

Características, origen y cronología de los cordones dunares de la playa de Santo Domingo, Región de Valparaíso, Chile

Roland Paskoff

Departamento de Geografía, Universidad Lyon 2, C.P. 11, 69676 Bron Cedex, Francia
rpaskoff@club-internet.fr

Hermann Manríquez

Instituto Geográfico Militar, Nueva Nueva Santa Isabel 1640, Santiago, Chile

Lucía Cuitiño

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago, Chile
lcuitino@semageomin.cl

Robert Petiot

Departamento de Geografía, Universidad Lyon 2, C.P. 11, 69676 Bron Cedex, Francia

RESUMEN

Los cordones dunares de la playa de Santo Domingo en Chile central materializan etapas en la progradación de la línea de costa durante el Holoceno hasta la época histórica, como lo sugieren dataciones absolutas, usando el método ^{14}C . Sus arenas negras derivan de cenizas volcánicas. Estas formas eólicas se relacionan, probablemente, con pulsos sedimentarios espasmódicos vinculados con la actividad episódica del volcán Tinguiririca localizado aguas arriba en la cuenca del río Rapel. Acciones antrópicas pueden explicar la desestabilización de los cordones más antiguos y la formación de dunas parabólicas transgresivas a partir de ellos.

Palabras claves: Cordones dunares litorales, Progradación de la línea costera, Holoceno, Chile.

ABSTRACT

Character, origin, and chronology of foredunes, Santo Domingo beach, Valparaíso Region, Chile. Foredunes of Santo Domingo beach in central Chile represent steps of a prograding coastline in Holocene time up to the historical period, as suggested by ^{14}C absolute datings. They are made of black sands which derive from volcanic ashes. These aeolian forms are probably linked with spasmodic sedimentary flows related to the episodic activity of Tinguiririca volcano located upstream in the watershed of the Rapel river. Human action may account for the disestabilization of the oldest foredunes and the formation of transgressive parabolic dunes.

Key words: Foredunes, Prograding coastline, Holocene, Chile.

INTRODUCCION

Inmediatamente detrás de la playa que se extiende al sur de Santo Domingo ($33^{\circ}40'S$), en Chile central, se desarrolla una secuencia notable de

cordones dunares paralelos, de varios kilómetros de largo, constituidos por arenas negras y separados entre sí por depresiones alargadas (Fig. 1).

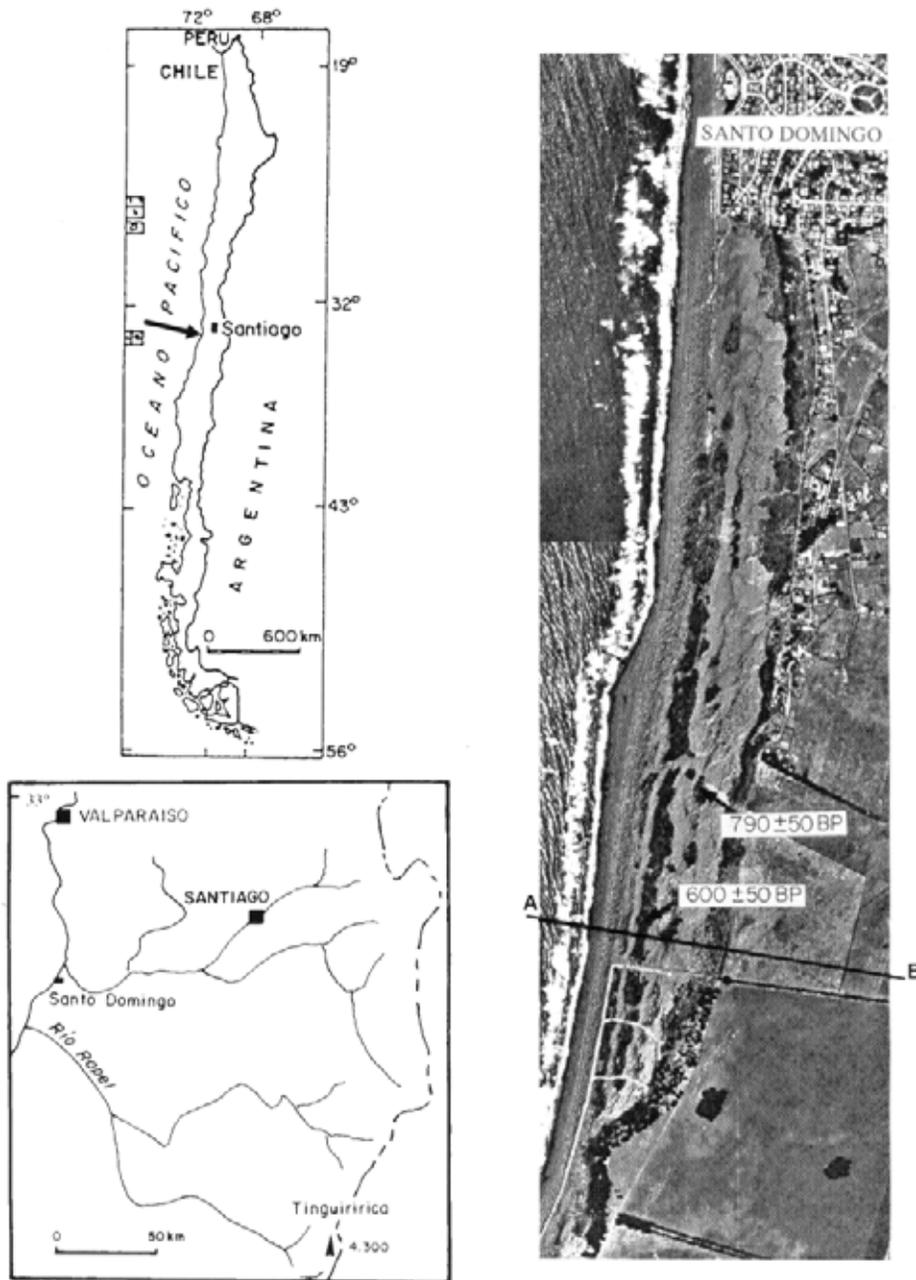


FIG. 1. Ubicación del área de estudio y fotografía aérea vertical (SAF 92, escala 1:20.000) de la playa de Santo Domingo y de sus cordones dunares. Localización de los lugares donde se recolectaron las muestras de *Mesodesma donacium* datadas por el método del ^{14}C , cuyas edades convencionales se indican en la fotografía. Mayor información acerca de las edades ^{14}C en la tabla 1. La línea AB indica la ubicación del perfil representado en la figura 2.

Estas dunas descansan sobre una terraza litoral baja que alcanza 400 m en su ancho mayor y que termina abruptamente a 5-7 m s.n.m., al pie de un acantilado de ca. 50 m de alto.

Se cuenta con datos acerca de la geomorfología y de la vegetación de estos cordones dunares que materializan etapas en la progradación de la línea costera durante el Holoceno (Berasaluze, 1987;

Araya, 1989; Caldichoury, 1990; Vargas, 1990). La presente nota tiene como objetivo esencial caracterizar la sedimentología de estas formas eólicas así como explicar su formación, insistiendo en su evolución dentro de un marco cronológico para lo cual se han conseguido por primera vez dataciones absolutas.

MORFOLOGIA DEL SISTEMA DUNAR

Saliendo de la playa hacia el este, una transecta muestra la existencia de una serie de cordones arenosos que representan distintas generaciones de dunas (Fig. 2).

El primer cordón (1), muy continuo, que tiene una altura del orden de 3 ó 4 m en promedio, corresponde a la anteduna viva, asociada a la playa actual. Ocasionalmente puede ser acantilada por el oleaje cuando se producen bravezas y marejadas, pero se reconstituye normalmente en los periodos de buen tiempo por acumulación eólica de arena acarreada desde la playa. Presenta un modelado monticular característico que se debe a la existencia de corredores de deflación, de 1 a 1,5 m de profundidad, orientados en el sentido de los vientos predominantes en dirección, fuerza y frecuencia que son los del suroeste (Berasaluze, 1987). Las especies vegetales características de este primer cordón dunario y que explican su existencia son *Ambrosia chamissonis* y *Carpobrotus aequilaterus*. Desempeñan un papel esencial en la acumulación de arena abastecida por la playa.

Separado del primero por una depresión estrecha y discontinua, el segundo cordón (2) tiene características parecidas, pero es unos pocos metros más alto y más profundamente afectado por corredores de deflación a partir de los cuales se forman lenguas alargadas de arena móvil (Fig. 3). Aquí también, se reconoce la presencia de *Ambrosia chamissonis* y *Carpobrotus aequilaterus*, pero dominan *Baccharis concava* y *Poa* sp. Tanto en el primer cordón como en el segundo, se puede estimar la tasa de cobertura entre 40 y 60% (Caldichoury, 1990).

Una depresión de 50 a 60 m de ancho se interpone entre el segundo cordón y el tercero (3). En su fondo húmedo, cuya altura debe corresponder al nivel de la alta playa actual, se observan depósitos de rodados volcánicos, con un desgaste típicamente marino, mezclados con arena y abun-

dantes conchas de moluscos litorales, especialmente *Mesodesma donacium*. La composición florística muestra un predominio de *Juncus* sp. y *Lupinus arboreus*. El cordón que sigue (3), a diferencia de los anteriores, sobrepasa los 10 m de altura. Aparece deformado sobre todo por una serie de profundas cubetas de deflación de tipo 'blow out', a partir de las cuales nacen dunas vivas de forma parabólica que tienen tendencia a invadir la depresión interdunaria que viene después. Los montículos remanentes están colonizados por *Baccharis concava* y *Poa* sp. mientras que en las arenas volantes se encuentran ejemplares aislados de *Ambrosia chamissonis* y de *Carpobrotus aequilaterus* (Caldichoury, 1990).

La depresión entre los cordones dunares 3 y 4 (Fig. 4) es más estrecha que la anterior - su ancho promedio es del orden de los 20 m - y discontinua ya que aparece localmente interrumpida por las dunas parabólicas que provienen del cordón 3. Bastante húmeda, tiene una vegetación densa, con una tasa de cobertura cercana a los 100% (Caldichoury, 1990) y variada (géneros *Juncus*, *Galega*, *Baccharis*, *Solanum*, *Lupinus*, *Conyza*). A pesar de haber sido muy trastornado por la excavación de numerosas cubetas de deflación, el cordón 4 todavía puede identificarse. Las dunas parabólicas que nacen de él con tendencia a agruparse hacen desaparecer casi por completo la depresión que lo separa del cordón 5. De hecho, este último ya no existe más como tal. A partir de aquí, se extiende un verdadero campo de dunas parabólicas, desprovistas de vegetación, con un eje transversal suroeste-noreste, transgresivas y trepadoras. Ellas sepultan la mayor parte del acantilado que separa la terraza litoral baja de una terraza más alta, también de origen marino, cubierta por una capa de arenas eólicas de edad pleistocénica.

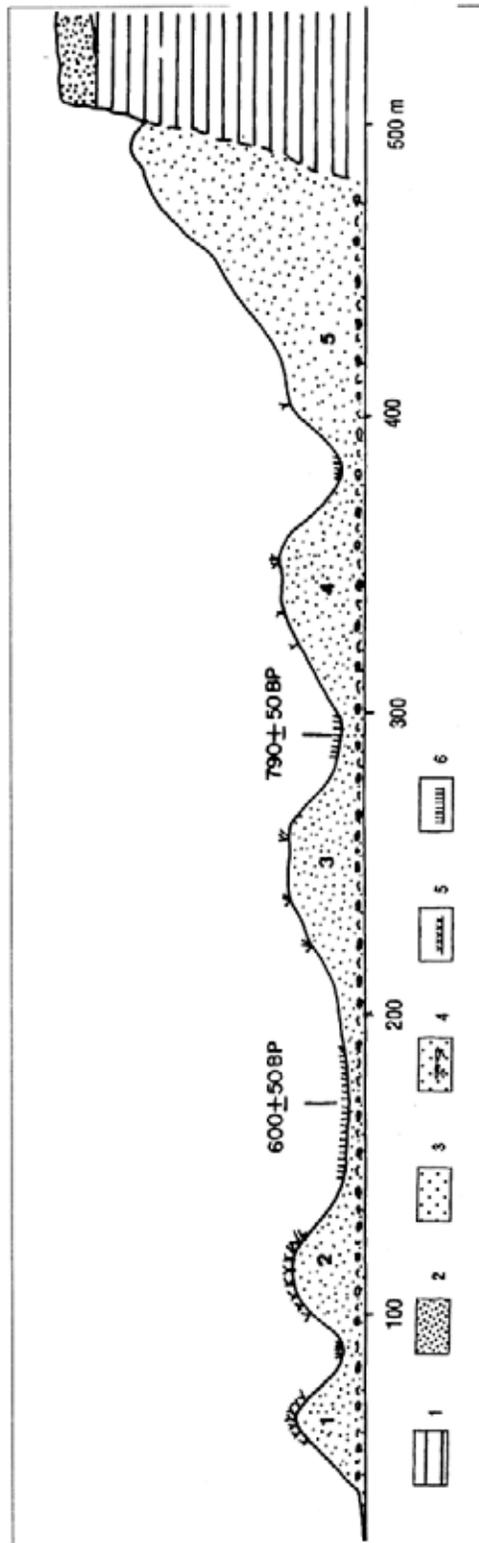


FIG. 2. Perfil esquemático a través los cordones dunares de la playa de Santo Domingo. 1- areniscas de la Formación Navidad (Neógeno); 2- arenas eólicas pleistocénicas; 3- arena de los cordones dunares; 4- depósitos de playa con rodados; 5- vegetación psamófila; 6- vegetación de depresiones húmedas.



FIG. 3. La fotografía (vista hacia el sur) muestra el cordón dunar 1 que se caracteriza por su continuidad y el cordón 2 deformado por corredores de deflación con orientación SW-NE.



FIG. 4. La fotografía muestra (vista hacia el norte) cubetas de deflación abiertas en el cordón dunar 3 y dunas parabólicas transgresivas que nacen del cordón 4.

SEDIMENTOLOGIA Y PETROGRAFIA DE LAS ARENAS

Se realizaron análisis de calcimetría, granulometría y morfoscopía así como estudios petrográficos en muestras de arena para caracterizar los cordones dunares y precisar el origen de los sedimentos que los constituyen.

Llama la atención la ausencia total de carbonato de calcio en las arenas que carecen de elementos bioclásticos. Las curvas granulométricas (Fig. 5) muestran que predominan los granos de tamaño medio a fino (mediana del orden de 0.2 mm). La

clasificación es excelente: curvas en forma de sigma; S_o equivalente a 1,2. Prácticamente no se notan diferencias significativas entre las curvas que representan las arenas de la playa (muestras O_1 y O_2) y las que se refieren a las arenas de los cordones dunares (muestras 1, 2, 3, 4 y 5). Tampoco se observa una diferencia clara entre esas curvas y la correspondiente a las arenas eólicas pleistocénicas que cubren la terraza litoral alta cortada por el acantilado. El estudio morfosκόpicó de los granos de cuarzo de un tamaño comprendido entre 0,31 y 0,20 mm (Fig. 6) revela que la gran mayoría de ellos (entre 78 y 96%) presenta bordes netamente angulosos, sin desgaste alguno por

acción del mar o del viento. En cambio, las arenas eólicas pleistocénicas de la terraza litoral alta muestran una mezcla de granos sin desgaste (45%) y de granos con un aspecto subredondeado y brillante (52%).

El estudio petrográfico tenía como objetivo determinar el origen de las arenas que constituyen la playa de Santo Domingo. Se analizaron muestras de arena tomadas en esta playa y, cerca de las desembocaduras de los ríos Maipo y Rapel, cursos de agua que llegan al mar en las vecindades de la playa de Santo Domingo. Los resultados muestran un parentesco claro entre el material de esta playa y los sedimentos acarreados por el río Rapel,

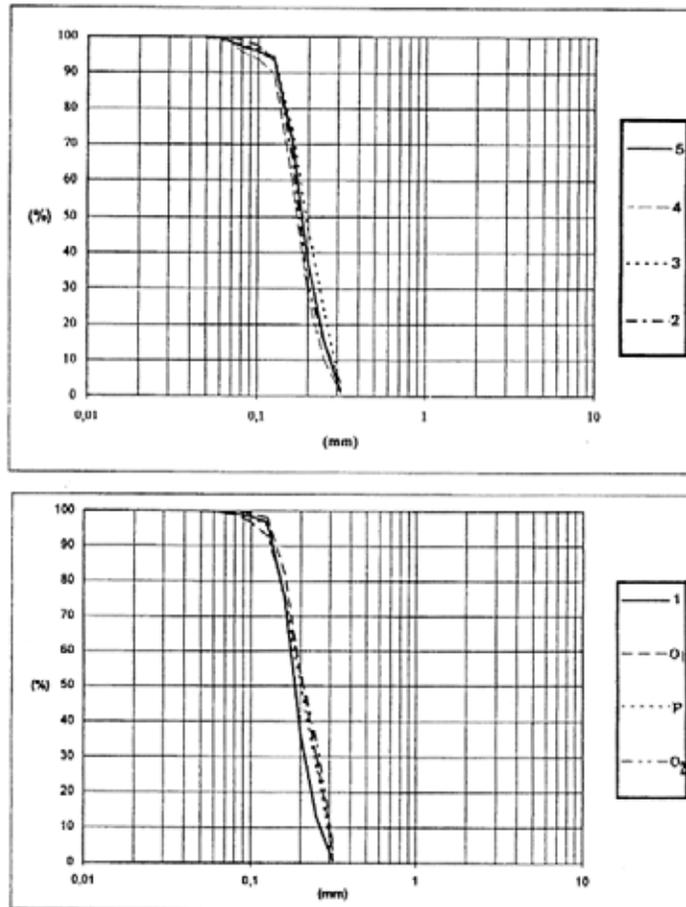


FIG. 5. Curvas granulométricas de muestras de arena recolectadas en el sector de la playa de Santo Domingo. O_1 y O_2 : arena de playa. 1- arena del cordón dunar 1; 2- arena del cordón dunar 2; 3- arena del cordón dunar 3; 4- arena del cordón dunar 4; 5- arena del cordón dunar 5; P- arena eólica pleistocénica.

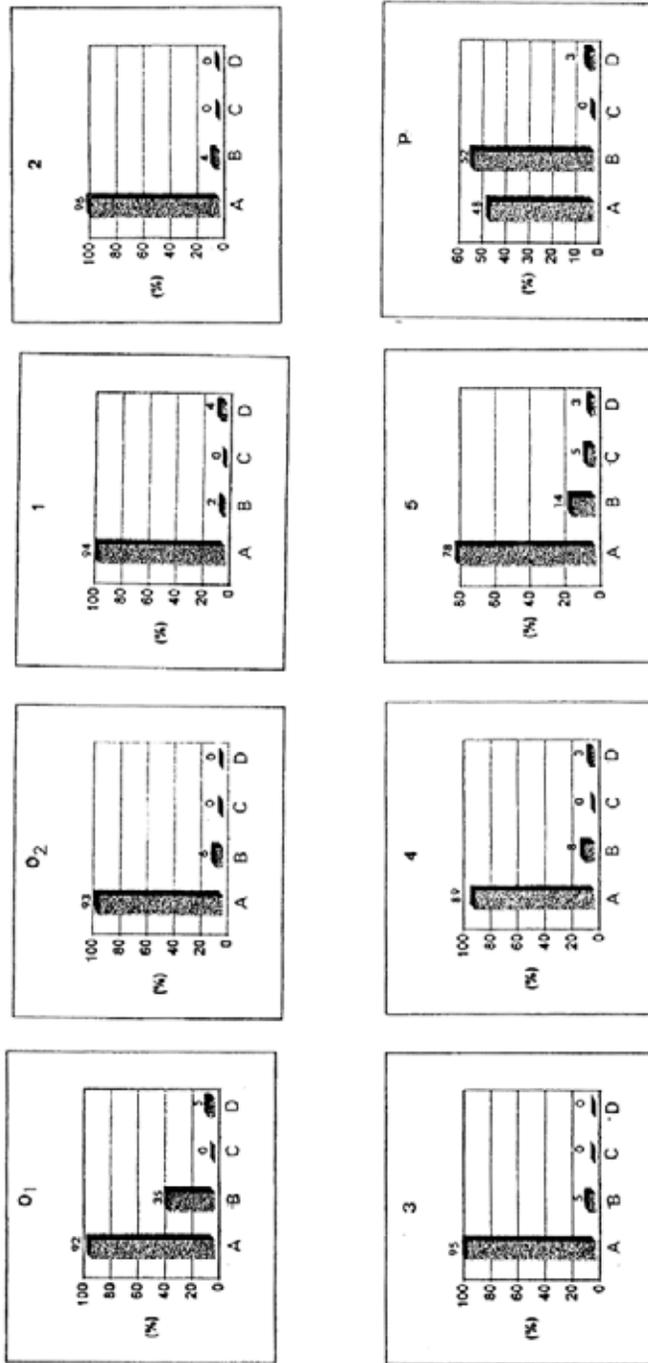


FIG. 6. Morfoscopia de los granos de cuarzo en muestras de arena recolectadas en el sector de la playa de Santo Domingo. A- granos angulosos; B- granos subredondeados y brillantes; C- granos redondeados y brillantes; D- granos esféricos y picoteados. La identificación de las muestras es la misma que la de la figura 5.

indicando una deriva litoral dominante orientada hacia el norte en este tramo de la costa, como ya lo había señalado I. Vargas (1990) sobre la base de observaciones geomorfológicas. Las arenas del río Rapel (Fig. 7) se componen de clastos líticos (44,2%) y de clastos monominerales (55,8%). Los primeros están constituidos mayormente por andesitas porfídicas (91%). Los otros están formados por cuarzo (33,8%), plagioclasas (29,9%), ortoclasa y microclina (8,9%), anfíbolos (8%), epidota (5,3%),

piroxenos (4,4%). En cuanto a las arenas de la playa de Santo Domingo (Fig. 8), ellas se componen de 49% de clastos andesíticos, el resto correspondiente a clastos monominerales de cuarzo (11,8%), feldespatos (17,1%), magnetita (10,5%), piroxeno (8,4%), anfíbolos (2,6%). No se encontraron líticos calcáreos de calcita micrítica como los que se notan en la muestra de arena recolectada en el río Maipo.

LOS CORDONES DUNARES Y LA EVOLUCIÓN RECIENTE DE LA COSTA

Los cordones dunares materializan etapas en la progradación de la línea costera en el Holoceno. Durante la culminación de la transgresión postglacial, hace 5 o 6.000 años (Pirazzoli, 1991), el mar ocupaba todo lo que es hoy la terraza litoral baja y llegaba a ca. 5-7 m sobre su nivel actual, hasta el pie mismo del acantilado, hoy día parcialmente sepultado bajo las dunas parabólicas transgresivas. Este acantilado muerto representa un rasgo geomorfológico muy notable a lo largo de toda la costa de Chile central (Paskoff, 1970). Su data, ahora bien establecida, resulta de evidencias arqueológicas -los vestigios de la cultura precerámica llamada Arcaica que se desarrolló entre ca 10.000 y 4.000 BP se encuentran siempre en la cumbre del acantilado y nunca en la terraza baja- y dataciones radiocarbónicas de conchas marinas recolectadas en depósitos de playa al pie del acantilado (Paskoff, 1977; Paskoff, 1999).

La regresión del mar, que intervino después y que tuvo como consecuencia la emersión de la terraza baja, se explica primero por un sollevamiento del continente en relación con la zona de subducción que coincide con la costa. En ese contexto, se podría dar cuenta de la secuencia de cordones dunares paralelos por desplazamientos verticales bruscos, de tipo cosísmico, del borde costero, como el que ocurrió en esta región durante el terremoto del 3 de marzo de 1985 (I.G.M., 1984-1985). Otra explicación se relaciona con fenómenos sedimentarios de una magnitud suficientemente grande como para originar una progradación significativa de la orilla del mar. En efecto, episódicamente, voluminosos pulsos de sedimentos volcánicos, principalmente cenizas, han tenido que

llegar hasta este sector, acarreados a partir de la desembocadura del río Rapel por una deriva litoral dominante orientada hacia el norte. Estos pulsos pueden vincularse lógicamente con periodos de actividad del volcán Tinguiririca que es activo y que se localiza aguas arriba en la cuenca hidrográfica del río Rapel. Con la llegada masiva de sedimentos, la línea costera era capaz de desplazarse repentinamente, como por saltos, originando la formación de un nuevo cordón dunar delante del anterior y separado de él por un espacio bajo (Bird, 1984). La ausencia de desgaste del material arenoso indica un aporte brusco y accidental que viene a apoyar esta segunda hipótesis.

Dataciones absolutas fueron hechas por Beta Analytic, usando el método del ^{14}C , sobre conchas gruesas de *Mesodesma donacium* recolectadas en las depresiones que limitan, en ambos lados, el cordón dunar 3. No existen dudas acerca de la asociación *in situ* de estas conchas con depósitos de playa. No pertenecen a un sitio arqueológico ya que no están asociadas con otras huellas de ocupación humana como son los artefactos líticos o los trozos de alfarería. Tampoco pueden haber sido traídas por aves marinas ya que algunas de ellas todavía tienen sus valvas conectadas. Las conchas datadas (Tabla 1) arrojaron edades convencionales de 790 ± 50 BP detrás del cordón 3 y de 600 ± 50 BP delante de él, lo que sugiere que la línea costera quedó estabilizada frente a éste por lo menos alrededor de 200 años. Tomando ahora en cuenta los años calibrados, la orilla del mar se localizaba ca. 300 m detrás de la actual, probablemente a fines del siglo XVII o a principios del siglo XVIII, y la progradación de la línea costera desde el

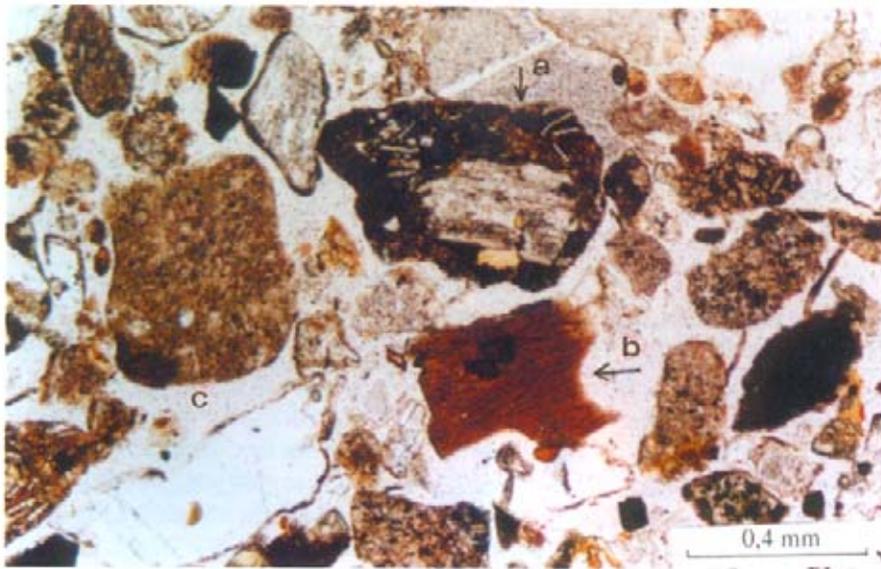


FIG. 7. Arena lítica y de cristales del río Rapel. Se observan clastos líticos andesíticos (a, c) oxidados y un fragmento piroclástico (vidrio pardo rojizo) en el centro (b). Nícoles paralelos, aumento 5 x 10.

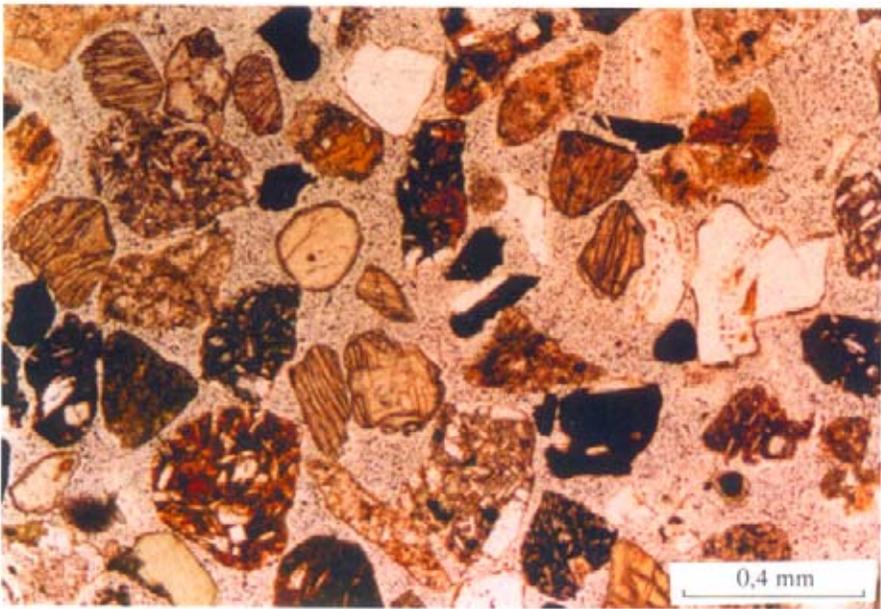


FIG. 8. Arena de la playa de Santo Domingo. Se observan clastos líticos andesíticos oxidados y clastos monominerales de feldspatos, cuarzo y piroxeno. Nícoles paralelos, aumento 5 x 10.

TABLA 1. RESULTADOS DE LAS DATACIONES POR EL METODO DEL ^{14}C DE CONCHAS MARINAS DE LA PLAYA DE SANTO DOMINGO.

Muestra	Edad ^{14}C medida años $\pm 1 \sigma$	Razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Edad convencional ^{14}C años $\pm 1 \sigma$	Edad Calendario
Beta-125593	190 \pm 50 BP	0.0* ‰	600 \pm 50* BP	1815-1950 A.D.
Beta-125594	370 \pm 50 BP	0.0* ‰	790 \pm 50* BP	1620-1875 A.D.

Las razones y edades con un * indican que el valor $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ha sido estimado, basado en el valor tipo del material usado. La calibración para obtener años calendarios (2σ , probabilidad de 95%) es una calibración marina usando 190 \pm 40 años para el efecto reservorio local. En el caso de la muestra Beta-125594, la intersección con la curva de calibración da una edad de 1695 A.D.

siglo XIX ha sido del orden de 150 m. Desafortunadamente no hay conocimiento de terremotos fuertes en la zona o de grandes erupciones del volcán Tinguiririca que podrían corresponder a las fechas anteriormente mencionadas, lo que hubiera permitido despejar las dudas sobre el origen de los diferentes cordones dunares de la playa de Santo Domingo.

Llama la atención el hecho que los cordones dunares externos presentan un mejor estado de conservación que los cordones internos, deformados por cubetas de deflación y dunas parabólicas (Araya, 1989). En efecto, generalmente ocurre lo contrario. Una vez privado de aportes de arena fresca a partir de la playa por la formación de un nuevo cordón delante de él, un cordón dunar tiende a estabilizarse ya que su poblamiento vegetal se vuelve más denso y más diverso, lo que a su vez acelera la alteración pedológica y por retroacción positiva favorece aún más la estabilización. Este tipo de evolución, de la cual muchos ejemplos son descritos en la literatura y se citan en textos (Bird, 1984; Paskoff, 1998), ha tenido que producirse también en la playa de Santo Domingo ya que el clima es lo suficientemente lluvioso (promedio anual

alrededor de 500 mm) y la humedad atmosférica alta a lo largo del año, nunca menos del 75%. Para entender la situación que existe aquí, se puede pensar que la convergencia de los flujos de aire, al acercarse del acantilado que limita tierra adentro la terraza litoral baja, aumenta su velocidad, lo que habría permitido la destabilización de los cordones internos y la puesta en movimiento de sus arenas. Otra hipótesis explicativa supone una acción antrópica. Desde la época colonial, en esta parte de la costa de Chile, se desarrollaron actividades agropecuarias. Las terrazas litorales altas fueron cultivadas mientras que las laderas de los cerros y los espacios dunares naturalmente fijados por la vegetación sirvieron de terrenos para la ganadería. Un sobrepastoreo sobre dunas tiene como consecuencia un empobrecimiento de la cobertura vegetal y, por lo tanto, una reactivación de los procesos eólicos de deflación, de transporte y de acumulación, que terminan por generar dunas parabólicas transgresivas. Los cordones dunares más recientes, por estar cubiertos de plantas menos densas, menos diversas y poco apetecidas por los animales, no habrían sufrido tal degradación y, por consiguiente, habrían conservado su forma original.

CONCLUSIONES

Los cordones dunares de la playa de Santo Domingo son los testigos de una evolución costera compleja que resulta de la interferencia de varios factores: glacio-eustático (transgresión postglacial), tectónico (solevantamiento de la costa), sedimentario (progradación hasta la época histórica por

aportes de materiales volcánicos), antrópico (en el caso de una desestabilización de los cordones internos por un sobrepastoreo). En años recientes, este último factor se ha vuelto predominante, primero con la construcción de un gran embalse en el curso inferior del río Rapel (capacidad de 695

millones de m³) que prácticamente hace que su carga aluvial gruesa no puede llegar hasta la costa, resultando lógicamente en una detención del proceso de progradación de la orilla, como lo sugiere la comparación de la posición de la línea costera en fotografías aéreas de 1955 y de 1992. A eso, se

agrega otra intervención humana cuyas consecuencias pueden ser más radicales para el medio natural. En efecto, el desarrollo en curso de megaproyectos turísticos próximos a la playa hace correr el riesgo de un arrasamiento total de los cordones dunares de la costa de Santo Domingo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen A. Benkirane, P. Durand y J. Majerowicz (Universidad de Lyon 2) quienes contribuyeron a la elaboración de las ilustraciones. Se agradece, también, a los evaluadores J.F. Araya (Universidad de Chile), R.M. Thorson (University of Connecticut) y L. Ortlieb

(Institut de la Recherche pour le Développement, I.R.D., Paris) quienes hicieron interesantes observaciones al manuscrito. Se reconoce, asimismo, el trabajo de L. Recart por haber revisado gentilmente el artículo en cuanto a su forma.

REFERENCIAS

- Araya, J.F. 1989. Foredune systems of Australia and Chile: preliminary inquiry. In *International Congress of the Pacific Science Association*, No. 6, Abstracts, p. 96. Valparaíso-Viña del Mar.
- Berasaluce, J.P. 1987. Estudio de la evolución actual del sistema dunario Rocas de Santo Domingo - El Yali: investigación morfodinámica aplicada y perspectivas de manejo. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Escuela de Geografía*, 362 p.
- Bird, E.C.F. 1984. Coasts: an introduction to coastal geomorphology. *Blackwell*, 320 p. London.
- Caldichoury, R. 1990. La fitogeografía del erg Santo Domingo, El Convento-Yali. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Escuela de Geografía*, 99 p.
- Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. *Biscaye*, 420 p. Bordeaux.
- Instituto Geográfico Militar. 1984-1985. El terremoto del 3 de marzo de 1985 y los desplazamientos de la corteza terrestre. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, No. 28, p. 7-12.
- Paskoff, R. 1977. The Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research*, Vol. 8, p. 2-31.
- Paskoff, R. 1998. Les littoraux, impacts des aménagements sur leur évolution. *A. Colin*, 260 p. Paris.
- Paskoff, R. 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, No. 26, p. 43-50.
- Pirazzoli, P.A. 1991. World Atlas of Holocene Sea-level Rise. *Elsevier Publishing Co.*, 300 p. Amsterdam.
- Vargas, I. 1990. Interacciones oleaje-playa-dunas en Rocas de Santo Domingo. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Escuela de Geografía*, 97 p.