

## Depósitos eólicos de grano fino en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina

A. ARCHE<sup>(1)</sup>, F. VILAS<sup>(2)</sup>.

(1) Instituto Geología Económica, C.S.I.C., Fac. Geología, 28040 Madrid.

(2) Colegio Univ. Vigo, U. Santiago, Apto. 874, 36200 Vigo.

### RESUMEN

La acción del viento del W sobre los sedimentos supramareales de la Bahía de San Sebastián provoca una intensa deflacción que provoca el desarraigo de la vegetación y la aparición de depresiones de fondo plano, que son ocupadas por el agua durante los meses invernales. El resto del año las depresiones están secas, formándose profundas grietas de retracción y costras salinas que disgregan las arcillas y limos en pequeños fragmentos. El viento actúa sobre estos fragmentos formando acumulaciones eólicas a favor de la vegetación, bien como dunas asimétricas alargadas en sentido E-W o como dunas más o menos semiesféricas fijas. Su estructura interna es de pseudostratificación cruzada de surco, reflejo de las diferentes etapas de acumulación. Esta estructura interna desaparece en las formas más antiguas, homogeneizándose el depósito por acción del agua de lluvia que percola.

*Palabras clave:* Sedimentos supramareales. Deflacción. Retrabajamiento eólico. Tierra de Fuego.

### ABSTRACT

Supratidal sediments of the Bay of San Sebastian show a severe deflation by W winds. In a first stage, vegetation is uprooted and deflation hollows appear later on. These depressions are flooded during winter, but remain dry for most of the year developing deep dessication cracks and salt crusts that disaggregate the top of the sediments in small pieces. The wind picks up the fragments and form aeolian accumulations controlled by vegetation, either as longitudinal dunes trending E-W or semispheric dunes. Pseudo-trough cross stratification is the internal structure revealing successive growth stages. The oldest forms show a homogeneous internal structure due to the percolation of rain waters.

*Key words:* Supratidal sediments. Deflation. Aeolian reworking. Tierra de Fuego. Argentina.

### INTRODUCCIÓN

El área de la Bahía de San Sebastián se encuentra situada en el W de la parte argentina de la Isla Grande de Tierra del Fuego, formando parte del litoral atlántico de la misma, e inmediatamente al S del Canal de Magallanes, entre los 53° 20' y los 55° 00' de latitud S y los 68° 00' y 68° 40' de latitud W, referida al meridiano de Greenwich, (fig. 1).

La bahía tiene forma semicircular y las mareas oscilan entre los 2'8 y los 10'5 metros de rango según las épocas del año, según datos del Servicio Hidrográfico de la Marina. La precipitación media del área es de 300-310 litros por año, y el viento del W es dominante, superando los 60 km más de 200 días al año, y registrándose ráfagas de hasta 155 km/h ocasionalmente.

En la costa de la Bahía tiene lugar una activa sedimentación en una amplia llanura intermareal fangosa, de varios kilómetros de anchura, asociada a cheniers y playas, y surcada por canales mareales, sinuosos en su cabecera y rectilíneos en la parte inferior. La tasa de sedimentación es elevada y la llanura progresa activamente hacia el E, dando un área supramareal plana colonizada por una vegetación dominada por *Salicornia*, *Lepidophyllum* y diversas gramíneas (Vilas *et al.* en prensa), Codignotto y Malumian (1981).

### LAS LAGUNAS SECAS

La acción del viento sobre la llanura formada sobre los sedimentos inter y supramareales, es de intensa de-

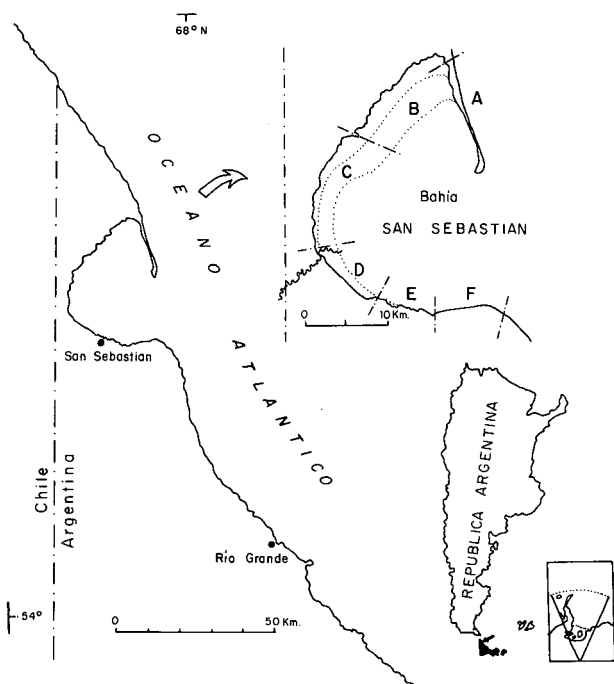


Figura 1.- Situación de la Bahía de San Sebastián, los depósitos eólicos se sitúan en los sectores B y C.

Figure 1.- Location of the Bay of San Sebastian. Aeolian deposits occur in sectors B and C.

flacción. En un primer estadio se produce socavación alrededor de los arbustos y hierbas, llegando a desarraigarse y morir las plantas, dejando áreas de algunos metros cuadrados, sin protección.

Al avanzar el proceso de deflacción se produce una depresión pequeña en estas áreas sin vegetación, pero suficiente para recoger agua durante la época lluviosa. Como el viento es fuerte y constante del W se produce oleaje que erosiona el borde E de la charca, y forma un pequeño acantilado, aún cuando el agua no permanezca en ellas más que algunos días en los meses de Julio y Agosto. En un estado más avanzado de evolución, la depresión se profundiza y alcanza el nivel freático, situado sólo a unos 2 a 2,5 m de profundidad. Cuando se alcanza este estadio se establece un equilibrio dinámico entre la deflacción y la fijación de los sedimentos por el agua subterránea, en un determinado nivel; a partir de entonces el borde E de la laguna migra rápidamente hacia el E, por erosión debida al oleaje en los momentos en que recibe lluvia, dado que no existe escorrentía superficial en el área, formándose un fondo casi totalmente plano. Esta nivelación por

acción del nivel freático ha sido ya descrita por otros autores (Bowler, 1986 y Torgensen, 1984).

La migración de las lagunas es rápida, aunque aún no cuantificada, y por coalescencia pueden llegar a dar formas de hasta 4 x 15 km (laguna Filaret p.e.). Su extensión es máxima al N de la Bahía de San Sebastián, cerca de la Estancia Cuyen, donde no existen más que depósitos mareales arcillosos y limosos, y se reduce al S de Cerro Redondo, donde la presencia de los cordones de cheniers, espaciados rítmicamente, oponen periódicamente un obstáculo no fácil de eliminar por mera acción eólica. En las cercanías de San Sebastián existen, a techo de los sedimentos mareales, cordones playeros de gravas y arenas contiguos unos a otro. En este área no se forman lagunas por ser imposible su erosión por deflacción (fig. 2).

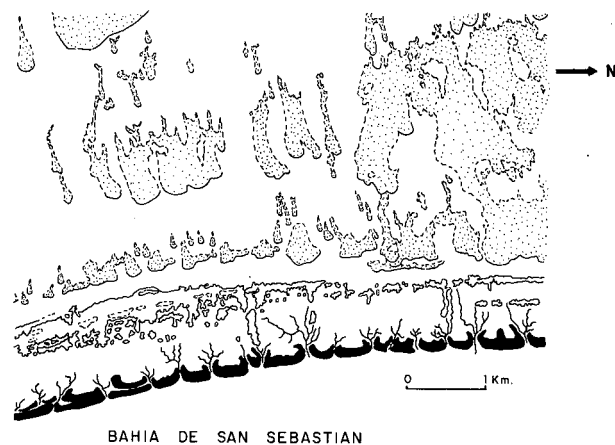


Figura 2.- Lagunas secas (en Punteado) y Cheniers en el sector C.

Figure 2.- Dry lakes (stippled areas) and cheniers in sector C.

## LOS DEPÓSITOS EÓLICOS

El fondo plano de las lagunas sólo está ocupado por el agua algunos días al año, por lo que se producen profundas grietas de retracción que cuarteán los sedimentos expuestos; éstos contienen, además, sales en sus aguas intersticiales, que son removilizadas por sucesivas disoluciones por el agua superficial dulce, y ascenso y evaporación de las aguas bajo el nivel freático en las épocas secas. La cristalización de estas sales, fun-

damentalmente halita, forman costras superficiales milimétricas. La presión de cristalización de estas eflorescencias rompe las arcillas y limos en pequeños fragmentos y prepara la superficie para la erosión eólica (Bowler, 1986).

Las costras salinas son pequeñas y no permanentes, por lo que no impiden la acción eólica, como sería el caso en condiciones aún más áridas.

La zona alterada superficial es atacada por el viento en la dilatada estación seca, arrancando fragmentos que ruedan por el fondo y se acaban dividiendo en dos fracciones: una, de tamaño limo-arcilla, que forma grandes nubes de polvo que se desplazan decenas de kilómetros y alcanzan frecuentemente el Océano Atlántico, y otra de fragmentos de 1-3 mm, de limo y arcilla endurecidos, que se acumulan tras cualquier obstácu-



Figura 3.- Dunas asociadas a plantas del género *Lepidophyllum*, alargadas según la dirección del viento predominante.

Figure 3.- Dunes associated to *Lepidophyllum* plants. Elongation parallel to the prevailing wind.

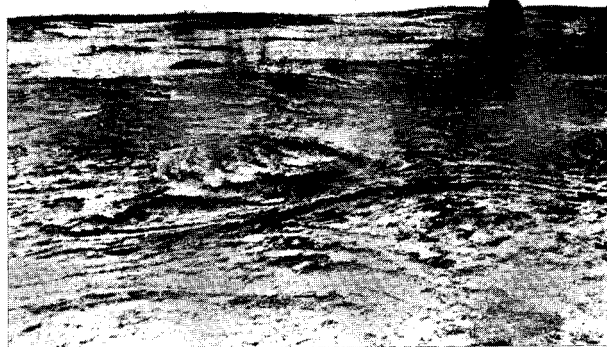


Figura 5.- Estructura interna de los depósitos eólicos mostrando la típica «pseudoestratificación cruzada de surco».

Figure 5.- Internal structure of the aeolian deposits showing the typical «pseudo-trough-crossbedding».

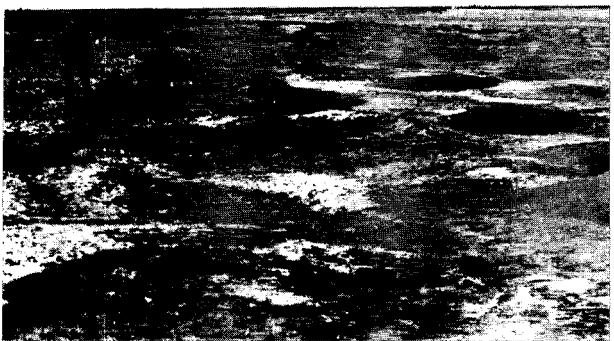


Figura 4.- Formas eólicas maduras en las que la vegetación causante de la acumulación original ha muerto.

Figure 4.- Mature aeolian forms with dead plants in surface.

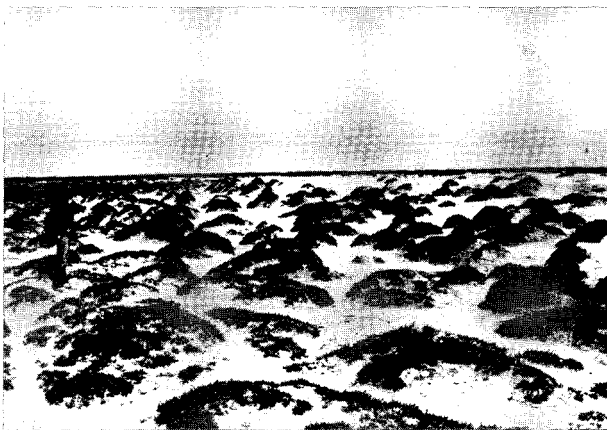


Figura 6.- Dunas semiesféricas formadas a favor de plantas del género *Sedum*.

Figure 6.- Semispheric dunes associated to *Sedum* plants.



Figura 7.- Materiales eólicos (oscuros) a techo de sedimentos mareales (claros). Obsérvense las grietas de desecación a techo de éstos últimos.

Figure 7.- Aeolian deposits (dark) lying on intertidal deposits (light). Observe prominent desiccation cracks in the later.

lo topográfico, el más frecuente plantas, formando dunas y campos de dunas de estos fragmentos.

Aunque la mayor parte del material transportado por el viento se acumula alrededor de plantas, existe otra zona de acumulación de sedimentos eólicos al pie de la orilla escarpada E de las lagunas, por un efecto de trampa del mismo.

Las dunas más frecuentes son formas alargadas, paralelas a la dirección predominante del viento (fig. 3) y asimétricas, que se forman a favor de plantas que deceleran el viento y provocan la deposición de los fragmentos de limo-arcilla entre su ramas y por delante de ellas. En sección transversal muestran una estructura interna convexa con pseudolaminaciones que corresponden a diferentes estadios de crecimiento de la duna. Las plantas reaccionan ante la acumulación de sedimentos creciendo en la vertical tan rápidamente como pueden, quedando los individuos de menor velocidad de crecimiento ahogados y muertos en el interior de la forma. En casos de acumulación rápida las plantas pueden desaparecer por completo en las formas maduras, que alcanzan 60 a 85 cm de altura y hasta 15 m de longitud (fig. 4).

Estas dunas raramente se encuentran aisladas, siendo mucho más frecuente que se asocien en extensos campos de formas conectadas lateralmente. La evolución de estos campos hace que unas se superpongan a

otras, dando niveles con «pseudoestratificación cruzada de surco», con láminas inclinadas con abundantes restos de vegetación, así como zonas más o menos planas intermedias de hasta 6 m de espesor. Esta estructura interna no es en realidad más que un reflejo de la geometría externa de las dunas durante sus diferentes etapas de crecimiento (fig. 5).

Otro tipo de dunas son formas más o menos ovaladas y esféricas, situadas siempre cerca de la orilla E de las lagunas, fijas por vegetación rastrera (*Sedum* sp.) de hasta 1 m de altura, que no migran lateralmente sino que sólo crecen en la vertical (fig. 6).

Por último existen mantos de material eólico sin geometría definida que se suelen situar por delante de campos de dunas de uno u otro tipo.

La asociación de las diferentes formas de acumulación eólica de fragmentos de limo y arcilla produce, a techo de complejo mareal, una capa de origen eólico de 3 a 6 m de espesor (fig. 7).

Es importante resaltar que tras estos procesos la parte superior (supramareal y techo de la intermareal) desaparece por erosión, siendo sustituido por sedimentos eólicos.

En un estadio aún más avanzado de evolución, formada ya la capa de origen eólico, la percolación de agua de lluvia provoca la desagregación de los fragmentos de limo y arcilla, desapareciendo toda estructura interna y adquiriendo los sedimentos aspecto masivo; pasado este estadio, es imposible reconocer el origen eólico de estos sedimentos, por lo que aún existiendo con toda probabilidad en el registro fósil, sería prácticamente imposible identificarlos. Quizás lo único que se conserve son algunas de las laminaciones de la «pseudoestratificación cruzada».

Estos depósitos carecen de restos de origen biológicos excepto fragmentos de vegetales carbonizados y algunos huesos de vertebrados terrestres tales como guanacos, ovejas y caballos, que habitan el área.

## COMPARACIÓN CON OTRAS ÁREAS

Las acumulaciones de material arcilloso por procesos eólicos fueron descritos por Hills (1940) en Australia, bajo el nombre de «lunettes», asociados a las orillas a sotavento de lagos efímeros. Price y Korniker (1961) y Price (1963) describen una serie de ejemplos en Texas, U.S.A., fijando su origen en la desintegración de capas de arcillas en lagunas secas situadas en áreas semiáridas por acción de la desecación en la tem-

porada seca y desagregación posterior de los fragmentos por el crecimiento de cristales de sales. También describen las «lunettes» como las formas más comunes, siendo barjanas y dunas transversas mucho menos frecuentes.

Otros ejemplos han sido descritos por Boulaine (1954) y Coque (1962) en Argelia y Túnez, producidas por un proceso similar de desecación de la superficie de lagunas al descender entre 15 y 45 cm el nivel freático en la temporada seca. La vegetación halofítica de las orillas atrapa los fragmentos y comienza el crecimiento de las dunas. Así mismo Tricart (1954a) y Tricart (1954b) encuentra dunas arcillosas en ambientes costeros de Senegal y Mauritania, produciéndose en ambas áreas la deflacción y crecimiento de las dunas en la época seca invernal.

Bowler (1973) describe en amplitud la formación y características de las dunas de arcilla, especialmente los ejemplos de los lagos pluviales de Australia.

Los depósitos de Tierra del Fuego tienen un origen similar, pero no adquieren la morfología arqueada de las «lunettes» debido probablemente a la rápida migración de las orillas de las lagunas por erosión, lo que no da tiempo suficiente para la acumulación de grandes formas.

Otro factor que puede influir a la no formación de grandes dunas es la abundante formación de rocío, aunque las lluvias sean escasas, que impide la migración de los fragmentos a grandes distancias, al ser absorbido higroscópicamente por las arcillas y las sales que contienen y recuperar su plasticidad y cohesión en capas superficiales de 2 a 4 mm.

Los ejemplos revisados por Bowler (1973) se sitúan en áreas semi-áridas de temperaturas medias elevadas (24°6' a 28°7') y con precipitaciones variables entre 325 y 1.400 mm anuales. La región de Tierra del Fuego es completamente diferente, mucho más fría y seca, pero la constante acción de vientos moderados y fuertes y la larga temporada sin precipitaciones permite la rotura y arrastre de la capa superficial de sedimentos. Quizás sea una situación comparable a la reconstruida para la última época glacial-pluvial (- 15.000 años) para algunos ejemplos australianos por Dury (1973), en la que el descenso de la temperatura se acompañó de una drástica reducción de las precipitaciones en el área.

La orientación de los lagos y su desplazamiento lateral por acción de un viento predominante ha sido citada por Livinstone (1954) y Reeves (1966), pero el control del viento es mucho más claro y la migración de las orillas mucho más rápida en los ejemplos de Tierra del Fuego.

Otro caso interesante es el descrito por Neal y Motts (1967). A favor de grietas de desecación, diversas plantas freatofitas alcanzan el nivel freático y crecen con cierta rapidez, formándose a su alrededor una elevación por entrapamiento de fragmentos arcillosos. Este tipo de acumulación podría ser similar a algunas de las dunas semiesféricas observadas en Tierra del Fuego, pero la similitud no pasa de ser morfológica en el actual estado de nuestros conocimientos sobre la génesis de estas formas.

#### AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer ante todo a los organismos C.S.I.C. (España) y CONICET (Argentina) el haber hecho posible este trabajo mediante su Proyecto Cooperativo de colaboración para investigaciones en Tierra del Fuego. A la C.A.I.C.Y.T. al vincularse el proyecto 1378/82 a dicho convenio permitiendo el desplazamiento de los investigadores españoles. Al Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) y al Museo Territorial de Tierra del Fuego, especialmente a sus directores respectivos, Dr. D. Jorge Rabassa y D. Oscar Zanola por su apoyo y múltiples facilidades prestadas. También agradecemos la ayuda en el terreno de personal de la Gendarmería Nacional, Policía y Escuela de San Sebastián, cuya ayuda constante permitió la realización de las campañas de campo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- BOULAIN, J., 1954: La sebkha de Ben Ziane et sa Lunette ou bourrelet. *Rev. Geomorph. Dyn.*, 5: 102-123.
- BOWLER, J.M., 1973: Clay dunes: Their occurrence, formation and environmental significance. *Earth Sci. Rev.*, 9: 315-338.
- BOWLER, J.M., 1986: Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: Analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 54: 21-41.
- CODIGNOTTO, J.O. y MALUMIAN, N., 1981: Geología de la región al N del paralelo 54° S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 36: 44-88.
- COQUE, R., 1962: La Tunisie presaharienne. Étude géomorphologique. Armand Colin. 476 pp.
- DURY, G.H., 1973: Paleohydrologic implications of some pluvial lakes in Northwestern New South Wales, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3663-3676.
- HILLS, E.S., 1940: The lunette, a new landform of aeolian origin. *Austr. Geogr.*, 3: 1-7.
- LIVINGSTON, D.A., 1954: On the orientation of lake basins, *Am. J. Sci.*, 252: 547-554.
- NEAL, J.T. y MOTTS, W.S., 1967: Recent geomorphic changes in Playas of Western United States. *J. Geol.*, 75: 511-525.
- PRICE, W.A., 1963: Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. *J. Sed. Petrol.*, 33: 766-788.
- PRICE, W.A. y KORNIKER, L.S., 1961: Marine and lagoonal deposits in clay dunes, Gulf Coast, Texas. *J. Sed. Petrol.*, 31: 245-255.

- REEVES, C.C., 1966: Pluvial Lake basins of West Texas. *J. Geol.*, 74: 269-281.
- TORGERSEN, T., 1984: Wind effects on water loss in playa lakes. *J. Hydr.*, 74: 137-149.
- TRICART, J., 1954, a: Une forme de relief climatique: les sebkhas. *Rev. Geomorph. Dyn.*, 5: 97-101.
- TRICART, J., 1954, b: Influence des sols salés sur la déflaction éolienne en Basse Mauritanie et dans le Delta du Senegal. *Rev. Geogr. Dyn.*, 5: 124-132.
- VILAS, F., ARCHE, A., BONORINO, G.G. e ISLA, I., 1986: Sedimentación mareal en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *XI Congreso Esp. Sed.*, (en prensa).