimen de olas y su dirección.

Puede establecerse una cuantificación relativa de la deriva litoral, si se grafican los valores, ángulo de incidencia versus deriva litoral de acuerdo a las funciones $y = \text{sen} \alpha \cdot \cos \alpha$ (Inman y Bagnold 1963), ó $y = \text{sen} 2\alpha$ (Longuet-Higgins 1970), cuyo máximo corres-

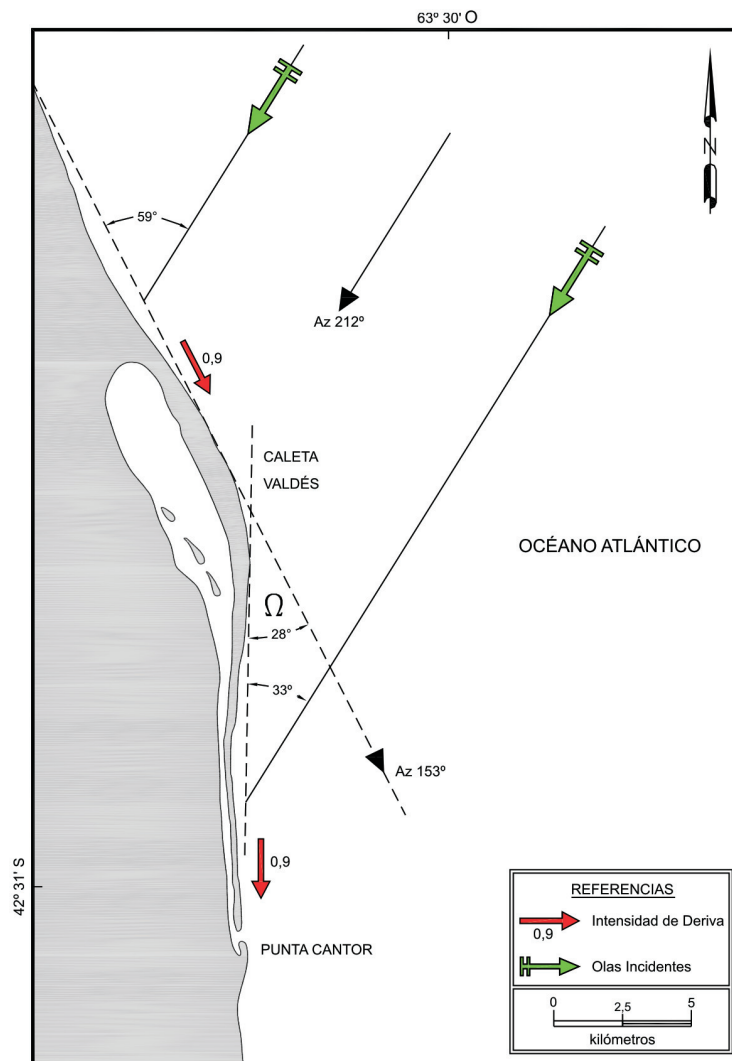


Figura 3: Relación olas/con-torno en Caleta Valdés.

ponde cuando $\alpha = 45^\circ$, con mínimos en 0° y 90° .

Kokot (1997), calculó los valores de la función según intervalos de 0,1 entre 0 y 1. Con este método se puede determinar el ángulo con que las "formas libres" de Zenkovich (1967), en este caso espigas, programarán en relación con la disposición de la costa original.

De acuerdo al objetivo de analizar el contorno costero (consecuente o final), se determinan las condiciones dinámicas que lo determinan. Para las espigas estudiadas es posible determinar su dirección de crecimiento, teniendo en cuenta la incidencia de olas. Para incidencia de olas sobre la ribera de $\alpha > 45^\circ$ y α distinto de 90° , de Kokot (1995, 1997) surge que el ángulo de crecimiento de una espiga es $\Omega = 2\alpha - 90^\circ$ (1),

siendo α el ángulo de incidencia de la ortogonal del tren de olas respecto de la línea de costa y Ω el ángulo que forma la dirección de la línea de costa de donde provienen los sedimentos, con la espiga resultante. Esta fórmula permite calcular el ángulo de crecimiento de una espiga conociendo el ángulo de incidencia del tren de olas sobre la línea de ribera.

Se estudiaron las tres espigas mencionadas cuya orientación se obtuvo a través del estudio de fotografías aéreas, imágenes satelitales y mapas del Instituto Geográfico Militar. Se utilizó el programa Global Mapper para estudiar un perfil costero.

RESULTADOS

Se reconstruyen las condiciones dinámicas

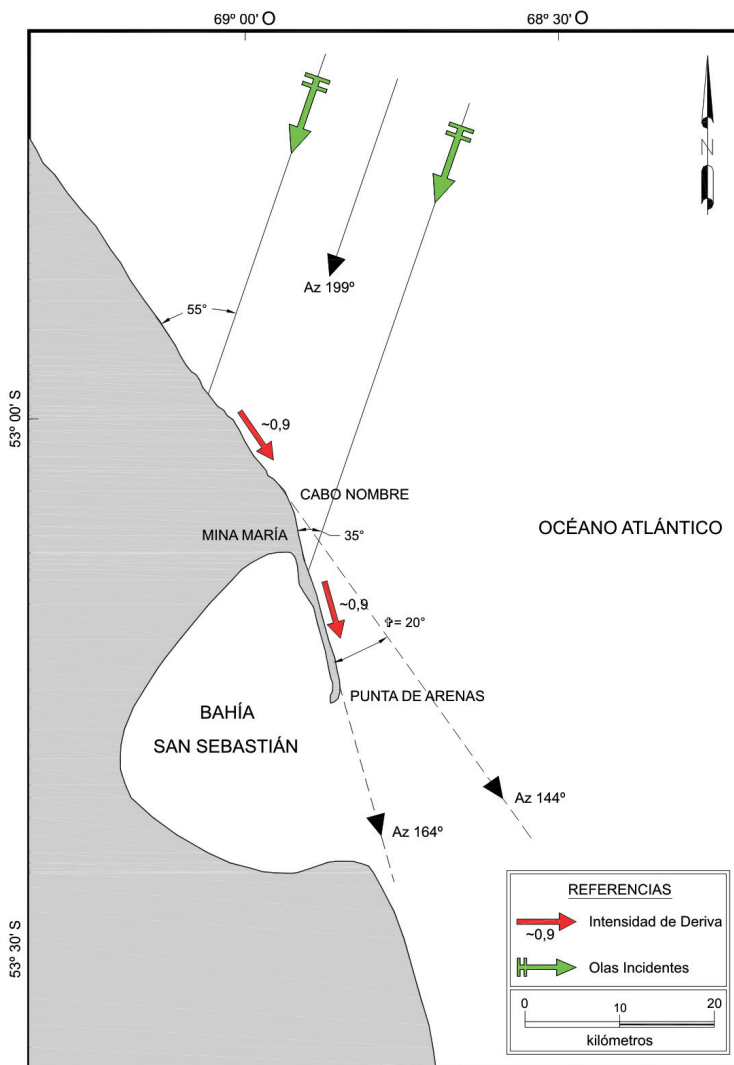


Figura 4: Relación olas/ contorno en Bahía San Sebastián.

que determinaron la presencia y orientación geográfica de las espigas Punta Rasa, Valdés y El Páramo.

La espiga de Punta Rasa se orienta según dirección Az 358°, para un observador mirando desde el sector proximal al distal (hacia Punta Rasa) (Fig. 2), y dado que la dirección de la línea de costa a partir de la cual proviene el material que luego deriva hacia el norte es SO-NE, tenemos un ejemplo de espiga que prograda desviándose de la dirección de la costa de la cual provienen los sedimentos que la constituyen. Una espiga crece siguiendo la dirección de la línea de costa de la cual proviene el sedimento cuando el ángulo de incidencia de la ortogonal de olas es $\alpha \leq 45^\circ$ (Zenkovich 1967). En este caso, la espiga progradó cambiando de dirección, por lo tanto se

trata del caso en el que $\alpha > 45^\circ$ y estará orientada en una dirección tal que las capacidades de flujo en los dos sectores donde inciden las olas sean iguales. De no ser así la geoforma se erosionaría o cambiaría de dirección de crecimiento. Las dos direcciones con igual capacidad de transporte litoral se pueden observar en la figura 2, y de:

$$\Omega = 2\alpha - 90^\circ \quad (1), \text{ resulta } \alpha = \frac{\Omega + 90^\circ}{2} \quad (2)$$

Para este caso $\Omega = 36^\circ$ (obtenido de la medición en imágenes satelitales), de (2) se obtiene: $\alpha = 63^\circ$ (que corresponde al ángulo de incidencia de las olas en el sector de costa ubicado al sur de Punta Médanos). Corresponde a olas provenientes del SSE, según Az 331° para la ortogonal de tren de olas incidentes (Kokot 1999). Esta con-

dición de deriva y transporte litoral en los segmentos de costa analizados es la estadística o resultante, y evidenciada por geoformas existentes. Esto no significa desconocer las múltiples direcciones de incidencia de olas posibles sobre dicha ribera. Por otra parte coincide con la estimación hecha por Lanfredi y Salvadores (1978), de acuerdo a Parker *et al.* (1978), que mediante métodos observacionales determinaron una dirección general de olas provenientes del sudeste, sin especificar un valor preciso. Del mismo modo, para la espiga norte de Caleta Valdés (Fig. 3), resulta $\Omega = 28^\circ$, y $\alpha = 59^\circ$, que corresponde a un tren de olas proveniente del NE, según Az 212° para la ortogonal de tren de olas incidentes. En Bahía San Sebastián (Fig. 4), resulta $\Omega = 20^\circ$, y $\alpha = 55^\circ$, que corresponde a un tren de olas proveniente del NNE, según Az 199° para la ortogonal de tren de olas incidentes.

En los tres ejemplos elegidos, se observa que cualquier otro sistema de olas incidente provoca erosión en algún tramo de la costa. La acumulación resultante surge del crecimiento de las espigas como efecto directo de la deriva litoral, y la progradación de la costa (hacia el mar) resulta de fenómenos *onshore/offshore*.

A partir de la evolución de estos modelos sedimentarios resulta importante considerar la posible segmentación o destrucción o de estas espigas.

La espiga de Punta Rasa ya se segmentó en su porción distal, conformando una nueva isla de barrera hacia la bahía Samborombón. En la figura 5 se observa la espiga aún no segmentada en 1994, ya segmentada en el año 2000, conformando una isla de barrera y la situación en 2009 mostrando la reorientación de la isla en relación con la bahía Samborombón. La espiga El Páramo está frecuentemente sometida a procesos de sobrelavado (Isla y Bujalesky 2000), que llevarían a segmentarla. La espiga Valdés sigue progradando hacia el sur (Kokot *et al.* 2005) y también sometida a procesos de sobrelavado, lo cual favorecerá la segmentación. Si por destrucción parcial de la espiga, se originan varios estrechos de marea o el actual se hace suficientemen-

te grande, cambiarían las amplitudes de marea y el nivel relativo del mar dentro de la laguna costera. Según Johnson (1912) el nivel del mar en bahías semicerradas por barreras disminuye respecto a la situación previa a la formación de la barrera. Con la actual barrera se generó una situación de falsa emersión en el área costera interna de la caleta, evidenciada por la presencia de un acantilado inactivo. Si la barrera se destruyese, estos acantilados inactivos dejarían de serlo y la situación de falsa emersión desaparecería. En la figura 6 se muestra un perfil topográfico E-O ($42^{\circ}26'49,95''$ S), entre $63^{\circ}36'57,52''$ O y $63^{\circ}36'21,54''$ O, construido en base a datos de elevación digital SRTM, mostrando la situación de falsa emersión.

DISCUSIÓN

El método geomofológico utilizado permite resolver, de manera expeditiva, la resultante de los trenes de olas incidentes sobre la costa cuando se cuenta con la presencia de espigas derivadas hacia tierra, respecto a la orientación general de la ribera. Esta situación se cumple en los tres ejemplos elegidos.

Debe también tenerse en cuenta que al estudiar la evolución de cualquier sistema sedimentario, se deben analizar las respuestas a largo término de diversos factores que incluyen las variaciones del nivel del mar, los cambios en el aporte de sedimentos, la topografía predeposición, el ambiente tectónico y el régimen hidrográfico, donde la importancia de estos factores de control puede variar de un lugar a otro. El rango de mareas, la energía de olas, incidencia de olas/contorno costero expuesto son los factores que determinan la presencia, morfología y distribución de los depósitos en la costa. También debe considerarse que la distribución de los depósitos depende las potenciales áreas de aporte.

El método también fue aplicado en distintas localidades costeras de Brasil, considerando adecuado para estudios en gran escala, ya que se evita el ruido que podría producirse al incorporar otras variables (Bittencourt *et al.* 2000, 2005, 2007 y Siegle y

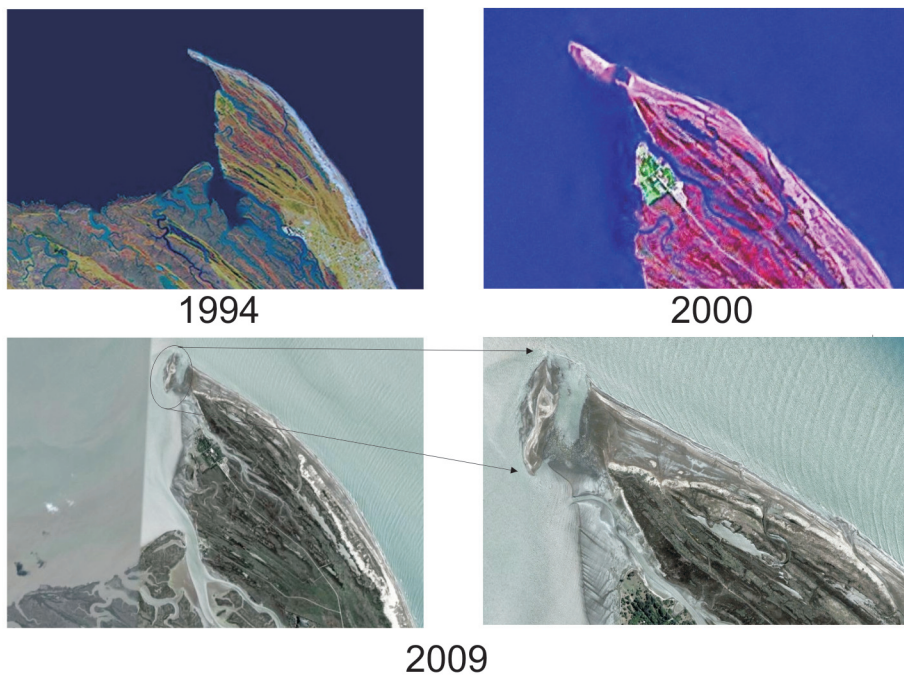


Figura 5: Evidencias de cambios morfológicos en Punta Rasa: Segmentación y formación de isla de barrera sobre la Bahía Samborombón. Comparación de imágenes satelitales 1994, 2000 y 2009.

Asp 2007).

El análisis de los casos precedentes, indica que las geoformas descritas se erosionarían si se interrumpe el aporte de sedimentos. Igualmente se presentaría una situación desfavorable si debido a variaciones en el clima cambiaran de posición los centros anticiclónicos y las áreas generadoras de olas, con el consiguiente arribo de las mismas, a las costas, con otro ángulo de incidencia. En los bordes anticiclónicos orientales de los continentes tiende a perturbarse el campo de la presión atmosférica a nivel del mar y generar una indefinición sobre la posición latitudinal (Minetti y Vargas 1983). En determinadas ocasiones se forma un sistema de depresión en el Océano Atlántico a los 40° S que desplaza hacia el norte el anticiclón del Atlántico, lo aleja al continente y lo debilita (Alessandro 2008).

Estas situaciones muestran que ante esta variabilidad climática, también cambian la intensidad y procedencia de olas que arriban a la costa. Esta variabilidad en la posición de los centros anticiclónicos, además del desplazamiento invierno-verano, ha sido una constante en los cambios climáticos ocurridos durante el Cuaternario y tienen íntima relación con la configuración de la

costa al modificar los patrones de circulación y la erosión y acumulación costera. En el período 1951-2000 hubo desplazamientos hacia el sur en el centro de alta presión del Atlántico sur (Escobar *et al.* 2003). Estos desplazamientos también podrían explicar la elevación del nivel del mar en algunas localidades (Barros *et al.* 2006).

La falsa emersión en el interior de la Caleta Valdés queda evidenciada morfológicamente por la presencia de un acantilado inactivo y por datos de mareas. Según Servicio de Hidrografía Naval (2006) los valores de pleamar de la Caleta Valdés son inferiores en 1,28 m y los de bajamar son inferiores en 0,58 m respecto al puerto patrón (Puerto Madryn). Esta diferencia se acentúa aún en lugares próximos como Punta Norte, donde la pleamar sobrepasa en 1,34 m a la de Caleta Valdés, mostrando la diferencia entre los valores de pleamar entre costa abierta y un sector semicerrado, en este caso por una espiga.

CONCLUSIONES

-Las espigas Punta Rasa, Valdés y El Páramo progredan en dirección tal que no sigan la dirección de la línea de costa de donde

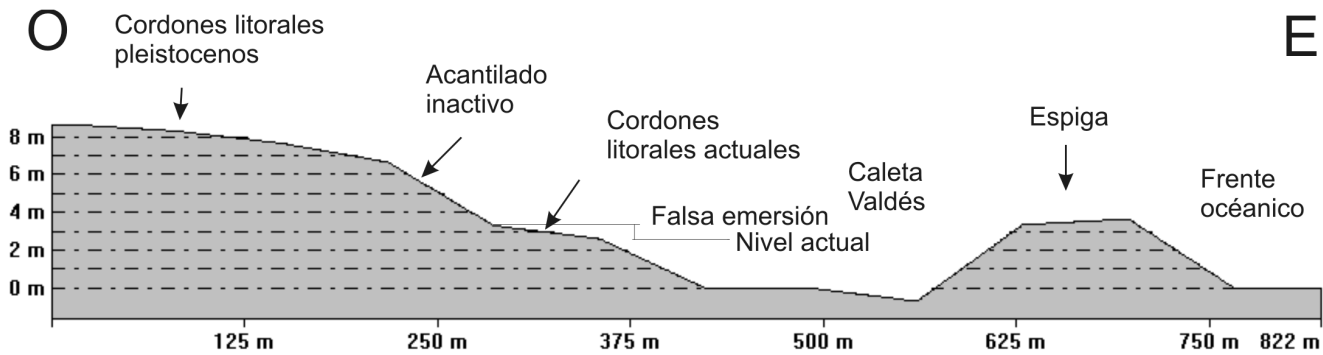


Figura 6: Perfil topográfico mostrando la situación de falsa emersión en Caleta Valdés.

proviene los sedimentos que la conforman (indicado por geoformas progradantes), permitiendo establecer la relación existente entre la dirección de crecimiento y dinámica actuante. Esta relación indica que las olas resultantes que dan origen a la espiga Punta Rasa provienen del sector del SSE, según azimut 151° . Las olas resultantes que dan origen a la espiga Valdés provienen del sector NE, según azimut 31° . Las olas resultantes que dan origen a la espiga de El Páramo provienen del sector NNE, según azimut 19° .

-Cualquier modificación, ya sea por disminución del aporte sedimentario, cambio de ubicación de los centros generadores de olas o mal manejo costero llevará a la destrucción de las espigas y ambientes asociados y en algunos casos, como el de caleta Valdés a un incremento en la erosión costera por falsa inmersión.

El sector interno de la Caleta Valdés presenta un efecto de falsa emersión, evidenciado morfológicamente por la presencia de un acantilado inactivo e hidrográficamente por diferencias en los valores de marea respecto a las costas abiertas.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue realizado en el marco del proyecto de investigación Ubacyt EX110. Se agradece al Dr. Federico Isla las correcciones y sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alessandro, A.P. 2008. Anomalías de circulación atmosférica en 500 y 1000 hpa asociada a la

sequía producida en la Argentina durante enero de 2003 a marzo de 2004 *Revista Brasileira de Meteorologia* 23(1): 12-29.

- Barros, V., Menéndez, A., Natenzon, C., Kokot, R.R., Codignotto, J.O., Re, M., Bronstein, P., Camilloni, I., Ludueña, S. y González, S. 2006. Climate Change Vulnerability to floods in the metropolitan region of Buenos Aires city. AIACC Working Paper No. 26. http://www.aiaccproject.org/working_papers/working_papers.html.
- Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L., Martin, L. y Silva, I. R. 2000. Patterns of sediment dispersion coastwise of the State of Bahia - Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 72: 271-287.
- Bittencourt, A.C.S.P. Dominguez, J.M.L., Martin, L. y Silva, I.R., 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large scale accumulative and erosive zones: an overview. *Marine Geology* 219: 219-234.
- Bittencourt A.C.S.P, Domínguez, J.M.L., Fontes, L.C. Sousa, D.L., Silva, I.R y Da Silva, F.R. 2007. Wave Refraction, River Damming, and Episodes of Severe Shoreline Erosion: The São Francisco River Mouth, Northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research* 23(4): 930-938.
- Braccacini, O.I. 1972. Cuenca del Salado. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 407-418, Córdoba.
- Bujalesky G.G. 2007. Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Geologica Acta* 5(4): 337-362.
- Codignotto, J.O. 1983. Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno - Holoceno en la costa fueguina patagónica. Simposio Internacional Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último hemicycle deglacial en la Argentina, Actas: 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* 54 (1-2): 19-16.

Codignotto, J.O. y Aguirre, M.L. 1993. Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology* 110, 163-175.

Codignotto, J.O. y Kokot, R.R. 1988. Evolución Holocena en Caleta Valdés, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(4): 474-481.

Codignotto, J. 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.

Dangavs, N.V. 1983. Geología del complejo lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38(2):161-174.

Escobar, G., Barros, V. y Camilloni, I. 2003. Desplazamiento del anticiclón subtropical del Atlántico Sur (The shift of the South Atlantic subtropical high). 10º Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, CD-ROM, La Habana.

Fasano, J., Isla, F. y Schnack, E. 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío - Holoceno: Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut). *International Symposium on Sea Level Fluctuations During the Last Deglacial Hemicycle in Argentina*, Actas: 24-47, Mar del Plata.

Ferrero, M., González Bonorino, G., Arche, A., Isla F., Vilas, F. 1987. La llanura intermareal de la Bahía San Sebastián, Isla Grande de la Tierra del Fuego, Argentina. 10º Congreso

- Geológico Argentino, Actas 1: 111-113, San Miguel de Tucumán.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. LEMIT 2, 33: 1-72, La Plata.
- Haller, M. 1979. Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut. República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 295-297. Neuquén.
- Inman, D.L. y Bagnold, R.A. 1963. Littoral processes. En Hill, M.N. (ed.) *The Sea*, 507-525, New York.
- Isla, F. I. y Bujalesky, G.G. 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach-ridge plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 170: 105-122.
- Isla, F., Vilas, F., Bujalesky, G., Ferrero, F., González Bonorino, G., Arche, A. 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego. *Marine Geology* 97: 211-224.
- Johnson, D.W. 1912. Fixité de la cote atlantique de l'Amérique du Nord. *Annales de Géographie* 21: 193-212.
- Johnson, D.W. 1919. *Shore Processes and Shoreline Development*. John Wiley & Sons, Inc., 584 p., New York.
- Kokot, R.R. 1995. Determinación y Cuantificación de la Deriva Litoral en la Costa Este de la provincia de Buenos Aires. Método Geomorfológico. *Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, Vol 9: 95-106.
- Kokot, R.R. 1997. Littoral Drift, Evolution and Management in Punta Médanos, Argentina. *Journal of Coastal Research* 13(1): 192-197.
- Kokot, R.R., 1999. Cambio climático y evolución costera en Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 329 p., Buenos Aires.
- Kokot, R.R., Marcomini, S.C. y Codignotto, J.O. 1988. Evolución Holocena en Espigas de Barrera; Caleta Valdés, Bahía San Sebastián. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur, 57-60. Paraná
- Kokot, R.R., Monti, A.A.J. y Codignotto, J.O. 2005. Morphology and short-term changes of the Caleta Valdés Barrier Spit, Argentina. *Journal of Coastal Research* 21(5): 1021-1030.
- Komar, P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, 429p., New Jersey.
- Lanfredi, N. y Salvadores, S. 1978, Estadística de observaciones visuales de olas y vientos - Mar de Ajó - Pinamar, 1976. Informe Técnico s/n. COPUAP - SIHN, (inédito), 16p., Buenos Aires.
- Lanfredi, N.W., Pousa, J.L., Mazio, C.A. y Dragani, W.C. 1992. Wave-power potential along the coast of the province of Buenos Aires. Argentina. *Energy* 17(11): 997-1006.
- Longuet-Higgins, M.S. 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves 1. *Journal of Geophysical Research*. 75: 6778-6789.
- Mazzoni, M. y Spaletti, L.A. 1978. Evaluación de procesos de transporte de arenas litorales bonaerenses a través de análisis texturales y mineralógicos *Acta Oceanographica Argentina* 2-1: 51-67.
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M. 1983: Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica - I Parte. *Meteorológica* 14(1-2): 645-656.
- Monti, A.J.A. 1997. Morfodinámica y ciclicidad de acreción en el Holoceno Costero. Chubut, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 160 p., Buenos Aires
- Parker, G., Perillo G.M.E., Violante R.A. 1978. Características geológicas de los bancos alineados (*linear shoals*) frente a Punta Médanos, Provincia de Buenos Aires. *Acta Oceanographica Argentina* 2(1): 11-49.
- Petersen, C.S. y Methol, E.J. 1948. Nota preliminar sobre rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3(4): 279-291.
- Pousa, J.L., Dragani, W.C., Mazio, C.A. y Lanfredi, N.W. 1995. La energía oceánica en el Atlántico sudoccidental. Posibilidades e impacto ambiental. *Thalassas*: 59-72.
- Servicio de Hidrografía Naval 2006. Tablas de Marea. Publicación H-610, Armada Argentina, 643 p., Buenos Aires.
- Siegle, E. y Asp, N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography* 55(2): 109-120.
- Vilas, F., Arche, A., González Bonorino, G., Isla, F., Ferrero, H. 1987. Sedimentación mareal en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 21-22: 253-260.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero M., e Isla, F. I. 1999. Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 160: 301-326.
- Violante, R.A. 1988. Geología de la "planicie costera" entre Villa Gesell y Faro Querandí, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédito), 221p., La Plata..
- Zenkovich, V.P. 1967. *Processes of Coastal Development*. Oliver & Boyd, 738 p., Edinburgh.

Recibido: 26 de junio, 2009

Aceptado: 12 de mayo, 2010