

Morfología de Cavidades en la Costa de Chile Central

LORETO LEYTON LOPEZ
BELISARIO ANDRADE JOHNSON

Instituto Geografía
Pontificia Universidad Católica de Chile

RESUMEN

Este estudio analiza formas de cavidades, tales como taffoni, alvéolos y honeycomb en dos sectores del litoral de Chile Central, 32°30'-32°50' (Sector Norte) y 33°21'-33°36'S (Sector Sur). Se define una zonación altitudinal de ocurrencia, se resalta el control estructural y se postula la posible influencia de la haloclastia como uno de los mecanismos responsables en la génesis de estas formas.

ABSTRACT

This study analyses cavernous weathering forms such as taffonis, alveolar cavities, and honeycombs, in two sectors on the Central Chilean coast, 32°30'-32°50'S (Northern Sector) and 33°21'-33°36'S (Southern Sector). A relationship between these cavernous weathering forms and the altitude about sea level has been established. In-situ structure has been identified as having a major influence on the development of these forms, with salt-weathering being seen as a significant weathering mechanism.

INTRODUCCION

La formación de cavidades en las paredes de afloramientos rocosos, tales como taffoni, alvéolos y panales de abeja, ocurre con frecuencia en el sector supramareal de litorales en varias regiones del mundo.

La mayoría de los autores atribuyen el desarrollo de cavidades a los procesos de desintegración granular y de exfoliación de las rocas. Estos han sido explicados como resultado de los mecanismos de hidrólisis, hidratación, disolución, crioclastismo y haloclastia. De acuerdo a Cooke (R.U.), 1973, cualquiera de ellos o una combinación de éstos pueden ser responsables de la génesis de estas formas en circunstancias particulares.

El funcionamiento de los procesos indicados más arriba requiere de condiciones morfoclimáticas y litológicas adecuadas.

Precisando lo anterior, las cavidades esencialmente se desarrollan en rocas ígneas fanero-cristalinas de composición ácida a media; no obstante se encuentran también en otros tipos litológicos tales como morrenas (Calkin (P.) y Cailleux (A.), 1962), rocas volcánicas y areniscas (Gregory (H.), 1971).

Estas formas han sido descritas bajo una gama relativamente amplia de ambientes climáticos, tales como climas polares (Calkin (P.) y Cailleux

(A.), *op. cit.*); climas tropicales húmedos (Godard (A.), 1977) y climas templados cálidos de fachada oriental (Chebataroff (J.) y Zavala (M.E.), 1970). Sin embargo, los mejores ejemplos se encuentran desarrollados en los litorales de climas mediterráneos, semiáridos y áridos sobre los cuales se han referido Twidale (C.R.) y Bourne (J.R.), 1975; Segerstrom (K.) y Henríquez (H.), 1964; Frenzel (G.), 1965 y Grenier (P.H.), 1968, entre otros.

El presente trabajo intenta describir y precisar la ocurrencia de las formas antes mencionadas en dos sectores de la costa chilena. El primero, comprendido entre la desembocadura del río Ligua (32°30' de latitud sur) y la Punta de Ritoque (32°50'S) y, el segundo, desde la estación balneario de Algarrobo (33°21'S) hasta las Rocas de Santo Domingo (33°36'S), los cuales desde ahora en esta comunicación serán referidos como sector Norte y sector Sur, respectivamente.

ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

En Chile este tipo de formas y procesos han sido tratados detenidamente por Segerstrom (K.) y Henríquez (H.), *op. cit.* en la costa de la Tercera Región; este trabajo proporciona información detallada sobre las posibles causas de origen de los taffoni, como también se analizan

comparativamente los resultados obtenidos en otras regiones del mundo.

En la misma área Grenier (P.H.), *op. cit.* entrega un análisis profundo de los diversos factores que se encuentran involucrados en el desarrollo de las formas de alveolización.

Ambos autores coinciden en calificar el campo de taffoni de Caldera como uno de los más extensos y notables del mundo.

Más al sur, en el área comprendida por nuestro trabajo no se han realizado estudios detallados como los arriba citados, salvo breves referencias indicadas en los trabajos de Paskoff (R.), 1970 y Del Canto (S), 1981.

MARCO NATURAL

EL MEDIO CLIMATICO

El tipo climático tal como se menciona en la introducción actúa como un factor importante en la perfección del desarrollo de las cavidades, ocurriendo más frecuentemente en regiones semiáridas a moderadamente áridas de las latitudes tropicales y subtropicales (Jennings (J.N.), 1968).

El área de estudio se encuentra bajo el dominio de dos subtipos climáticos definidos como Clima Templado Cálido con Lluvias Invernales, Estación Seca Prolongada y Gran Nubosidad (CSbn) y Clima de Estepa con Nubosidad Abundante (BSn) (Fuenzalida (H.), 1971).

En la Tabla Nº 1 se puede observar la distribución de temperaturas y precipitaciones para las estaciones de Zapallar (32°33'S) y San Antonio (33°34'S).

De acuerdo a Di Castri (F.) y Hayek (E.), 1976, el área de estudio está considerada dentro de la región mediterránea subhúmeda, basándose estos autores en los principios de Emberger.

Desde el punto de vista de este trabajo, la característica más relevante para el desarrollo de las cavidades es la existencia de un período seco prolongado, lo que favorecería la acción disgregadora de los mecanismos de haloclastia.

Para recalcar lo anterior, se aplicó el método de Balance de Aguas de Thornthwaite y Mather (1955) a las estaciones de Zapallar y San Antonio, entregando este cómputo un período de 8 meses en que existe un déficit de humedad en el cual la superficie de los afloramientos, desprovistos de capacidad de almacenamiento de agua, puede secarse.

Los vientos eficaces desde el punto de vista morfogenético, es decir, con una velocidad superior a 4,5 m/seg. (Bagnold (C.R.), 1941) han sido considerados como una referencia para el estudio de la influencia eólica en el área. De este modo, la información extraída de los registros del Instituto Meteorológico de Chile indica que el viento eficaz predominante en el área tiene dirección suroeste, coincidiendo con la información entregada por Reyes (E.) y Romero (H.), 1977.

Al viento se le han atribuido diversos papeles en el desarrollo de cavidades: Cotton (C.A.),

TABLA Nº 1

Temperaturas y precipitaciones mensuales para las estaciones de Zapallar y San Antonio

Zapallar. Lat.: 33°33'S Long: 71°30'W Altura: 30 m													
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
T°	17,1	17,6	16,2	14,1	12,8	11,9	11,2	11,5	12,2	13,4	14,8	16,6	14,2
Pp	3,1	0,9	1,4	13,5	71,8	120,5	76,1	54,2	28,8	9,9	2,5	1,6	384,3
San Antonio. Lat.: 33° 34'S Long: 71°37'W Altura: 5m													
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
T°	15,2	16,6	14,3	13,8	13,3	10,6	10,2	10,7	10,9	11,9	14,0	15,1	13,2
Pp	1,4	5,4	6,1	20,3	80,9	112,3	98,0	71,1	24,4	14,7	4,4	2,3	441,3

1969; Segerstrom (K.) y Ruiz (C.), 1962, lo consideran un agente abrasivo; Blackwelder (E.), 1925, y Fairbridge (R.W.), 1968, lo estiman como agente de limpieza y remoción a través de la deflación; Twidale (C.R.), 1982, indica su importancia en el transporte y distribución de sales sobre los afloramientos; por último, Grenier (P.H.), 1968, y Whilhelmy (H.), 1964, lo consideran un factor desencadenante de otros procesos debido a su capacidad de secado.

EL MEDIO OCEANOGRAFICO

En este sector de la costa de Chile la información sobre el oleaje es escasa; sin embargo, los trabajos de Araya (J.F.), 1979, y Paskoff (R.), 1970, permiten afirmar lo siguiente:

—Dirección: El oleaje preponderante llega a la costa con una dirección suroeste, en el mismo sentido que lo hacen los vientos dominantes.

—Altura: Las olas alcanzan una altura aproximada de 0,9 a 1,5 metros en invierno, pudiendo llegar a 5 metros como máximo en períodos de tormenta, frecuentes en esta época. En verano alcanzan alturas entre 0,76 y 2,2 metros.

—Período: En otoño e invierno poseen un período de 10 a 14 segundos, en primavera-verano de 8 a 12 segundos. El período significativo para un año típico se estima debe ser de 12 segundos.

Un fenómeno frecuente en las costas de Chile Central son las llamadas marejadas o bravezas, provocadas por las perturbaciones atmosféricas del frente polar. Ellas generan oleaje de tempestad que se caracteriza por olas que alcanzan hasta 5 metros de altura con abundante producción de salpicaduras, las que transportadas por el viento pueden alcanzar varias decenas de metros tierra adentro.

De lo anteriormente expuesto se desprende que el ambiente de oleaje imperante en el área de estudio favorece la humectación de las rocas por soluciones salinas hasta una distancia considerable de la orilla, las que al parecer están involucradas en los mecanismos que dan origen a procesos de desagregación granular generadores de cavidades; asimismo, en el sector del estrán rocoso batido directamente por las rompientes, las acciones mecánico-químicas citadas en la introducción se encuentran enmascaradas por el efecto erosivo del oleaje de alta energía (Paskoff (R.), *op. cit.*).

MARCO GEOMORFOLOGICO Y LITOLOGICO

La línea de costa rocosa en el área de estudio se establece sobre las siguientes unidades litológicas de sur a norte (Sernageomin, 1980):

- Sector San Antonio-Las Cruces: Rocas paleozoicas representadas por rocas metamórficas, principalmente anfibolitas y gneisses de grano fino a medio con intercalaciones de esquistos.
- Sector Las Cruces-Quintay: Rocas plutónicas e hipabisales del paleozoico constituidas principalmente por material granítico.
- Sector Península Quintero-Horcón: Similar al sector Las Cruces-Quintay.
- Sector Horcón-Maitencillo: Rocas sedimentarias Mio-Pliocénicas, compuestas por areniscas, coquinas, conglomerados y limolitas de la Formación Horcón.
- Sector Maitencillo-Bahía La Ligua: Rocas plutónicas e hipabisales del jurásico.

El área de estudio presenta una compleja evolución geomorfológica, en la cual el rasgo dominante es la elaboración de un escalonamiento de niveles marinos, labrados sobre las rocas antes citadas durante el cuaternario.

El sector comprendido entre Bahía La Ligua y Ritoque está inserto dentro del área que Paskoff (R.), *op. cit.*, ha dominado como Costa de Rasas. En él aparecen los siguientes escalones: Serenense I (posee entre 120 y 130 metros de altura), Serenense II (70 y 80 metros de altura), Herradurensense I (35 y 40 metros de altura), Herradurensense II (15 y 20 metros de altura), Cachagüense (5 y 7 metros de altura) y Veguense (entre 2 metros y el nivel del mar) (Fig. 1).

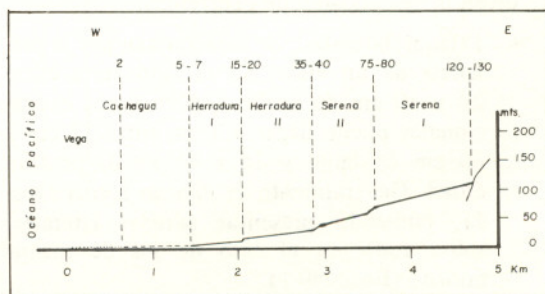


Figura 1: Perfil esquemático de las terrazas marinas cuaternarias presentes en el Norte Chico. (Tomado de: Paskoff (R.) 1977 simplificado).

En el sector sur, entre Algarrobo y Santo Domingo, el escalonamiento varía entre algunas centenas de metros de altitud y el nivel actual (Núñez (M.) y Saelzer (E.), 1954; Borde (J.), 1966; Corvalán (J.) y Alvarez (L.), 1966; esta área también ha sido clasificada por Del Canto (S.) y Paskoff (R.), 1983, como Costa de Rasas.

El presente estudio se enmarca en la franja rocosa que se desarrolla entre los niveles Herra-

durese II y el nivel del mar, encontrándose la mayoría de los afloramientos relacionados con el nivel Cachagua (5-7 m de altura).

El límite hacia el interior, que es variable, está condicionado por la existencia de formaciones superficiales que impiden el desarrollo de cavidades, o si éstas preexisten a la llegada de estos materiales, están enmascaradas.

De lo anterior se desprende que en el área de estudio los tipos litológicos dominantes corresponden a rocas granudas, tanto ígneas como metamórficas y sedimentarias, en las cuales los procesos de desagregación granular y descamación son factibles. La cercanía a la zona de rompiente del escalón Cachaguense - Herradurese II constituye un factor favorable a la presencia de soluciones acuosas salinas.

LAS FORMAS

En el área se han distinguido varios tipos de cavidades, utilizando una combinación de los criterios empleados por Grenier (P.H.), 1968; Jennings (J.N.), 1968, y Tricart (J.), 1977, considerando, además, las variedades observadas en terreno por los autores de este trabajo.

Tipos de cavidades: (Fig. 2)

1. Cavidades laterales: Se desarrollan en las paredes de los afloramientos rocosos. Poseen diversas modalidades de ocurrencia:
 - a. Taffoni laterales: Se caracterizan por la presencia de un visor. Su tamaño varía entre 20 y 40 cm de ancho que en casos excepcionales puede llegar a 1 m; entre 25 cm y 60 cm de largo y 15 a 40 cm de profundidad. Generalmente se dan en forma aislada, pudiendo presentar paredes laterales, sobre todo en el caso de los de menor tamaño (Foto N° 1).
 - b. Taffoni en fondo de sartén: Sus dimensiones fluctúan entre 50 cm y 1 m de ancho, entre 60 cm y 2,5 m de largo y entre 30 y 50 cm de profundidad. Se caracterizan por el escaso desarrollo de un visor y de las paredes laterales y por su fondo plano. (Foto N° 2).
 - c. Alvéolos cónicos: Se caracterizan por su contorno circular. Poseen dos modalidades de ocurrencia:
 - Individuales: En este caso su tamaño fluctúa entre 1 y 20 cm de ancho, 1,5 y 25 cm de largo y entre 1 y 15 cm de profundidad.

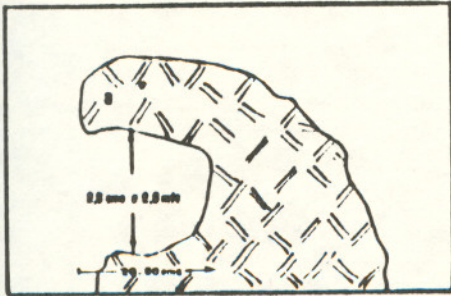
- Agrupados (Honeycomb): Debido a esta disposición han recibido el nombre de "honeycomb cónicos". Sus dimensiones son menores que los aislados, fluctuando entre 1 y 3 cm de diámetro y profundidad (Foto N° 3).

- d. Alvéolos en corteza: Corresponden a formas circulares que se desarrollan sobre una capa de la superficie rocosa, la que generalmente se encuentra más alterada. Se caracterizan por presentar un reborde. Al igual que los anteriores, poseen dos modalidades de ocurrencia:
 - Individuales: En este caso poseen las mismas dimensiones que los cónicos que se dan en forma aislada, es decir, un ancho que fluctúa entre 1 y 20 cm y un largo entre 1,5 y 25 cm. Su profundidad sólo alcanza entre 1 y 5 cm, aproximadamente.
 - Agrupados (Honeycomb): Reciben el nombre de "honeycomb en corteza". Su tamaño varía entre 1,5 y 3 cm de diámetro y su profundidad entre 1 y 5 cm (Foto N° 4).

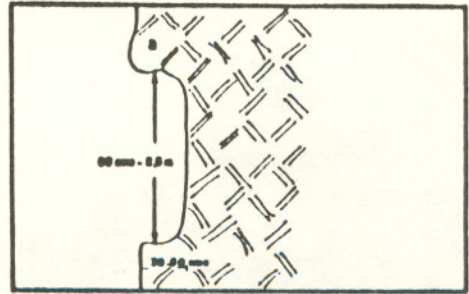
2. Cavidades basales: Corresponden a cavidades que se desarrollan en la parte inferior de los afloramientos rocosos y que tienden a crecer hacia arriba. Sus dimensiones varían entre 20 y 60 cm de ancho y entre 10 y 40 cm de alto. Pueden presentarse en forma aislada o en conjunto. Poseen dos modalidades de ocurrencia:
 - a. En la parte inferior (bases) de bolones, recibiendo el nombre de "taffoni basales" (Foto N° 5).
 - b. Siguiendo los planos de diaclasas, que actúan como líneas de debilidad a partir de las cuales puede desarrollarse una cavidad, recibiendo el nombre de "taffoni en diaclasas".

DISTRIBUCION DE LAS CAVIDADES

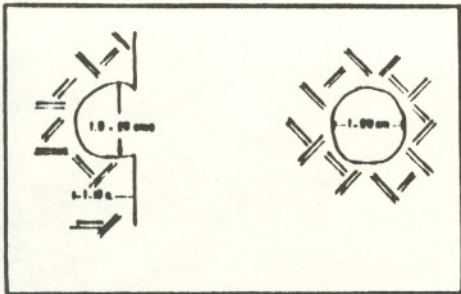
Para definir la posible existencia de una diferenciación en la distribución de las cavidades a lo largo de la costa, en el sentido norte-sur, se midió la longitud de costa rocosa, excluyéndose aquellos sectores sin afloramientos por presencia de formaciones superficiales y áreas urbanizadas. Luego se calculó el porcentaje de la longitud de costa con presencia de fenómenos de alveolización, obteniéndose un valor de 43,5% para el caso del área norte y de un 39,7% para el área sur (Fig. 3).



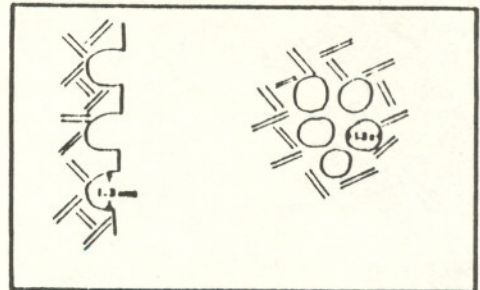
1.- TAFFONI LATERAL



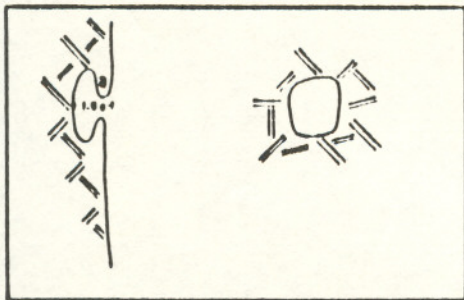
2.- TAFFONI EN 'FONDO DE SARTÉN'



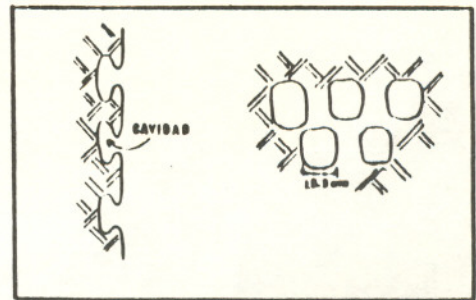
3.- ALVÉOLO CÓNICO INDIVIDUAL



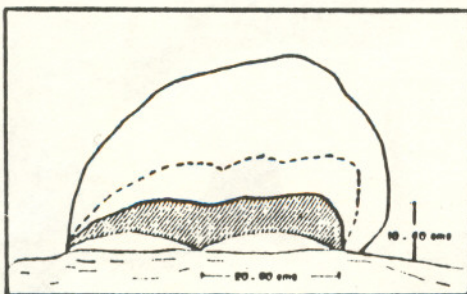
4.- ALVÉOLOS CÓNICOS AGRUPADOS



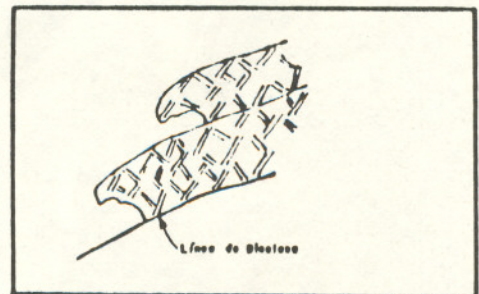
5.- ALVÉOLO DE CORTEZA



6.- ALVÉOLOS DE CORTEZA AGRUPADOS

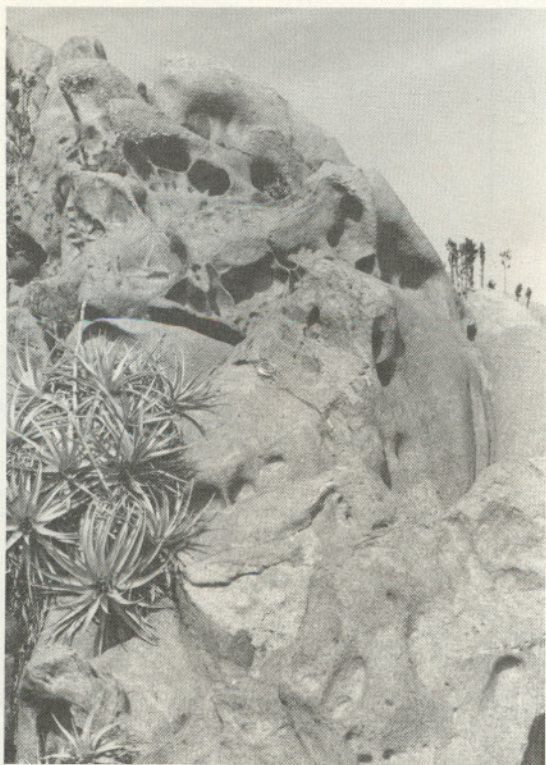


7.- TAFFONI BASAL

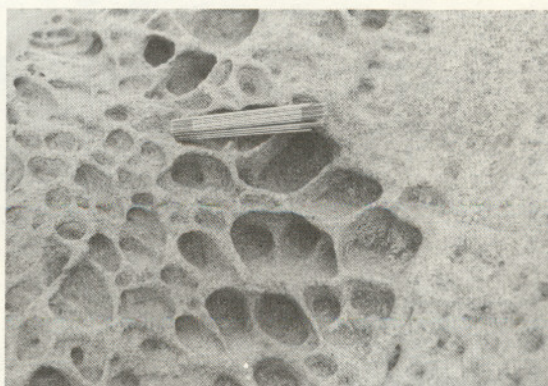


8.- TAFFONI EN PLANO DE DIACLASAS

Figura 2: Variedad morfológica de cavidades observadas en terreno.



Fotografía 1: Taffoni laterales en una pared granitoide. 1,5 km al sur de Punta La Ligua.



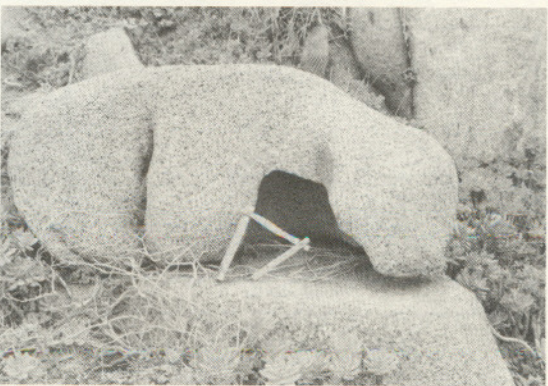
Fotografía 3: Alvéolos cónicos agrupados en Punta Pite a aproximadamente 2 km al sur de Papudo.



Fotografía 4: Alvéolos en corteza agrupados a aproximadamente 500 m al sur de Punta Cañas.



Fotografía 2: Sur de Maitencillo. Taffoni en "Fondo de Sartén", en el sector superior del acantilado y alvéolos cónicos agrupados en la base.



Fotografía 5: Taffoni basal a aproximadamente 1,5 km al norte de Punta Ritoque.

CARTA DE OCURRENCIA DE CAVIDADES

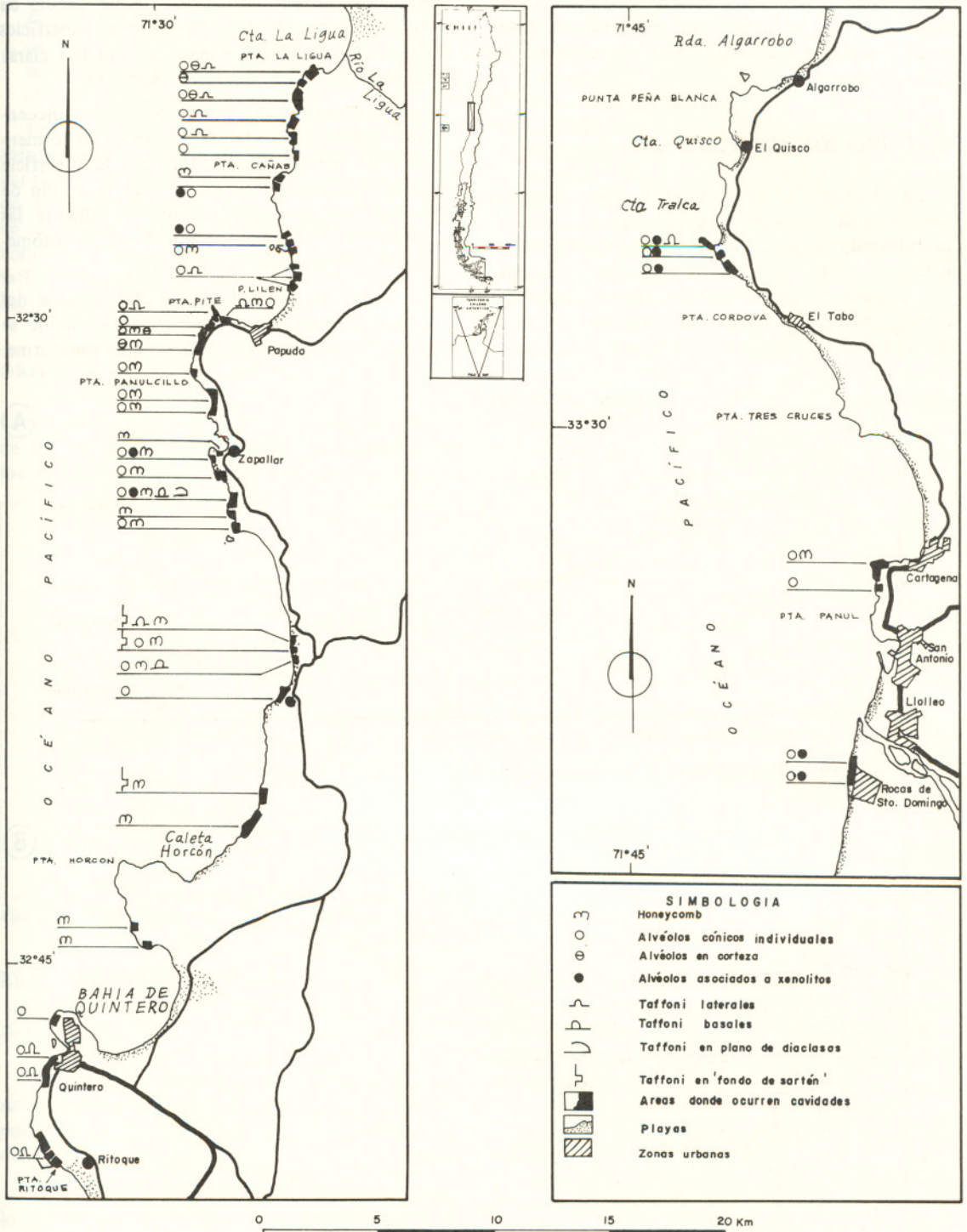


Figura 3:

Como lo indican las cifras, la diferencia no es relevante, dado el margen de error que puede originarse en la observación de terreno. Sin embargo, a juicio de los autores, de acuerdo a una estimación visual, en el área sur las formas parecen ocurrir con una menor nitidez y densidad que en el área norte.

DISTRIBUCION ALTITUDINAL

La distribución altitudinal de las cavidades muestra una concentración de ellas en el sector supralitoral, como lo indica Paskoff (R.), 1970. Esta zonación vertical presenta dos modalidades, condicionadas al parecer por el tipo litológico, las que esquemáticamente son descritas más abajo.

- En las costas constituidas por rocas cristalinas y metamórficas se distinguen tres zonas (Fig. 4):
- La zona infralitoral: donde la superficie de las rocas se encuentra sujeta al ataque directo de la rompiente, por lo que presenta superficies lisas, redondeadas y sanas, con huellas claras de los procesos de abrasión y desbaste.
 - La zona mesolitoral: donde las rocas se encuentran expuestas al ataque del oleaje de tormenta y de mareas altas ordinarias. Su superficie es relativamente lisa, en la cual la acción de barrido de las aguas expone claramente las superficies curvadas producidas por fenómenos de descamación y exfoliación.
 - La zona supralitoral: fuera del alcance del oleaje de pleamar y de tormenta, donde se presenta una morfología de aspecto ruiniforme.

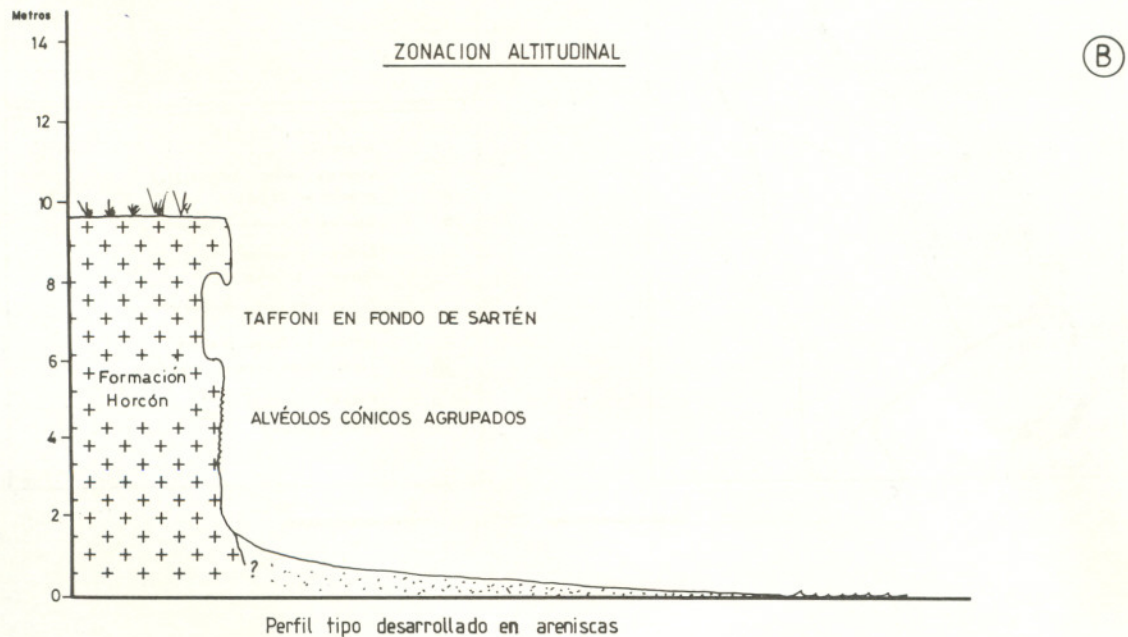
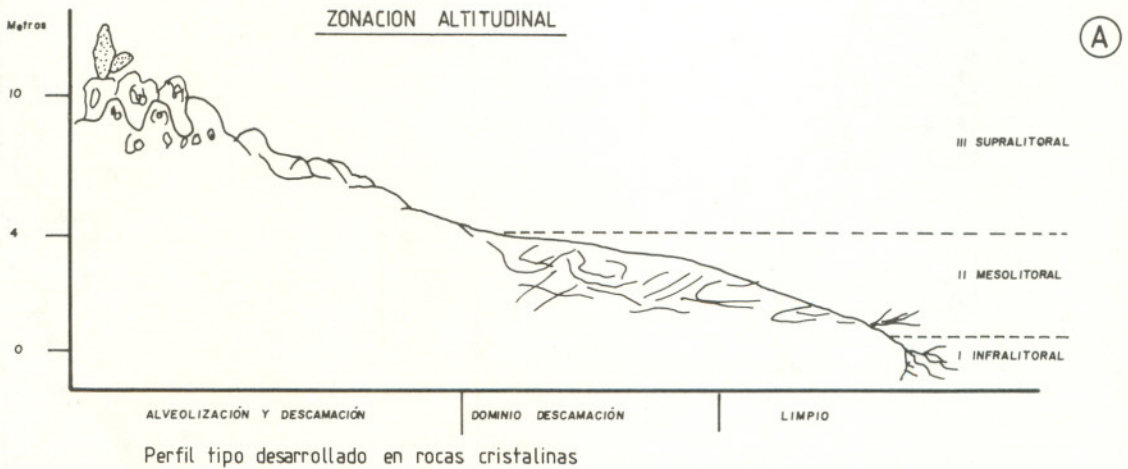


Figura 4

Es en esta zona donde normalmente aparecen las formas de alveolización, pudiendo presentarse cualquier tipo de la variedad morfológica, excepto los taffoni en fondo de sartén. En su parte superior se observa la presencia de vegetación cactácea y herbácea. Este sector se encuentra comprendido entre 2 y 20 m sobre el nivel del mar.

En las costas caracterizadas por rocas sedimentarias terciarias de la Formación Horcón la zonación se manifiesta en la pared subvertical de acantilados estabilizados y vivos, en la cual en el sector mesolitoral se observan alvéolos cónicos agrupados hasta una altura de 1,5 m y taffoni en fondo de sartén en el sector supralitoral hasta una altura de 20 m (Fig. 4).

ORIENTACION DE CAVIDADES

Se ha intentado definir la posible existencia de un patrón de orientaciones preferenciales de los distintos tipos de cavidades, para lo cual se

aplicó el método de la Red de Schmidt (Miller (H.), 1965). En este paso se tomaron medidas de los rumbos y manteos de los planos imaginarios en que se desarrollan las cavidades, diferenciando alvéolos cónicos y de corteza de los taffoni laterales.

A partir de lo anterior, se constató que en todas las variedades de alvéolos se observa una orientación preferencial hacia el oeste, con una tendencia secundaria hacia el suroeste. En el caso de los taffoni laterales su orientación preferencial es suroeste, detectándose una tendencia secundaria hacia el noroeste (Fig. 5).

Si se comparan los diagramas de ambos casos descritos, es posible observar que el patrón es mucho más claro para los taffoni laterales, cuyas curvas de densidad están agrupadas sólo en los cuadrantes oeste, a diferencia de los alvéolos que poseen una tendencia menos definida.

No habiendo determinado las relaciones de causalidad de las orientaciones antes referidas, nos limitaremos a retomar este aspecto en la discusión.

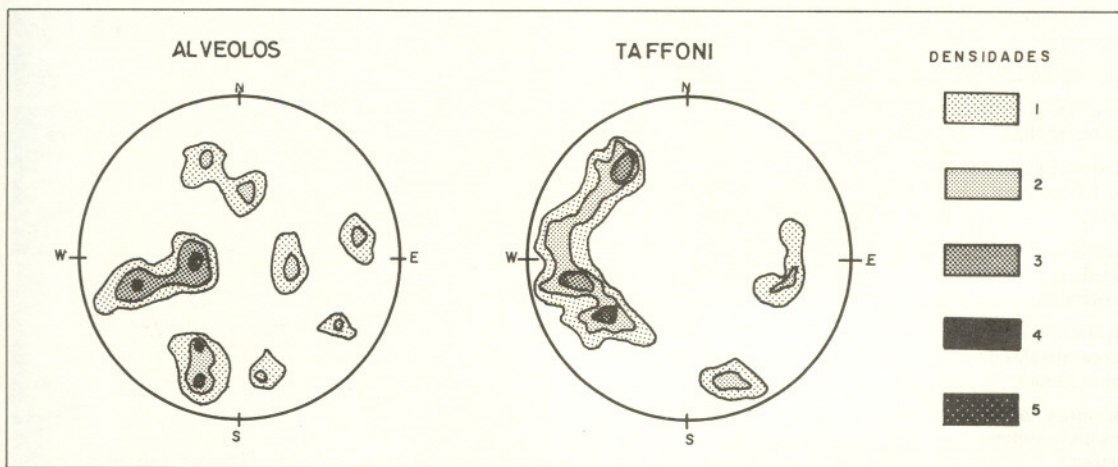


Figura 5: Orientación de taffoni y alvéolos definida mediante la red de Schmidt (polos invertidos).

EL CONTROL ESTRUCTURAL

A. LITOLOGIA

De acuerdo a Twidale (C.R.), 1976, la composición mineralógica de las rocas es un factor importante de la velocidad de desagregación y descomposición de las rocas.

Los minerales poseen diferente estabilidad, lo que se refleja en que su susceptibilidad a la desagregación sea también distinta. Considerando lo anterior, se ha intentado establecer relaciones entre la litología del área y las cavidades que se distinguieron en ella.

Para lo anterior se confeccionó un mapa de la

geología del área escala 1:25.000 con la información provista por Espiñeira (D.), 1986; Siña (A.), 1986, y Yoshida (K.), 1974, superponiéndolo con el mapa a la misma escala de la diversidad morfológica existente en el área, basado en la información obtenida en terreno.

La Tabla Nº 2 presenta los resultados de dicha relación.

Como es posible constatar, las formas de alveolización observadas ocurren asociadas a dioritas, granodioritas, tonalitas, ortoanfibolitas y areniscas. Exceptuando estas últimas, ellas corresponden a rocas granudas de composición media, constituidas principalmente por plagioclasa, biotita y hornblenda, minerales relativamente inestables según Twidale (C.R.), *op. cit.*

TABLA N° 2

Relación entre variedad morfológica y tipo litológico en el área de estudio

Tipo litológico / Variedad Morfológica	Alvéolos cónicos individ.	Alvéolos cónicos honeycomb	Alvéolos corteza individ.	Alvéolos corteza honeycomb	Taffoni lateral	Taffoni fondo sartén	Alvéolos basales
Dioritas	X	X	X	X	X	X	X
Granodioritas y tonalitas	X	X	-	-	X	-	X
Tonalitas y cuarzo-zomonzodioritas con inclusiones máficas	X	X	-	-	X	-	-
Sienitas con inclusiones dioríticas	X	X	-	-	-	-	-
Gneisses tonalíticos	X	X	-	-	-	-	-
Ortoanfíbolitas	X	X	-	-	X	X	-
Granodioritas de biotita más hornblenda	-	-	-	-	-	-	-
Cuarzodioritas y cuarzomonzodioritas	-	-	-	-	-	-	-
Leucogranito	-	-	-	-	-	-	-
Gneisses graníticos de microclina	-	-	-	-	-	-	-
Gneisses graníticos de biotita más grande	-	-	-	-	-	-	-
Granitos y leucogranitos de biotita	-	-	-	-	-	-	-
Granitoides con megacristales de microclina	-	-	-	-	-	-	-
Granitos con escasas inclusiones máficas	-	-	-	-	-	-	-
Aplitas	-	-	-	-	-	-	-
Pegmatitas de microclina	-	-	-	-	-	-	-
Areniscas de Formación Horcón	X	X	-	-	X	X	-

Fuente: Información extractada de Siña (A.), 1986, y Espiñeira (D.), 1986.

Es frecuente la ocurrencia de cavidades desarrolladas a partir de inclusiones dioríticas, las que tienden a adoptar la forma y tamaño de estos xenolitos. En ocasiones el cuerpo de la inclusión puede desaparecer completamente, ya que posee minerales de menor estabilidad que los de la roca que los contiene.

La discriminación litológica se puede apreciar claramente en terreno, al observar que, en puntos

en que coexisten varios tipos de rocas, bajo condiciones ambientales similares, las cavidades ocurren sólo en uno de ellos.

B. LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

Autores como Jennings (J.N.), *op. cit.*; Guilcher (A.), 1954; Cooke (R.U.), *op. cit.*, resaltan

la influencia de las diaclasas en el desarrollo de cavidades.

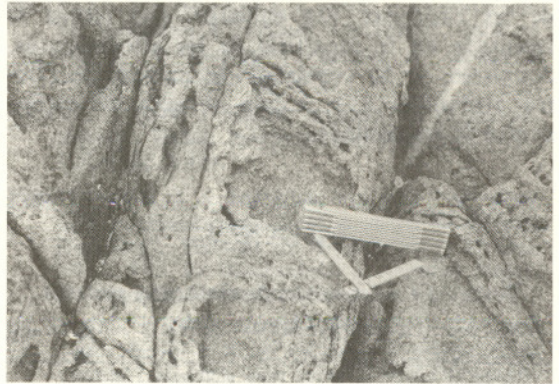
A través de casos analizados en diversos sectores del área de estudio, se ha podido constatar que el control antes mencionado se produce bajo dos modalidades principales:

1. Líneas de diaclasas rellenas de epidotita: mineral que se caracteriza por su estabilidad (Espineira (D.), *op. cit.*). En este caso, las diaclasas y el área inmediatamente circundante a ellas constituyen un sector de mayor resistencia que el resto del cuerpo rocoso, desarrollándose las cavidades en este último (Foto N° 6).
2. Líneas de diaclasas sin relleno. Al contrario del caso anterior, estas fracturas actúan como zonas de debilidad a partir de las cuales se desarrollan las cavidades.



Fotografía 6: Punta La Ligua. Diaclasas rellenas de epidotita actuando como planos de resistencia.

Frecuentemente se ha constatado en el terreno que el eje de máxima longitud de las cavidades coincide con el plano imaginario de fractura. Esta tendencia al paralelismo entre ambos indica la clara relación existente entre las líneas de diaclasas y el desarrollo de las cavidades, tendiendo a adoptar una forma alargada y lineal (Foto N° 7).



Fotografía 7: Paralelismo entre el contorno de cavidades y líneas de fractura a 2,5 km aproximadamente al sur de Punta La Ligua.

LOS MECANISMOS RESPONSABLES

Recordando lo indicado en la introducción, los procesos de desagregación y exfoliación, responsables del desarrollo de cavidades, pueden ser originados por una variedad de mecanismos entre los cuales se destaca la haloclastia (salzprengung, Al.; salt-weathering, Ingl.), en aquellos sitios en que las sales son abundantes en el medio, como es el caso del área de estudio, dada su cercanía al mar.

Cooke (R.) y Doornkamp (J.), 1974; Cooke (R.) y Smalley (I.J.), 1968, señalan que las sales más agresivas con respecto al proceso de desagregación granular corresponden a sulfatos y cloruros de sodio y calcio. Dadas las dificultades operacionales de este tipo de análisis químico, en el transcurso de la investigación se intentó determinar sólo cualitativamente la presencia de cloruros y sulfatos indiferenciados, contenidos en el "maicillo" o grus acumulado en el fondo de las cavidades. Para lograr dicho objetivo se estableció una escala relativa de reacción de las aguas de lavado del maicillo, por adición de una solución de $BaCl_2$ (10%) para la detección de sulfatos y $AgNO_3$ (0,1N) para la determinación de la presencia de cloruros.

En la Tabla N° 3 se resumen los resultados de este paso.

En el caso de los sulfatos, el 100% de los análisis presentaron una reacción de tipo débil; en el caso de los cloruros, más del 50% de las muestras tuvieron una reacción media y un 25% fuerte. Dicha presencia puede constituir un indicador de que los mecanismos de haloclastia asociados a los cloruros actúan sobre los afloramientos rocosos del área, sin descartar, por supuesto, los otros mecanismos posibles.

Sólo se observaron huellas de procesos de desagregación y no de exfoliación en el interior

de las cavidades. Sin embargo, esta última es frecuente en la superficie de los afloramientos. Asimismo, se ha constatado la ausencia de efectos atribuibles a la acción abrasiva del viento dentro de las cavidades.

TABLA Nº 3

Porcentaje de reacción de cloruros y sulfatos presentes en el grus

Intensidad Relativa de Reacción	% Reacción		
	Débil	Mediana	Fuerte
Cloruros	16,6	58,3	25
Sulfatos	100,0	0,0	0,0

DISCUSION Y RESULTADOS

La evidencia encontrada en terreno permite afirmar que las formas de cavidades, debidas a procesos de alveolización, constituyen un fenómeno frecuente en el sector estudiado del litoral de Chile Central. La ocurrencia de estas formas coincide con lo observado en otras zonas del mundo que se encuentran bajo condiciones climáticas que presentan una estación seca prolongada, tales como climas mediterráneos, semi-áridos y áridos (Twidale (C.R.) y Bourne (J.), 1975; Blackwelder (E.), 1929, y Wilhelmy (H.), 1964).

Sin embargo, es necesario precisar que las formas observadas en el área de estudio son en su mayoría centimétricas o decimétricas; en cambio, las cavidades señaladas por Segerstrom (K.) y Henríquez (H.), *op. cit.*; Grenier (P.H.), *op. cit.*, en el campo de taffonis de Caldera (a los 29° de latitud sur), son en su mayoría superiores a los 2 m de eje mayor. Igualmente, las dimensiones apreciadas a través de las comunicaciones y fotografías referidas por Johnson (A.), 1974; Twidale (C.R.) y Bourne (J.), *op. cit.*; Bradley (W.), Hutton (J.) y Twidale (C.R.), 1978; Blackwelder (E.), *op. cit.*, en las costas australianas y norteamericanas son de mayor tamaño que las del sector comprendido en este estudio, por lo cual estas últimas deben ser consideradas como formas de detalle.

Los fenómenos de alveolización se presentan en aproximadamente el 40% de la longitud de costa rocosa del sector estudiado, detectándose un leve predominio del área norte (43,5%)

sobre el área sur (39,7%). Basados en un criterio visual, el área norte presenta también una mayor nitidez y densidad en el desarrollo de cavidades. Sin embargo, esta apreciación de carácter subjetivo podría ser precisada mediante el desarrollo de un método de cuantificación de superficies o volúmenes de roca involucrados por estos fenómenos. Las dificultades presentes en un intento de este tipo nos han obligado a soslayar el problema por el momento.

El patrón de orientación de las cavidades se presenta diferenciado de acuerdo a la variedad morfológica considerada. Los taffoni laterales poseen una orientación principal hacia el suroeste y una tendencia secundaria hacia el noroeste. Los alvéolos ocurren preferentemente orientados hacia el oeste, con una tendencia hacia el suroeste.

La afirmación anterior tiene sólo un carácter general, ya que también las cavidades presentan otras orientaciones.

Los taffoni en fondo de sartén no fueron considerados en este análisis por su escasa representatividad en el área.

Aparentemente parece existir una relación entre la orientación preferencial de los taffoni laterales y el viento eficaz predominante. Sin embargo, la existencia de cavidades orientadas hacia el este o sureste no permite aceptar sin reparos dicha relación.

La influencia litológica resalta como factor de control en la frecuencia y tipo de cavidad, siendo más abundantes en rocas ígneas de textura fanerítica y areniscas. Este hecho coincide con las observaciones de Segerstrom (K.) y Henríquez (H.), *op. cit.*; Blackwelder (E.), *op. cit.*, y Twidale (C.R.), 1982.

La influencia estructural se manifiesta tanto a través del desarrollo de formas de alveolización a partir de planos de diaclasas, como asimismo con la presencia de inclusiones (xenolitos) que sirven como punto de partida en la evolución de las cavidades.

Los procesos de desagregación granular pueden estar conectados con los mecanismos de hidratación e hidrólisis, dada la disponibilidad de agua proveniente de lluvias, neblinas y salpicaduras de agua de mar. Estas últimas deben contribuir, sin duda, al aporte de sales en el medio, lo que hace factible considerar la haloclastia como un mecanismo activo en el área. La presencia de cloruros y en menor proporción de sulfatos en el grus de los casos analizados tiende a corroborar esta afirmación, pero no ha sido posible definir hasta el momento si las sales encontradas tienen realmente un origen marino o connato a los procesos de meteorización en el área (Hayden (J.J.), 1945; Logan (R.F.), 1960, y Winkler (E.M.), 1979).

CONCLUSION

Se estima que el sector estudiado del litoral de Chile Central posee condiciones climáticas, estructurales y morfodinámicas favorables al desarrollo de cavidades. La confrontación de los resultados de esta investigación, con aquellos alcanzados por otros autores en áreas geográficas comparables, permite afirmar que las formas encontradas son similares, pero que en general aquellas detectadas en Chile Central son de menor tamaño.

De esta manera, las cavidades de Chile Central, de débil impacto visual, pueden ser consideradas como un indicador de la existencia de procesos de desagregación granular en el sector supramareal.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Sr. Domingo Espiñeira de SERNA-GEOMIN por permitirnos acceder a la documentación geológica detallada aún inédita, elaborada por él en el área de estudio.

Asimismo, al Sr. Manuel Ruiz Monje, director del Servicio Externo de la Facultad de Química, Pontificia Universidad Católica de Chile, por el apoyo material y técnico brindado a través de la elaboración del protocolo de análisis cualitativo de sales.

BIBLIOGRAFIA

- ARAYA, J. 1979: "Las incidencias cataclísmicas de las bravezas en la evolución de la Costa de Chile Central". *Inform. Geogr. Chile* 26: 19-42.
- BAGNOLD, C. 1941: "The physics of blown sand and desert dunes". Methuen, London.
- BLACKWELDER, E. 1929: "Cavernous Rock Surfaces of the Desert". *American Journal of Science*. Vol. XVII 101: 393-399.
- BORDE, J. 1966: *Les Andes de Santiago et leur avant pays, étude de géomorphologie*". Bordeaux, France (559 págs.).
- BRADLEY, W.; HUTTON, J. y TWIDALE, C. 1978: "Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia: a reply". *J. Geol.* 87: 121-122.
- CALKIN, P. y CAILLEUX, A. 1962: "A quantitative study of cavernous weathering (tafonis) and its applications to glacial chronology in Victoria Valley, Antarctica". *Z. Geomorphology* 6: 317-324.
- COOKE, R. y SMALLEY, I. 1968: "Salt Weathering in Deserts". *Nature* 220: 1226-7.
- COOKE, R. 1973: "Geomorphology in Deserts". University of California Press, Los Angeles, U.S.A.
- COOKE, R. y DOORNKAMP, J. 1974: "Geomorphology in Environmental Management". Clarendon Press, Great Britain (pp. 273-295).
- CORVALAN, J. y ALVAREZ, L. 1966: "Geomorfología de Valparaíso y regiones adyacentes". Informe inédito, III Encuentro Nacional de Geografía de Valparaíso, Chile (pp. 14).
- COTTON, C. 1969: "Climatic Accidents in Landscape-Making". Hafner Publishing Company Inc., N.Y., U.S.A. (pp. 8-10).
- CHEBATAROFF, J. y ZAVALA, M. 1970: "Alveolización y ahuecamiento basal y lateral de bloques graníticos". Trabajos de investigación y revisión N° 3. Fac. de Humanidades y Ciencias, Depto. de Geografía, Montevideo, Uruguay.
- DEL CANTO, S. 1980: "Estudio morfológico del litoral entre Mirasol y Rocas de Santo Domingo, Chile Central". Memoria para optar al título de geógrafo. Instituto de Geografía, Universidad Católica de Chile, Santiago.
- DEL CANTO, S. y PASKOFF, R. 1983: "Características y evolución geomorfológica actual de algunas playas de Chile Central, entre Valparaíso y San Antonio (V Región)". *Revista de Geogr. Norte Grande* 10: 31-45. Instituto de Geografía, Universidad Católica de Chile, Santiago.
- ESPIÑEIRA, D. 1986: "Apuntes de terreno de tesis en preparación". U. de Chile.
- DI CASTRI, F. y HAYEK, H. 1976: "Bioclimatología de Chile". Vicerrectoría Académica de la Universidad Católica de Chile, Santiago (pp. 87-93).
- FRENZEL, G. 1965: "Studies on Mediterranean Tafoni". *Neue Jahrb. f. Geol. Min. Pal.* 122: 313-323.
- FUENZALIDA, H. 1968: "Climatología de Chile". Depto. de Geografía y Geodesia. Publicación Interna, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- GODARD, A. 1977: "Pays et Paysages du Granite". Presses Universitaires de France, Paris (pp. 112-3).
- GREGORY, H. 1917: "Geology of the Navajo Country". U.S.G.S. Prof. Paper 93.
- GRENIER, P. 1968: "Observaciones sobre los tafoni del desierto chileno". B.A.G.F. (pp. 193-211).
- GUILCHER, A. 1954: "Morphologie Litorale et Sous Marine". R.U.F. (216 págs.).
- HAYDEN, J. 1945: "Salt Erosion". *Am. Antiquity* 10: 373-8.
- JENNINGS, J. 1968: "Tafoni". En: Fairbridge, F. ed.: *The Encyclopedia of Geomorphology*". Reinhold Book Corp., N.Y. (pp. 1103-4).
- JOHNSON, A. 1974: "Cavernous weathering at Berowra, N.S.W.". *Austr. Geogr.* 12: 531-35.
- LOGAN, R. 1960: "The Central Namibian Desert, South West Africa". *Nat. Acad. Sci. Nat. Research Council Pub.* 758 (162 págs.).
- MILLER, H. 1965: "Introducción al uso de la red de Schmidt para la representación y solución de problemas tectónicos con ejemplos de Chile". Comunicación N° 10. Escuela Geología, Univ. de Chile, Santiago.
- NUÑEZ, M. y SAELZER, E. 1954: "Las terrazas marinas entre Valparaíso y Algarrobo". *Inform. Geogr. Chile* 1: 6-26.
- PASKOFF, R. 1970: "Le Chili Semi-Aride. Recherches Géomorphologiques". Bordeaux, France (420 págs.).

- PASKOFF, R. 1977: "Quaternary of Chile: the state of research". Quaternary Research, Vol. 8, N° 1 (pp. 2-31).
- REYES, E. y ROMERO, H. 1977: "Climatología de la Bahía de Valparaíso". Rev. Biol. Mar. Dep. Oceanol. Universidad de Chile 16 (21): 125-159.
- SEGERSTROM, K. y RUIZ, C. 1962: "Geología del Cuadrángulo Copiapó". Carta Geológica de Chile, V. 3, N° 1, I.I.G., Santiago (115 págs).
- SEGERSTROM, K. y HENRIQUEZ, H. 1964: "Cavities or Tafoni in rock faces of the Atacama desert, Chile". Geological Survey Research, in U.S. Geol. Survey Prof. Paper 501-C Pages C 121-125.
- SERNAGEOMIN 1980: Mapa geológico de Chile, Escala 1:1.000.000.
- SIÑA, A. 1986: "Geología detallada de las rocas plutónicas de la costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile Central 33°35')". Interpretaciones Petrogenéticas". Depto. Geol. y Geofís., Univ. de Chile, Santiago. En Prep.
- TRICART, J. 1977: "Précis de Géomorphologie Tome II: Géomorphologie Dynamique Générale". Société D'Édition D'Enseignement Supérieur (pp. 56-63).
- TWIDALE, C. y BOURNE, J. 1975: "The subsurface initiation of some minor granite landforms". J. Geol. Soc. Aust. 22: 477-484.
- TWIDALE, C. 1976: "Analysis of Landforms". John Wiley and Sons Australasia Pty. Ltd., Singapore (pp. 60-67).
- TWIDALE, C. 1982: "Granite Landforms". Elsevier, N.Y., U.S.A. (pp. 280-300).
- WHILHELMY, H. 1964: "Cavernous rock surfaces (tafoni) in semiarid and arid climates". Pak. geogr. Rev. 19 (2): 9-13.
- WINKLER, E. 1979: "Role of salts in development of granitic tafoni, South Australia: discussion". J. Geol. 87: 119-120.
- YOSHIDA, K. 1974: "El complejo de las rocas graníticas zona Salinas, Papudo, Maitencillo". Escuela Geología, Universidad de Chile. Inédito.