



INSTITUTO ANTARTICO CHILENO



PUBLICACION N° 8

AÑO 1966



ESTUDIO GEOMORFOLOGICO Y GEOLOGICO EN LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR ANTARTICA

Roberto Araya A.

Francisco Hervé A.

Santiago — Chile

1966

ESTUDIO GEOMORFOLOGICO Y GEOLOGICO EN LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR — ANTARTICA

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	5
CAPITULO I	
INTRODUCCION	7
1.—Objeto del estudio	7
2.—Lugares de trabajo y duración	7
3.—Agradecimientos	8
CAPITULO II	
CABO LOOKOUT, ISLA ELEFANTE	8
1.—Características generales	8
2.—La glaciación en Cabo Lookout	9
3.—Marco geológico	10
4.—Geomorfología litoral	13
5.—Conclusiones	14
CAPITULO III	
CALETA POTTER, ISLA REY JORGE	15
1.—Características generales	15
2.—Naturaleza del trabajo	16
3.—Marco geológico	16
4.—Geomorfología glacial	17
5.—Geomorfología litoral	27
6.—Conclusiones	31
CAPITULO IV	
CALETA ARMONIA, ISLA NELSON	32
1.—Características generales	32
2.—Naturaleza del trabajo	33
3.—Marco geológico	33
4.—Geomorfología	33
5.—Conclusiones	39

CAPITULO V

	Pág.
CALETA COPPER MINE, ISLA ROBERT	40
1.—Ubicación del área de estudio	40
2.—Marco geológico	40
3.—Geomorfología	40

CAPITULO VI

ISLA GREENWICH	41
1.—Ubicación del área de estudio	41
2.—Marco geológico	41
3.—Geomorfología	42

CAPITULO VII

ISLA MEDIA LUNA	44
1.—Características generales	44
2.—Naturaleza del trabajo	47
3.—Geología	47
4.—Geomorfología litoral	49
5.—Conclusiones	61

CAPITULO VIII

ISLAS LIVINGSTON Y SNOW	61
1.—Características generales	61
2.—Marco geológico	63
3.—Geomorfología	66
4.—Conclusiones	70

CAPITULO IX

CABO HOOKER, ISLA LOW	71
1.—Características generales	71
2.—Observaciones geológicas	71
3.—Observaciones geomorfológicas	72
4.—Conclusiones	72

CAPITULO X

CONCLUSIONES GENERALES	72
REFERENCIAS	76

R E S U M E N

Resumen

Se ha podido constatar un retroceso de los glaciares de las Islas Shetland del Sur. Una idea de la magnitud de este retroceso, puede verse en Caleta Potter, Isla Rey Jorge, donde a más de 1 kilómetro del frente actual del glaciar, hubo un espesor de unos 80 mts. de hielo.

Se describen también las formas actuales o subactuales de criotur-bación.

Se estudian las terrazas marinas y cordones litorales elevados, siem-pre presentes en las Shetland del Sur.

Los cordones litorales elevados, se interpretan como el producto de un ascenso isostático glaciar de las islas, siendo la magnitud de este alzamiento, mayor en el centro del Archipiélago que en ambos extremos.

Se describen sucintamente los tipos litológicos principales que afloran en cada lugar estudiado.

Es interesante señalar la presencia de sedimentos clásticos con inter-calaciones volcánicas que afloran extensamente en la parte SW de la Isla Livingston y en el NE de Isla Snow. Allí se encuentra una flora del Jurásico Medio y del Cretácico Inferior, primeros vegetales mesozoicos hallados en las Shetland del Sur.

Abstract

Evidence of regional retreat of glacier fronts has been found on the South Shetland Islands. Evidences of an 80 mt. ice-thickness were found at more than one kilometer from the present glacier front at Potter Cove, King George Island, which gives an idea of the magnitude of this retreat.

Actual or subactual crioturbation forms are described.

Ubiquitous elevated marine terraces and beaches are studied. Raised beaches are interpreted as resulting from a glacio-isostatic uprise of the South Shetland, the magnitude of which is greater at the centre of the archipelago than in both ends.

Succinct petrographical and geological data from the observed sites are given. Of special interest are the extense outcrops of clastic sediments with interbedded volcanites that occur at the SW end of Livingston Island and NE Snow Island.

Mid Jurassic and Lower Cretaceous plant assemblages have been found on them, being these the first Mesozoic plants described for the South Shetland Islands.

Resumé

Un retrait regional des glaciers des Iles Shetland du Sud a pu être constaté. Pour donner une idée de la magnitude de ce phénomène, on peut citer l'exemple de Potter Cove, King George Island, où à plus d'un kilomètre du front actuel du glacier, il y a des evidences d'action glaciare jusqu'à 80 mètres s. n. m.

On décrit aussi les formes de crioturbation actuelles ou subactuelles.

Des terraces marines et des cordons littoraux élevés peuvent être reconnus dans tout l'archipel. Ces derniers sont interprétés comme étant liés à un mouvement ascensionnel glacio-isostatique des îles, la magnitude de ce soulèvement étant plus grande au centre de l'archipel qu'aux extrémités.

On donne sommairement un aperçu sur la lithologie des régions visitées. Extrêmement intéressante est la présence des sédiments clastiques à intercalations volcaniques qui affleurent sur des grandes étendues dans le SW de Livingston et NE de Snow. Elles contiennent des flores fossiles du Jurassique Moyen et du Crétacé Inférieur. C'est la première flore mésozoïque à être trouvée dans les Shetland du Sud.

Zusammenfassung

Auf den Südshetland-Inseln konnte ein Rückzug der Gletscher festgestellt werden. Einen Begriff von der Grössenordnung dieses Rückzuges geben die Verhältnisse an der Potter-Bucht (König-Georg-Insel). Dort sind Anzeichen vorhanden, dass über 1 Km. von der heutigen Gletscherschwärze entfernt das Eis früher eine Mächtigkeit von 80 m. erreicht hatte. Rezente und subrezente Kryoturbationserscheinungen werden beschrieben.

Die auf den Südshetland-Inseln überall vorhandenen gehobenen marinen Terrassen und Strandwälle wurden untersucht. Die Hebung der Strandwälle wird auf einen glazialisostatischen Anstieg der Inseln zurückgeführt.

Das Ausmass dieser Hebung ist in den zentralen Teilen der Inselgruppe grösser als an den Extrempunkten.

Die wichtigsten Gesteinstypen, die an den besuchten Orten anstehen, werden beschrieben.

Besonders interessant ist das Auftreten klastischer Sedimente mit vulkanischen Einschaltungen, die im SW-Teil der Insel Livingston und im NE-Teil der Insel Snow weit verbreitet sind.

Die Sedimente enthalten Floren des Mitteljuras und der Unterkreide. Es handelt sich um die ersten Funde mesozoischer Pflanzen auf den Südshetland-Inseln.

CAPITULO I.

INTRODUCCION

1.—Objeto del estudio

Durante la temporada del verano 1963-1964 y gracias a una iniciativa del Profesor Don Humberto Fuenzalida V., Director de la Escuela de Geología de la Universidad de Chile, los autores realizaron una visita a las Islas Greenwich y Robert, del Archipiélago de las Shetland del Sur, ubicado entre los paralelos 61° y $63^{\circ} 20'$ S, y los meridianos 54° y 63° W.

El objetivo principal de aquel viaje, fue el de estudiar los fenómenos de costa en el mayor número posible de lugares de las Islas Greenwich y Robert, a fin de explicar la presencia de sucesivos cordones litorales de gravas marinas, que se desarrollan desde la línea de costa actual hacia tierra adentro. Esta observación había sido hecha por don Humberto Fuenzalida con oportunidad de su viaje a la Antártida en el verano de 1962.

Cumpliendo con esta misión encomendada, se efectuó un trabajo que actualmente se encuentra en prensa, titulado: "Estudio Geomorfológico y Geológico en las Islas Greenwich y Robert, Shetland del Sur, Antártica", por F. Hervé A. y R. Araya A. El estudio en esas dos Islas, permitió concluir en favor de un solevantamiento isostático glaciario de las Islas, como fenómeno causante del alzamiento de las formas litorales. La presencia de este mecanismo de reajuste isostático, afectando a las dos Islas, movió en seguida a los autores a continuar con la investigación en el resto del Archipiélago de las Shetland del Sur. De esta manera, era posible obtener un panorama regional del Archipiélago, que evidentemente daría mayor peso a las interpretaciones y conclusiones obtenidas en el trabajo anteriormente mencionado; es decir, se trataba de averiguar si todo el grupo de Islas, desde Elefante hasta Low, estaba respondiendo a este desequilibrio producido por una disminución de la carga de hielo sobre ellas.

En consecuencia, el interés por recorrer el mayor número posible de las Islas Shetland del Sur, obedecía no sólo al aspecto geomorfológico ligado a la acción marina, sino también al estudio del estado de glaciación en el Archipiélago, ya que las evidencias de retroceso glaciario, son igualmente válidas para la interpretación isostática glaciario.

Fue así como el Instituto Antártico Chileno, aprobó este programa de trabajo para la temporada de verano 1964-1965, respaldando y financiando íntegramente la campaña.

2.—Lugares de trabajo y duración

Las Islas visitadas fueron las siguientes:

ISLA ELEFANTE, Cabo Lookout en el extremo meridional.

ISLA REY JORGE, Caleta Potter en el extremo suroccidental.

ISLA NELSON, Caleta Armonía en el extremo occidental.

ISLA GREENWICH, Puerto Soberanía en Bahía Chile ubicada en la costa nororiental.

ISLA GREENWICH, Bahía Yankee en la costa suroccidental.

ISLA MEDIA LUNA, en el Estrecho Mac Farlane.

ISLA LIVINGSTON, Punta Elefante y Punta Diablo. Extremo suroccidental.

ISLA SNOW, Cabo Timblon en el extremo nororiental.

ISLA LOW, Cabo Hooker en el extremo oriental.

Las características de cada Isla, y el tiempo disponible para su estudio, son dos factores que hicieron variar en parte la naturaleza del trabajo realizado en cada una de ellas. Sin embargo, la Geomorfología Dinámica, tanto litoral como glaciario, fue el tema de fondo abordado en todo los lugares visitados.

Para el mejor desarrollo en la exposición, se comienza por el extremo Norte, con la Isla Elefante, siguiendo hacia el Sur hasta la Isla Low. Cada Isla va tratada en un capítulo especial, al final del cual se indican las conclusiones.

El último Capítulo está dedicado a "CONCLUSIONES GENERALES".

3.—Agradecimientos:

Los autores se hacen un deber de expresar su más profundo agradecimiento al Instituto Antártico Chileno, que a pesar de haber sido ésta su primera expedición científica, supo coordinar los diversos programas científicos, dirigiendo con habilidad los viajes a cada una de las islas. Se refieren especialmente aquí, a su coordinador y amigo Ing. Don Alejandro Forch Petit.

Manifiestan su agradecimiento, al Secretario General del Instituto Antártico Chileno, Almirante Jorge Araos Salinas, por la constante preocupación que tuvo durante todo el transcurso de la Expedición por cada uno de sus integrantes.

En forma especial, desean también expresar sus más sinceros agradecimientos a la Armada de Chile, cuya abnegada labor en beneficio de la Patria y de la Ciencia, permanecerán imborrables en sus recuerdos.

Agradecen al Doctor Hubert Miller por su valiosa cooperación e interesantes sugerencias, y al Profesor don Humberto Fuenzalida V., quien proporcionara todos los medios disponibles para la preparación de este informe, y sin cuya iniciativa y ofrecimiento de viajar a la Antártida durante el verano 1963-1964, este trabajo no hubiera comenzado.

CAPITULO II.

CABO LOOKOUT, ISLA ELEFANTE

1.—Características generales

Ubicación del área estudiada.—Se estudió el área accesible de Cabo Lookout, la avanzada más meridional de Isla Elefante, ubicada en $61^{\circ} 18'$, L. S. y $55^{\circ} 13'$ L. W. Frente a este Cabo está situada Isla Rowett, inaccesible peñón de 150 metros de altura.

Fauna.—Merece destacarse el hecho de haber observado un lobo de 2 pelos (*Arctocephalus australis*) con su cría. Abundan los elefantes marinos, pingüinos antártico y macaroni, así como palomas antárticas.

Condiciones de trabajo.—Se permaneció seis días en el terreno, du-

rante los cuales la abundancia de elefantes marinos y la casi constante presencia de vientos y lluvias restringieron bastante las posibilidades de trabajo. Se vivió en carpa.

2.—La glaciación en Cabo Lookout

Según se pudo observar en Cabo Lookout y en sus alrededores, la glaciación que presenta Isla Elefante es muy diferente al resto de las Shetland, exceptuando probablemente Clarence, Gibbs y Aspland, vecinas a Elefante.

En el resto de las Shetland, se advierte una calota de hielo cubriendo en forma casi continua la superficie de la isla, con algunas penínsulas libres de hielo, y la mayor parte de la costa formada por acantilados de hielo. En Isla Elefante existen glaciares de valle, perfectamente encauzados en profundos cañones, separados por dorsales de roca fundamental.

En la costa vecina a Isla Rowett se pueden observar 6 lenguas glaciares bajando hasta el mar, desde una zona de alimentación común más



Fig. 2-1

Aspecto del glaciar γ . Se ven bien las grietas e irregularidades de su superficie, así como sus morenas abandonadas en el extremo inferior derecho.

hacia el interior de la isla. Estos glaciares generalmente terminan en un acantilado de hielo a nivel del mar, pero hay excepciones, en que el extremo terminal del glaciar está cubierto.

El hielo es muy duro y azulado. En las lenguas glaciares, no se observa nieve ni neviza en la superficie a alturas inferiores a 160 m. s. n. m., por lo que el límite de nieves persistentes debe ubicarse a una altura algo superior a ésta.

La superficie de los glaciares es muy agrietada, presentan monticulaciones abruptas de diversas formas que hacen recordar a los penitentes, pero que son mucho más irregulares que éstos. La fusión es abundante, y el calving es bastante activo.

Se observan claros indicios de la disminución del débito de hielo actual con relación a épocas pasadas; tales son:

—Ancho excesivo de los cajones para la actual descarga de hielo. Las crestas dentadas de roca que separan un valle glaciar de otro quedan separadas del borde actual del hielo por extensiones de pendiente suave con rocas aborregadas, que corresponden al concepto de hombreras glaciares. Esto se observa bien en la Fig. 2-1.

—Morenas abandonadas fuera de la extensión actual de los hielos. Fig. 2-1.

La Fig. 2-2 es un bosquejo del área en estudio que presenta los rasgos principales de ella.

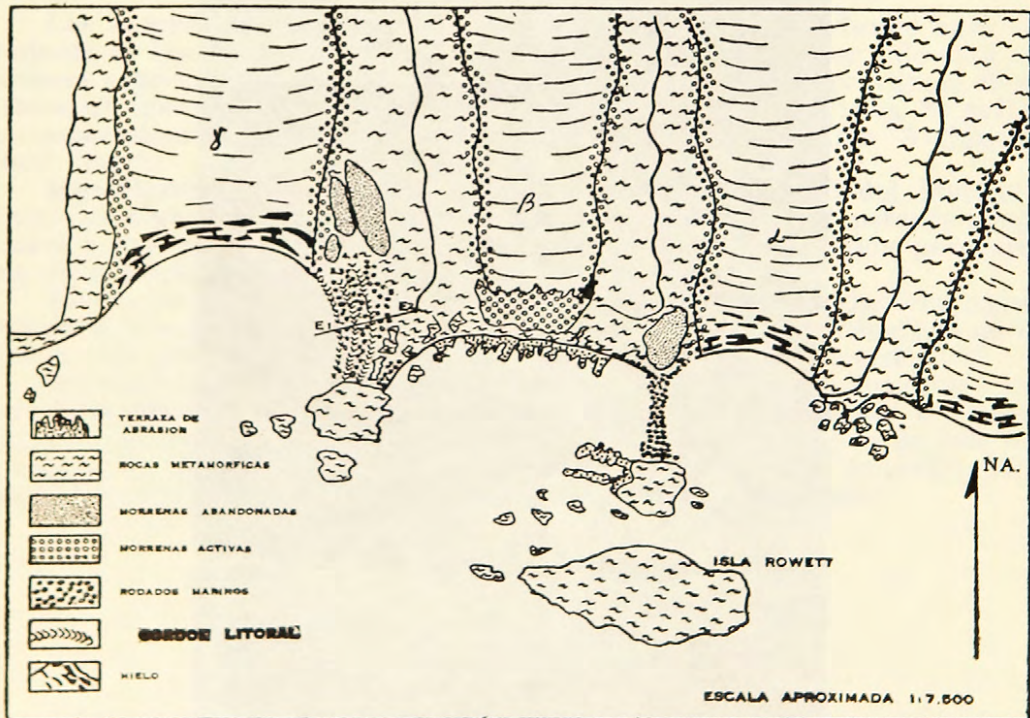


Fig. 2-2

3.—Marco geológico

Generalidades.—Las rocas que afloran en Cabo Lookout son todas rocas metamórficas. Los afloramientos son buenos, pero muchos de ellos son de difícil acceso por las elevadas pendientes que reinan en el área.

Petrografía.—Se distinguen tres tipos petrográficos fundamentales,

que se hallan interestratificados, constituyendo una serie al parecer bastante potente. Se trata de esquistos, anfibolitas y mármoles.

1) *Esquistos*.—Hay diversas variedades, entre los cuales,

A.—*Esquistos muscovíticos*: presentan abundantes porfidoblastos poikilíticos de albita, hasta de 4 mm. de largo. Las inclusiones son de hornblenda, granate, y apatita. Entre ellos se dispone un agregado fino de cristales orientados de muscovita, con cantidades menores de cuarzo, feldespato, hornblenda, biotita y epidota en orden decreciente de importancia.

B.—*Esquistos de biotita*: ricos en granate y albita: porfidoblastos poikilíticos de granate y albita de hasta 2 mm. de granate y albita. Las inclusiones son de zircón, apatita, granate, hornblenda, epidota y magnetita.

Entre ellos se disponen biotita y hornblenda orientadas, con cantidades menores de los minerales mencionados como inclusiones en los porfidoblastos.

C.—*Esquistos ricos en granate, albita y calcita*: los porfidoblastos de estos tres minerales, en orden decreciente de frecuencia, tienen 2 mm. de tamaño medio. Son poikilíticos excepto la calcita.

Entre ellos, un agregado orientado, sinuoso en su torno, de hornblenda, clorita, muscovita, feldespato, calcita y cuarzo, accesorios son epidota, zircón y apatita.

2) *Anfibolitas*.—Presenta porfidoblastos poikilíticos de albita de 0,3 a 0,8 mm. de largo, ocasionalmente de calcita. Entre ellos una masa fina en que predomina la hornblenda, existiendo además clorita, epidota y calcita.

La foliación de estas rocas es menos definida que la de los esquistos.

3) *Mármol*.—Es un mármol impuro. Compuesto de un 70% por granos de calcita, con bandas delgadas de cuarzo muy fino. La biotita es el mineral que les sigue en abundancia, se presenta disperso y no orientado. Accesorio son epidota, granate, apatita, magnetita, que abundan entre los granos de calcita.

Hay por lo menos 2 capas de 4 metros de potencia en el tómbolo que enfrenta a Isla Rowett.

En los esquistos y anfibolitas se observan estructuras relictas de una esquistosidad antigua de las rocas, en dirección diferente de la actual. Esto se aprecia especialmente en los porfidoblastos poikilíticos, que contienen inclusiones ordenadas claramente transversales a la estructura actual. Algunos granates muestran claramente que han experimentado rotaciones en el seno de la roca. Es probable también que algunos de los cristales de albita, sean minerales relictos.

Todas las rocas encontradas en Cabo Lookout, son producto de metamorfismo regional de una serie sedimentaria que tenía intercalaciones de calizas. La composición mineralógica de las rocas indica condiciones de metamorfismo bastante intensas, que pueden asignarse a la mesozona de Grubenmann.

Edad y correlaciones: bien poco se puede decir acerca de la edad de estas rocas. La presencia de mármoles induce más bien a pensar que las rocas sean post-cámbricas. Son también, probablemente más antiguas que las rocas de la Serie Península Trinidad que se asignan al Paleozoico superior, y que presentan mucho menos metamorfismo.

Se pueden correlacionar, por su gran similitud petrográfica, con las rocas que forman el basamento de las Orcadas del Sur, que consiste en "un sustancial espesor de para-esquistos con granates, con para-anfibolitas y mármoles subordinados". (Matthews, D. H., 1959).

Estructura.—Las rocas expuestas en Cabo Lookout constituyen una serie estratificada, de rumbo general vecino a EW, y manteos que varían entre 75° N. y vertical. La esquistosidad de las rocas es paralela a la estratificación.

Hay abundantes pliegues, fracturas y fallas, cuya disposición especial puede observarse en la figura 2-3, que se ha dibujado utilizando la red de Schmidt.

Se pueden distinguir dos tipos de pliegues:

—Pliegues en zig-zag: lo presentan generalmente capas delgadas muy silíceas intercaladas entre los esquistos. Tienen 20 a 30 cm. de amplitud, planos axiales verticales, y ángulo muy agudo entre ambos flancos. Afectan débiles espesores de roca.

—Pliegues mayores: tiene amplitudes de algunos metros y afectan espesores mayores de roca.

Del análisis de la figura 2-3 se desprende lo siguiente:

—La dirección y el buzamiento de los ejes "b" de los pliegues, sin distinciones de tipo, es bastante constante lo que permite establecer las líneas generales de la estructura de las rocas presentes.

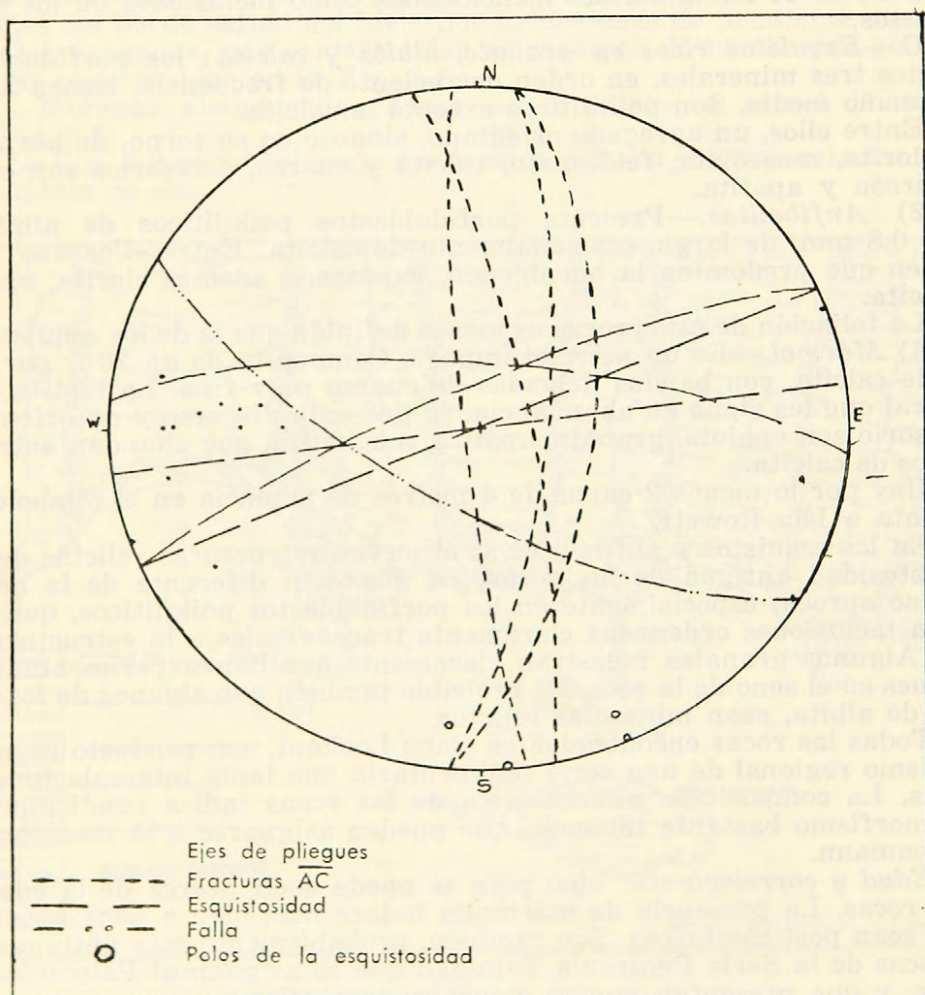


Fig. 2-3

—La dirección preferencial de los ejes medidos es EW y su buzamiento es siempre al W, comprendido entre 0° y 45° .

—Las fracturas más frecuentes son perpendiculares a los ejes "b" de los pliegues, por lo tanto son fracturas cogenéticas con ellos, y corresponden a las fracturas (ac). Ellas tienen el mismo rumbo que las fuerzas que

provocaron el plegamiento observado, es decir, las fuerzas compresivas tenían una dirección NS aproximadamente.

—Faltaron mediciones como para decidir si las capas están plegadas en pliegues de gran amplitud.

La dirección de los ejes "b" coincide con la mayor dimensión de la Isla Elefante y con la dirección del Arco de Scotia en este lugar. Es la primera evidencia del control estructural que manifiesta la morfología de la isla.

4.—Geomorfología litoral

De la isla en general: la característica más notable de la costa de la Isla Elefante es la dificultad que pone al navegante para el desembarco en ella. Esto se debe a la alternancia a lo largo de la línea de costa, de los frentes glaciares y de acantilados rocosos casi verticales de gran altura, rodeados de roqueríos.

Se puede decir que los acantilados de las costas S y N de la isla, las más extensas, están en gran parte controladas por la existencia de la esquistosidad EW y casi vertical de las rocas metamórficas. Esto queda claramente documentado porque se observa en muchas partes que los acantilados son "dip-slopes" muy lisos. Los roqueríos antepuestos corresponden a plataformas de abrasión marina labradas con el mar en su presente nivel o con un nivel relativo un poco más alto que el actual.

De Cabo Lookout: En la figura 2-2 se han vaciado los principales aspectos de la geomorfología litoral del área. Salta a la vista la presencia de dos tómbolos, forma tan común en las Shetland del Sur. (Fig. 2-4).



Fig. 2-4

Vista del tómbolo que enfrenta a Isla Rowett, desde las morenas abandonadas en el blanco del glaciar. Se observa bien la plataforma de abrasión a ambos lados del tómbolo.

El más oriental, situado frente a la isla Rowett como lo muestra la fotografía anterior, está compuesto de grava gruesa (10 cm.) con clastos de esquisto y de cuarzo. Tiene una altura máxima de 3,4 metros sobre las pleamares normales, cerca de su unión con los macizos rocosos de sus

extremos. Pese a que estos lugares parecen estar fuera del alcance normal de las olas, no parece ser una prueba convincente de la existencia de niveles relativos superiores del mar en el pasado.

En cambio, el tómbolo ubicado unos 300 metros hacia el W, presenta evidencias muy claras de sedimentación litoral con nivel relativo del mar superior al actual, hasta una altura confirmada de 5,4 metros, donde las gravas marinas ahí presentes se pierden bajo los escombros de falda que caen del afloramiento rocoso que los limita por el E. La figura 2-5, muestra la disposición de estas gravas en cordones litorales.

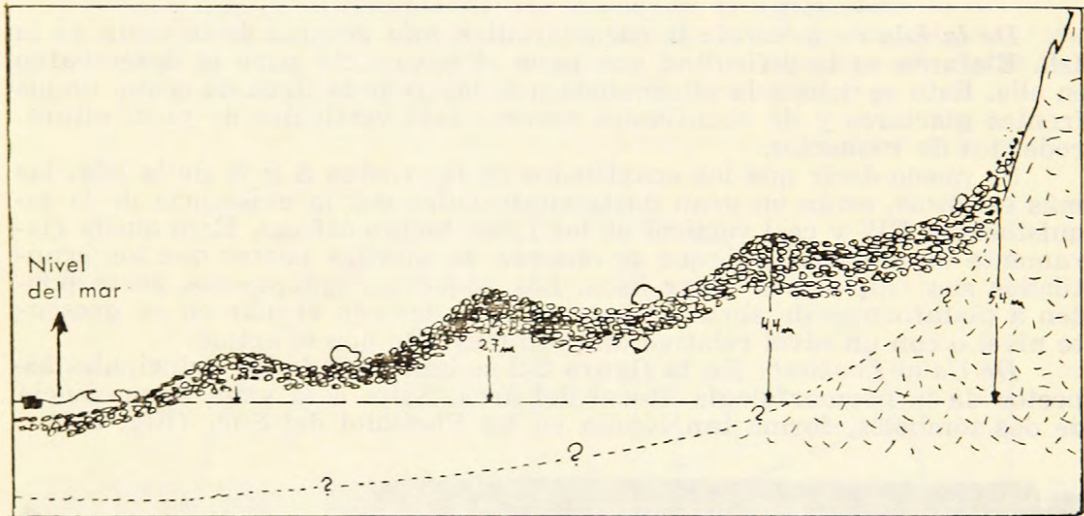


Fig. 2-5

Los cordones litorales elevados, que son dos, están muy bien definidos, son de grava gruesa y se presentan exclusivamente por el lado W del tómbolo, ya que por el costado E se disponen afloramientos dispersos y bloques.

Se observa además, que cada bahía tiene en su saco un acantilado glaciar, y que los arrecifes e islotes se disponen frente a las dorsales de roca que separan un glaciar de otro. Esto parece ser otro indicio de una mayor extensión de los glaciares en el pasado, tema que se trató en el párrafo dedicado a las condiciones de glaciación, ya que los islotes y roqueños deben representar el residuo que ha resistido a la erosión marina, de las dorsales que se extendían, así como los glaciares por supuesto, más allá de la línea de costa actual.

5.—Conclusiones

—Las rocas aflorantes en Cabo Lookout son el producto de metamorfismo regional de alto grado de una secuencia sedimentaria. Esto dio origen a los esquistos, para-anfibolitas y mármoles que hoy día se observan.

—Su litología es muy similar a la del basamento metamórfico de las Orcadas del Sur con las cuales tentativamente se correlacionan. Las rocas de Cabo Lookout y del basamento cristalino de las Orcadas del Sur, han sido asignados, sin mucha seguridad, al precámbrico: (D. H. Matthews, 1959). La existencia de capas de mármol en ambas localidades habla más bien en favor de una edad post-cámbrica para los sedimentos, sin ser una prueba definitiva de ello, por cierto.

Como se trata de rocas más antiguas que la serie Península Trinidad, y la "Greywacke-shale Series" de las Orcadas del Sur que se asignan al paleozoico superior, es quizás en el paleozoico inferior donde deben ubicarse las rocas de Cabo Lookout.

—Los ejes de los pliegues presentes en estas rocas son muy uniformes en cuanto a su rumbo que es aproximadamente EW, con buzamientos suaves al W. Los planos de esquistosidad, que coinciden con los de estratificación, tienen el mismo rumbo. Estos datos, más el rumbo NS que tienen las fracturas (ac) en el área, nos indican que la compresión que deformó los estratos tenía una dirección NS.

Es interesante hacer resaltar que el plegamiento principal en el basamento de las Orcadas del Sur tiene sus ejes en dirección NS, y que en las Islas Gibbs y Aspland, 50 km. al sur de Elefante, hay esquistos con rumbo NW-SE. Es necesario estudiar con más detalle la estructura de estas áreas para incluir estos datos en un conjunto coherente.

—Aparentemente, la tendencia EW de las estructuras en Cabo Lookout habla en contra de la teoría expuesta por (Donald D. Hawkes 1962), según la cual las rocas premesozoicas del Arco de Scotia habrían sido plegadas por un campo de fuerzas con componente principal EW, y por lo tanto con estructuras NS.

—La morfología de la isla Elefante, abruptos acantilados por lo menos en la costa sur, está controlada por la esquistosidad casi vertical que produce frecuentes "dip-slopes" de gran pendiente.

—La glaciación en isla Elefante no es la típica de las Shetland del Sur, con una calota de hielo que llega al mar en la mayor parte del perímetro de las islas, sino presenta glaciares de valle sucesivos con una zona de acumulación común hacia el interior de la isla.

—Hay evidencias claras de una disminución del débito de hielo de los glaciares con respecto a un pasado reciente.

—Hay evidencias de alzamiento bastante reciente de la isla en 5,4 metros respecto al nivel actual del mar, bien documentada por cordones litorales hasta esa altura.

CAPITULO III.

CALETA POTTER, ISLA REY JORGE

1.—Características generales

Ubicación.

Caleta Potter, se encuentra ubicada en el extremo suroccidental de la Isla Rey Jorge, a 58° 40' longitud W. y 62° 15' latitud S.

El ancho de la Caleta, es de aproximadamente 1.250 metros, por 3 km. de saco, abierta en dirección SW hacia el Estrecho Bransfield. Su costa norte y este, es un acantilado vertical de hielo glaciario, en tanto que en su borde sureste, la Península Potter, se presenta desprovista de hielo, y completamente limpia de nieve durante el verano.

El estudio se realizó en esta Península, abarcando desde aproximadamente el fondo de Caleta Potter, hasta "Stranger Point" (Punta Pingüinera), que es el punto más austral de la Isla, ubicado a 4 km. de Caleta Potter, a orillas del Estrecho Bransfield.

Relieve.

El área de estudio, se caracteriza por un relieve suave constituido principalmente por mesetas y lomajes, cuya altura máxima es de aproxi-

damadente 60 m. s.n.m. Los rasgos más característicos en la topografía del área son:

—La presencia del Cerro Tres Hermanos, que con su altura de 210 m. s.n.m., se destaca fuertemente en el paisaje, y

—La horizontalidad bastante marcada de grandes extensiones de terreno.

Desde las partes más altas de la Isla, fluyen durante el verano, numerosos arroyos de agua de fusión, que a pesar de ser muy recientes, han producido ya una disección del lomaje, principalmente notoria en el costado noreste del Cerro Tres Hermanos, por donde corre el curso estacional de agua más importante.

Flora.

Entre las especies vegetales presentes en la Península Potter, existe un marcado prodominio de los líquenes arborecentes de la especie *Neurospogon Antarcticus*. Este líquen cubre grandes extensiones de terreno, llamando principalmente la atención, en los faldeos del Cerro Tres Hermanos, donde crece tanto en el afloramiento rocoso in situ, como sobre los escombros de falda y material clástico en general. En menor cantidad, aparecen también especies incrustantes en los afloramientos de Punta Baliza; allí se tomó la especie *Lecidea Nelsonis*, efectuando mediciones de la superficie de los líquenes para determinación de edad. Siguen en importancia, en cuanto al número, los musgos, que forman las características alfombras, de preferencia en algunas depresiones más húmedas, de la parte alta mesetiforme de la Península. Gramíneas, Cariofiláceas y Algas marinas, completan el cuadro vegetal de la Península.

Fauna.

Entre las aves, existe predominio de skúas y pingüinos de las especies: *Pygoscelis papua*, *Pygoscelis adeliae* y *Pygoscelis antártica*, petreles, gaviotines y gaviotas completan la avifauna.

Entre los mamíferos, sólo se observaron elefantes marinos (*Mirounga leonina*) en la playa del Refugio Aeronaval Argentino, y en la costa del Bransfield.

2.—Naturaleza del trabajo

La estada en Caleta Potter fue de cuatro días, durante los cuales se vivió en el Refugio. El estudio se enfocó principalmente hacia la Geomorfología tanto litoral como glaciaria. Se realizaron también observaciones geológicas y criopedológicas en diferentes lugares.

3.—Marco geológico

Para visualizar más claramente el panorama geológico de Caleta Potter, se da a continuación un cuadro esquemático que representa los distintos tipos litológicos.

Efusivas.—Coladas: basaltos, andesitas, basandesitas y liparitas. (En la costa del Bransfield).

*Rocas Igneas de
Edad Terciaria*
(Predominan en el área).

(*) *Intrusivas.*—Cuello volcánico basáltico con estructura columnar (Cerro Tres Hermanos).

Conglomerado volcánico: faldeo oriental del Cerro Tres Hermanos. Y costa en dirección a Punta Pingüinera.

Tobas: pequeño afloramiento al W. de Pingüinera.

Areniscas: (con fósiles vegetales del Mioceno medio a 700 metros al Este del Refugio Teniente Jubany.

Rocas Sedimentarias

Arcillas: Diferentes lugares.

Sedimentos Glaciares modernos: diversos lugares.

Cuadro resumen según (Fourcade, 1960).

Para los fósiles vegetales, se supone una edad Terciaria, correlacionándolos con los puntos fosilíferos de Bahía Laserre y Estrecho Fildes ambos en la misma Isla Rey Jorge.

Durante nuestra estada en Caleta Potter fue posible reconocer estratificación en la costa del Bransfield: a 1,5 Km. al Sur de Punta Baliza, y nivelados por la erosión marina en una plataforma de abrasión, aparecen brechas volcánicas multicolores de matriz rojiza infrayaciendo a bancos de tobas rojas con zonas más brechosas. La posición de la secuencia es N85E|30N.

La cubierta detrítica hacia la parte alta de la secuencia y la internación de las capas inferiores en el mar, no permitieron reconocer límites superior e inferior respectivamente de la secuencia.

4.—Geomorfología glaciár

Generalidades.

La Península Potter muestra claras evidencias de un retroceso glaciár.

El estado de conservación de las formas de acumulación y de erosión glaciares, indican que se trata de un retiro reciente del frente glaciár. Se habla "del frente glaciár", dado que no existe razón para afirmar que la Península haya estado cubierta por dos o más glaciares, sino se trató simplemente de una mayor extensión de la actual calota de hielo.

* Según Fourcade, este cuello volcánico basáltico con estructura columnar, y que él denomina "Basalto Columnar", es efusivo.

Las evidencias de terreno permiten concluir igualmente que el retroceso glaciar continúa en la actualidad. Se revisan a continuación las diversas formas testigos de este retroceso:

Desde el límite actual del glaciar, hasta Punta Baliza y Punta Pingüinera se observa una extensa área cubierta por sedimentos glaciares, afloramientos rocosos aborregados (principalmente al pie del Cerro Tres Hermanos y el afloramiento de basalto de las cercanías del Refugio), y abundantes estrías glaciares tanto en los afloramientos de roca, como en clastos enterrados en el suelo, de no más de 30 cm. de diámetro. Esto último habla claramente en favor de un retroceso glaciar muy reciente, ya que la erosión no ha logrado aún remover esos clastos estraidos.

El Cerro Tres Hermanos, presenta una serie de elementos morfológicos que permiten sacar importantes conclusiones.

Se trata de un cuello volcánico de composición basalto olivínica con estructura columnar muy bien desarrollada, observándose una disposición de las columnas en abanico.

Tales elementos morfológicos son los siguientes:

—El costado del cerro y aproximadamente en la mitad de su altura total, presenta una larga y profunda hendidura transversal socavada en la roca. En el talud de escombros de su lado Noreste, se observa una distribución muy peculiar en el tamaño de los clastos.



Fig. 3-1
Costado NE del Cerro Tres Hermanos. Obsérvese la estructura columnar y el talud de escombros.

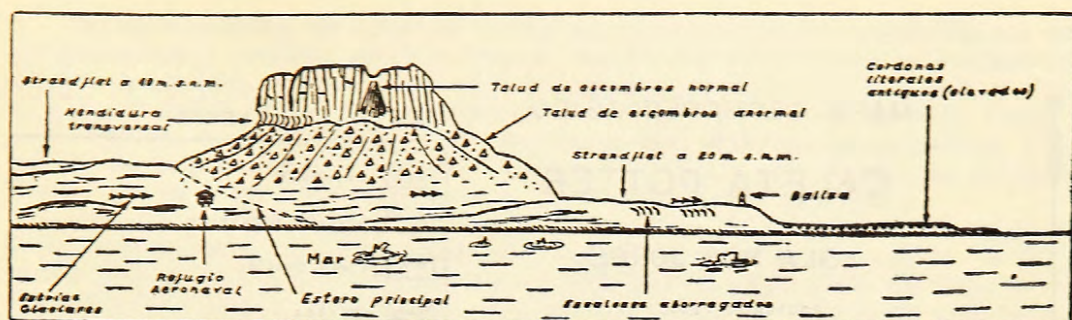


Fig. 3-2

Bosquejo del sector de Punta Baliza, Caleta Potter. Al centro, el Cerro Tres Hermanos.

En la parte alta del Cerro, obsérvese el talud de escombros con distribución normal en el tamaño de los clastos, es decir, el material más grueso en la parte inferior y viceversa. En la mitad inferior del Cerro, junto con aparecer un resalto de pendiente, comienza un talud donde hay la misma abundancia de material fino y grueso, desde la parte más alta hasta la base del talud.

—La litología de los clastos del talud no es homogénea, no todos los clastos provienen de la destrucción del cuello volcánico, y muchos de ellos presentan estrías glaciares. Por lo tanto esta acumulación no representa un talud de escombros normal, formado únicamente por aislamiento de clastos caídos desde arriba, sino que parte del material debe haber sido transportado hasta el pie del Cerro por un agente que no puede ser otro que el hielo. De acuerdo a estas evidencias, se tiene en consecuencia una clara comprobación de mayor extensión del glaciar en el pasado reciente, y queda planteada la posibilidad que estos cuellos volcánicos bastante comunes en las Islas Shetland, tengan relieve positivo y se destaquen en el paisaje, por efecto de una erosión diferencial de parte del hielo.

El cuello volcánico Tres Hermanos no presenta estrías glaciares debido a la facilidad con que se desprenden las columnas periféricas.

—En Punta Baliza se observa una extensa plataforma de superficie suavemente ondulada, con una leve pendiente general hacia el mar. La altura de su margen externo, donde se ubica la baliza, es de 20 m.s.n.m., con pequeño aumento hacia el faldeo del Cerro Tres Hermanos. En ella, los afloramientos aborregados y estriados están nivelados a una altura uniforme y se hallan cubiertos en parte por una capa de material morénico, con abundante arcilla glacial y clastos estriados y pulidos (Ver Fig. 3-2). Desde esta plataforma de origen glacial, se desciende por dos escalones bien marcados y que muestran afloramientos aborregados y estriados hasta la cota de 5,8 m. a la cual aparecen los cordones litorales antiguos más altos. (Nivel de la Baliza inferior).

Hacia el Este del perfil R-R1 (Ver Mapa N° 1) se extiende otra plataforma menos definida, a 20 m. s.n.m., interrumpida en parte por erosión y marginada exteriormente por un antiguo acantilado marino. No hay evidencias claras, de que esta plataforma sea de origen marino; sin embargo, la presencia de la plataforma de Punta Baliza, ubicada a la misma altura, permite correlacionarlas, y deducir que ambas son de origen glacial.

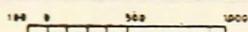
En el mismo lugar, y a una altura de 45 m. s.n.m., existe otra extensa plataforma levemente inclinada hacia el interior de la Isla, y tallada en andesitas y brechas volcánicas. Se extiende desde el costado SE del Cerro Tres Hermanos hasta las morenas más altas de la Península frente a Punta Pingüinera.

MAPA GEOMORFOLOGICO
DE

CALETA POTTER

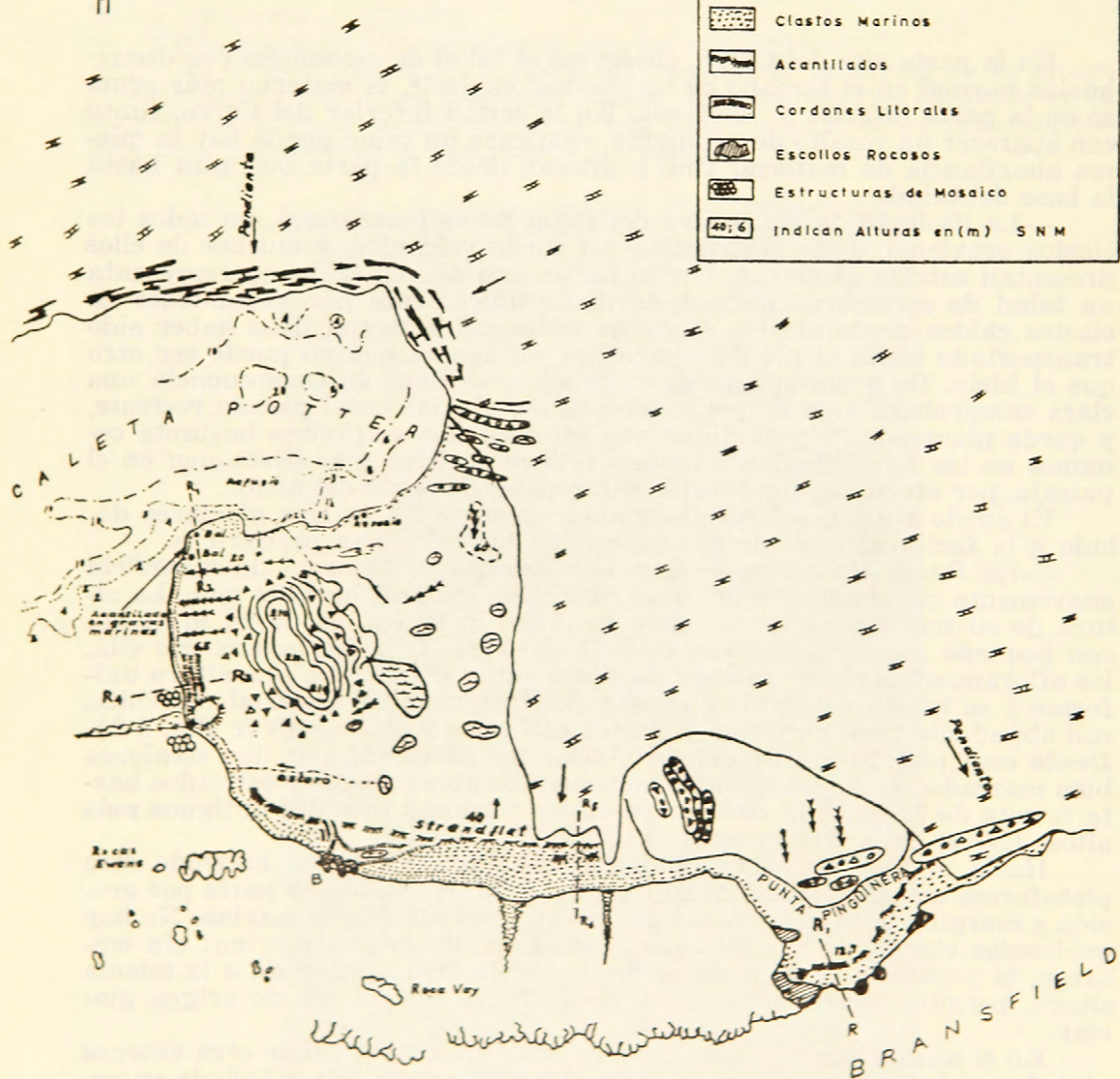
ISLA REY JORGE

ESCALA 1: 25.000



LEYENDA

	Morrens
	Estrías Glaciares
	Hielo Glaciar
	Grietas
	Lagunas
	Area Cubierta Con Depósitos Glaciares
	Clastos Marinos
	Acantilados
	Cordones Litorales
	Escollos Rocosos
	Estructuras de Mosaico
	Indican Alturas en (m) S N M



Si se considera, de acuerdo con todas estas evidencias morfológicas de acumulación y erosión glaciaria, que el espesor de hielo sobre la Península Potter ha debido ser por lo menos 80 metros mayor que el actual, y que el glaciar debió llegar al Estrecho de Bransfield cubriendo toda la Península Potter, es posible explicarse la formación de estas plataformas, por efecto de la erosión glaciaria (exaración). Se trata por lo tanto, de strandflats ligados a posiciones sucesivas de un glaciar en retroceso.

El estado glaciológico del área en el pasado, permite también asignar a la Caleta Potter, un origen glaciario. Corroboran esta afirmación, la forma y ubicación de la Caleta, y la dirección del flujo de hielo en el pasado, documentada por la orientación de morenas y estrías muy bien conservadas en su costa Sur. La orientación de las morenas y de las estrías glaciares, indican claramente un cambio de dirección en el flujo de hielo a medida que el glaciar ha ido retrocediendo: Desde Punta Baliza hasta el lugar donde se ubica el Refugio, la orientación es de N60E aproximadamente paralela a la mayor dimensión de Caleta Potter. Y desde el área del Refugio hasta el actual límite del glaciar, la orientación de las morenas y estrías va cambiando gradualmente hasta llegar a N70W. (Ver Mapa N° 1).

Se revisan a continuación las formas testigos que indican que el retroceso del glaciar continúa en la actualidad.

El borde SW del glaciar, desde el fondo de Caleta Potter hasta Punta Pingüinera, permite comprobar que el retroceso del glaciar continúa en la actualidad:

Existe allí un área de aproximadamente 500 metros de ancho cubierta por material morénico, y que bordea el límite visible del glaciar. (*)

Se advierte en esta zona que en la parte más cercana al glaciar, el material morénico cubre un hielo muerto muy duro y sucio, en tanto que a medida que aumenta la distancia al glaciar, el hielo muerto infrayente al material morénico, va disminuyendo hasta desaparecer.

La topografía en esta área es muy suave con desniveles máximos de 5 ó 6 metros, y con numerosos esteros hasta 1 metro de profundidad por 4 metros de ancho, que tienen gran capacidad de transporte debido a la pendiente pronunciada hacia Caleta Potter, al gran caudal (en verano) y a la poca consistencia del material. En partes, estos cursos de agua corren también por debajo de glaciar.

Entre las diversas formas que toma el hielo cubierto, se destacan unas monticulaciones de forma más o menos cónica, cuya altura alcanza hasta los 6 metros. Están cubiertas por una capa de material morénico fino de 30 a 80 cm. de espesor, que se desliza lentamente por los flancos del montículo por efecto de la soliflucción.

En la cima del cono, la cubierta morénica alcanza su máximo espesor, debido a que allí existe un equilibrio más estable. El material morénico en la parte alta, está mucho más seco y compacto debido al aislamiento del agua de los esteros.

Otro rasgo característico de esta área, son las lagunas por lo general circulares, cuyo tamaño varía desde 50 cms. de diámetro hasta 120 metros; la mayoría tienen sin embargo, aproximadamente 6 metros de diámetro por 1 metro de profundidad o 2,5 metros de diámetro por 40 cms. de profundidad aproximadamente.

Su origen se debe a la fusión de un cono de hielo muerto por efecto de la radiación solar, para lo cual es necesaria la remoción del material morénico de cubierta en ese punto. Esto se produce por efecto de la soliflucción o de derrumbes repentinos debido a un exceso de agua. Algunas de estas lagunas, en especial aquellas de forma más irregular, tienen un origen completamente diverso, y se forman por obstrucción de una vía de

* "Límite visible del glaciar", ya que su borde está tapado por depósitos glaciares.

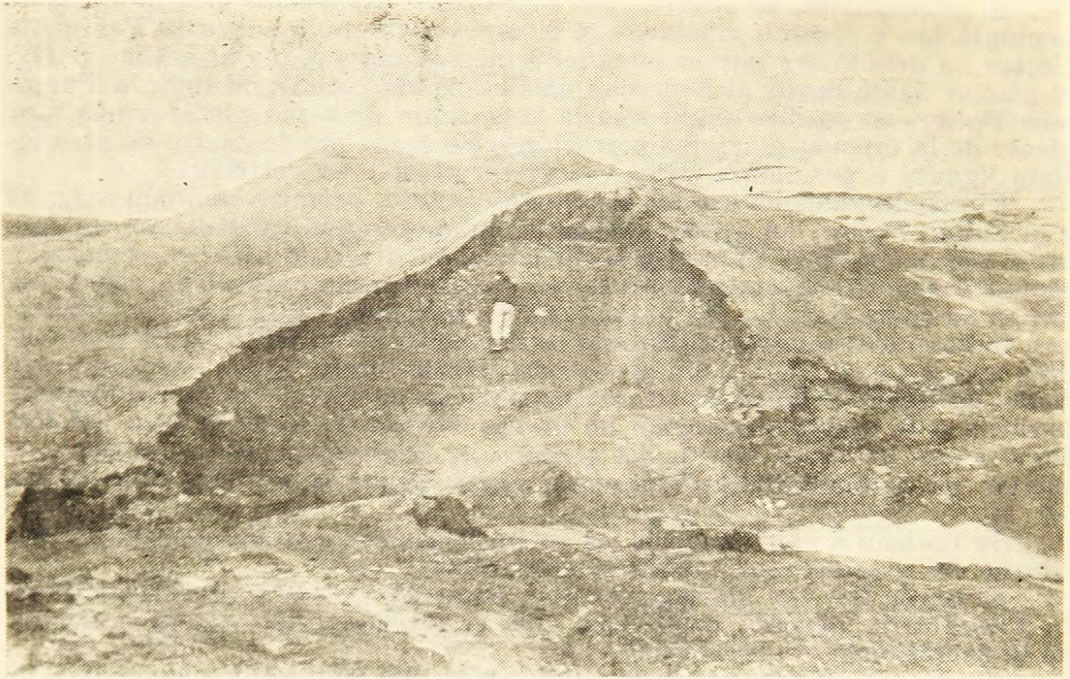


Fig. 3-3

Cono de hielo inmóvil cubierto por material morénico móvil.

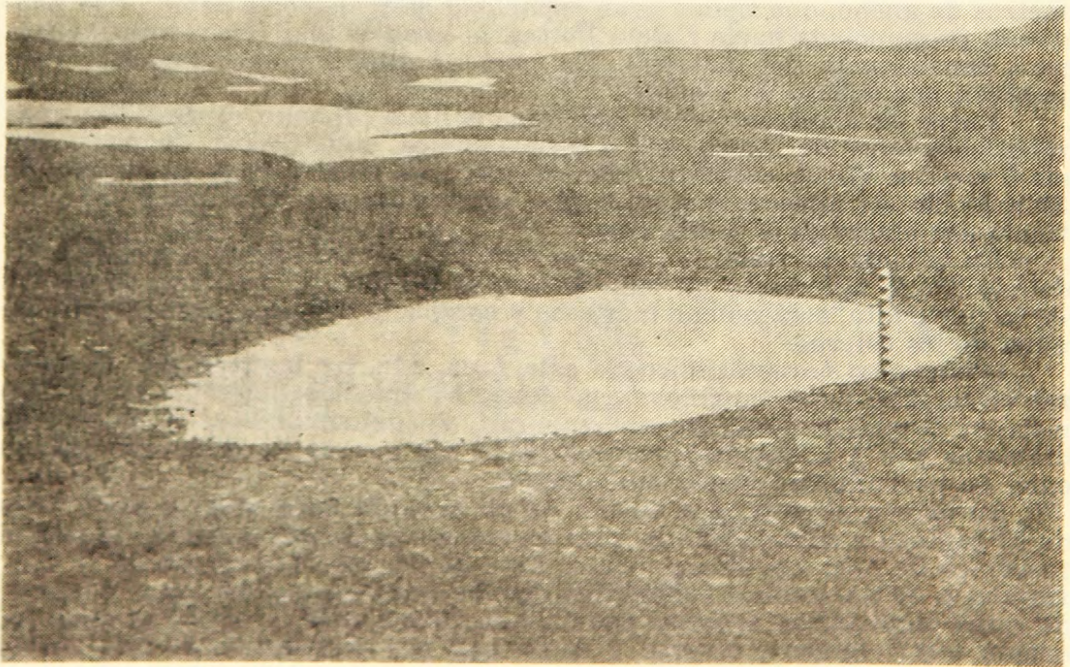


Fig. 3-4

La mira tiene 95 cms. de altura.

agua de fusión, debido a los continuos deslizamientos en los meses de verano. Las lagunas se encuentran diseminadas en toda la Península Potter.

Para interpretar correctamente la presencia de este hielo muerto cubierto por depósitos glaciares, es necesario situarse en el extremo terminal del glaciar de Caleta Potter, y estudiar allí las morenas aún activas.

El glaciar en la fotografía N° 3-6, muestra una serie de planos de cizalle con material morénico, que se observan más claramente en su acantilado vertical (extremo izquierdo de la fotografía). Los planos de cizalle aparecen en la superficie del glaciar, y sus trazas resultan aproximadamente perpendiculares al acantilado. Este tipo de morenas ha sido ya estudiado en la Isla Greenwich, y se han denominado *morenas laterales internas de cizalle* (Hervé y Araya 1965). Ahora bien, estas morenas levantadas por cizalle debido al flujo compresivo del hielo, originan, por desplazamiento sobre la superficie del glaciar, las llamadas *morenas de ablación*, que se caracterizan por ser acumulaciones de sedimentos glaciares que cubren hielo muerto o casi inmóvil. (W. H. Ward, 1952).

Según este mismo autor, es posible también la formación de conos de hielo cubierto. La relación entre estos dos tipos de morenas y el mecanismo de su formación, se puede apreciar al hacer un perfil perpendicular al plano de la fotografía:

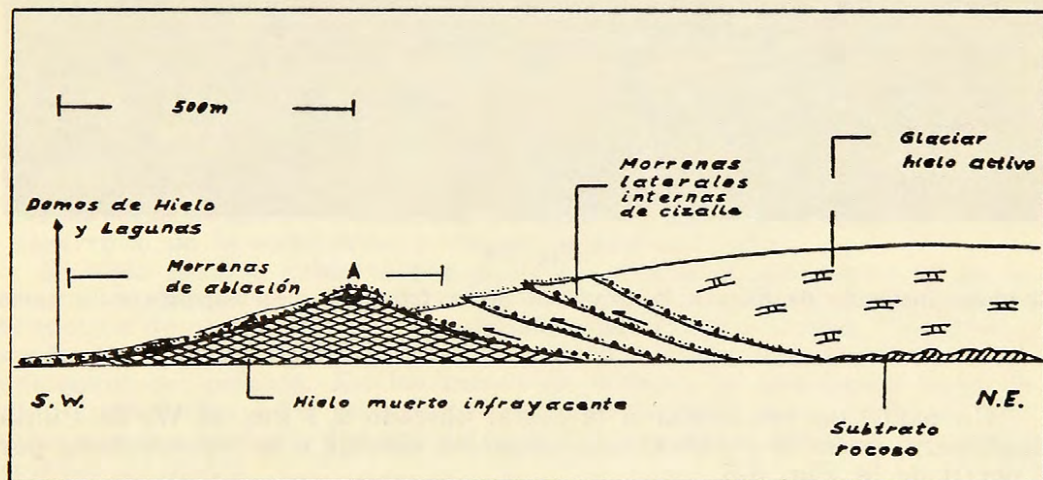


Fig. 3-5

Perfil perpendicular a la fotografía.

En el perfil de la Fig. 3-5 a la izquierda de (A), se ubica el hielo muerto cubierto de material morénico, y que en otro tiempo formó parte activa del glaciar. La razón por la cual la morena de ablación marcada por (A) esté topográficamente más alta que el hielo glaciar a su derecha, se debe a que el hielo cubierto por material morénico liberado por el cizalle o por la simple ablación, se funde con mayor dificultad que el hielo limpio de la parte más alta del glaciar (W. H. Ward, 1952).

La situación en este glaciar, corresponde con lo observado por W. H. Ward (1952) en el Glaciar Barnes en la Isla de Baffin, en la cual también se concluye un retroceso glaciar actual.

En algunos lugares la altura de estas morrenas sobrepasa en más de 10 metros la altura de la superficie del glaciar. Este hecho indica por sí solo una gran disminución del volumen de hielo en el glaciar.

La ubicación y forma de las morrenas de ablación en el borde del

glaciar, controla la dirección de flujo del agua de fusión, y origina la formación de lagunas marginales al glaciar. El control del flujo se observa muy bien en los esteros que descienden hasta Caleta Potter, con dirección aproximadamente N70W (Ver Mapa N° 1) y la fotografía N° 3-6 a continuación, muestra estas lagunas marginales.



Fig. 3-6

El plano inclinado de hielo a la izquierda de la fotografía, corresponde a la parte terminal del glaciar.

Un perfil perpendicular a la costa, ubicado a 1 km. al W. de Punta Pingüinera, permite observar una situación similar a la representada por el perfil de la Fig. 3-5.

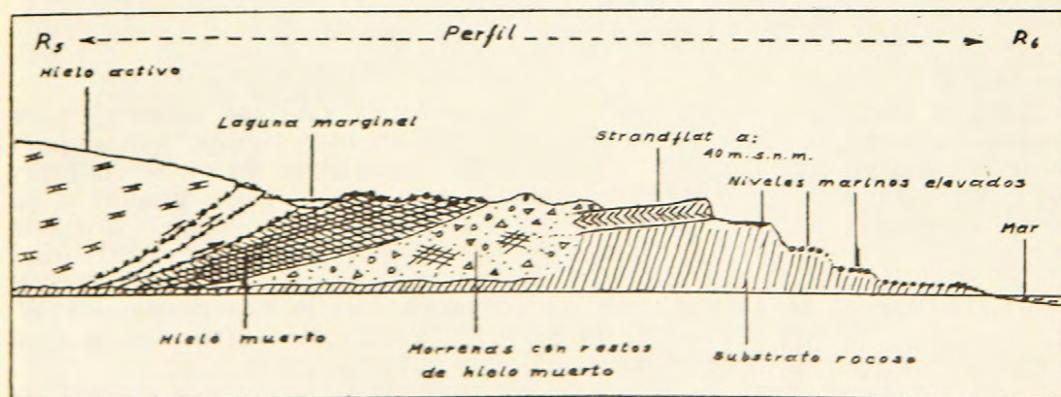


Fig. 3-7

Perfil R₅-R₆. Ver Mapa N° 1

El flujo compresivo de un glaciar al verse obstaculizado en su movimiento por un afloramiento rocoso, origina un tipo de morena característico y que ha sido observado en diversos lugares de la costa de las Islas Shetland. El afloramiento de la morena en la superficie del glaciar es paralelo a la costa.

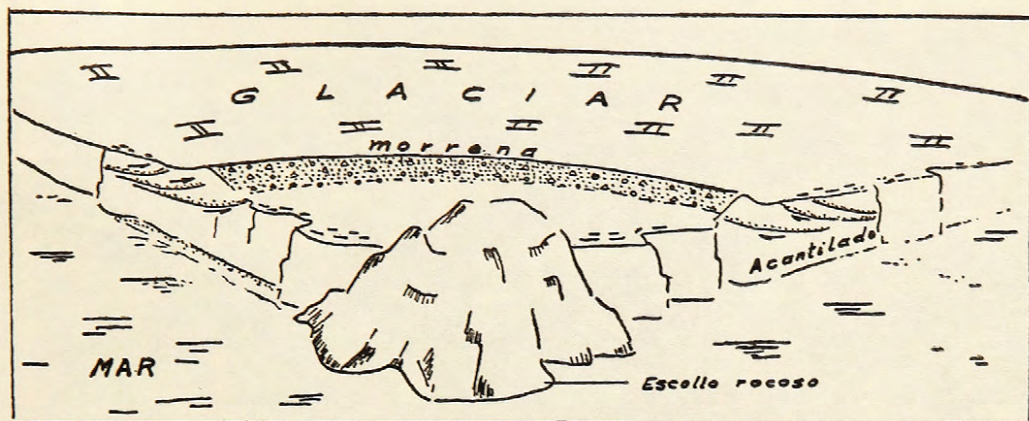


Fig. 3-8

Criopedología

Las condiciones en Península Potter, son especialmente aptas para el desarrollo de la soliflucción y de suelos estructurados.

El hielo muerto cubierto por depósitos glaciares, que como ya se ha mencionado, ocupa una franja marginal al glaciar de aproximadamente 500 metros de ancho entre el fondo de Caleta Potter y Punta Pingüinera, permite un lento deslizamiento de la cubierta detrítica, con la consiguiente modelación del paisaje. En los meses de verano, la abundante agua de fusión transforma este material superficial en una masa barrosa muy líquida que con bastante frecuencia se desliza por derrumbes, dando origen a coladas de barro.

Existen suelos poligonales que gradan hasta suelos estriados. Estos últimos se encuentran muy bien desarrollados en los faldeos del lomaje. Las fotografías a continuación muestran la constitución del suelo.



Fig. 3-9

Al centro de la fotografía se observa una colada. Un martillo en su frente de avance da la escala.

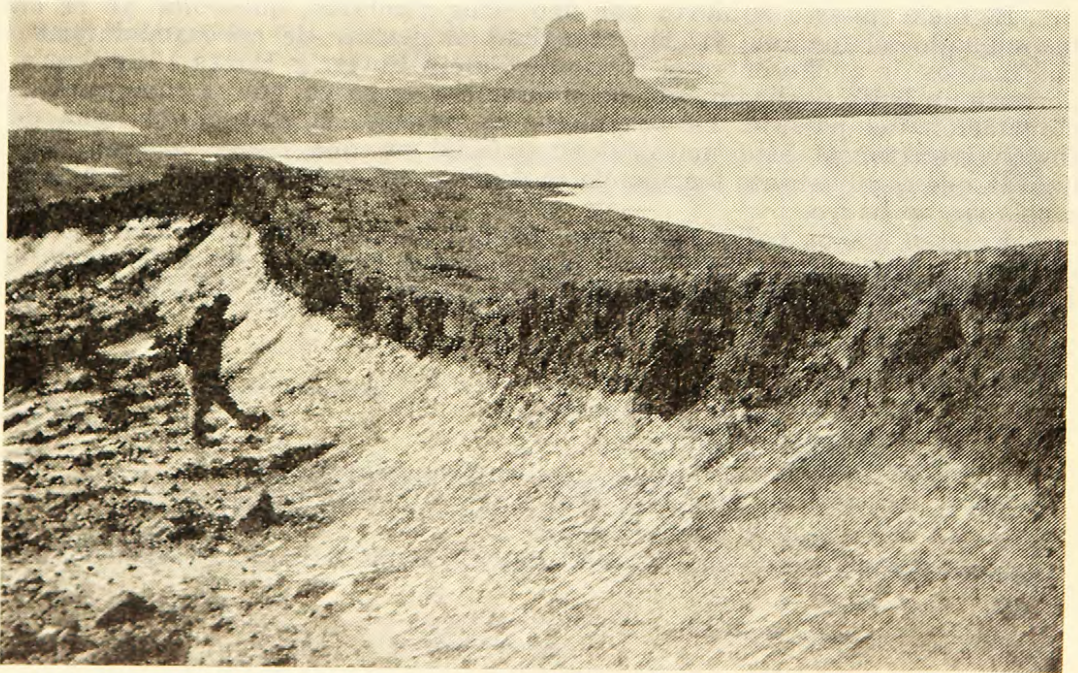


Fig. 3-10

Hielo muerto cubierto por una capa de depósitos glaciares.

5.—Geomorfología litoral

Acción dinámica del mar

La dirección del oleaje, y principalmente la morfología de la costa, revelan la existencia de una deriva litoral desde el fondo de Caleta Potter hacia Punta Baliza, lo que origina un aporte de material detrítico proveniente de las morenas del glaciar. Así, en Punta Baliza existe un predominio de la acumulación sobre la abrasión, observándose claramente el crecimiento progresivo de la Punta. Sin embargo, torciendo al Sur, predomina la abrasión, lo que da origen a la formación de un acantilado tallado en gravas marinas de aproximadamente 6 metros de altura s.n.m. (Ver Mapa N° 1). En la costa del Bransfield hasta Punta Pingüinera existe, en general, predominio de la abrasión marina, lo que se manifiesta por el desarrollo de una plataforma de abrasión que alcanza en partes 500 metros de ancho. (Obsérvese en el Mapa N° 1, las estructuras de mosaico en la zona intercotidal).

Aproximadamente 1 Km. al W de Punta Pingüinera, se desarrollan dos flechas de gravas marinas perpendiculares a la costa, y de unos 400 metros de largo. Se trata de acumulaciones detríticas muy angostas



Fig. 3-11

Flecha de gravas marinas perpendiculares a la costa.

en relación a su longitud, de bordes muy irregulares, y que afloran con ocasión de la baja marea. En la fotografía a continuación se observa como su extremo terminal ha dejado de ser una punta libre para apoyarse en escollos vecinos a la playa. Esta asociación de formas frente a la playa actual denuncia la presencia de una costa muy tendida, lo que atenúa la acción dinámica del mar. La formación de la plataforma de abrasión está ligada directamente a la naturaleza fragmentaria de las rocas clástico-volcánicas del área.

Al E del perfil R-R₁ (Ver Mapa N° 1) continúa la plataforma de abrasión marina.

Formas litorales antiguas

La orientación en el trazado de sucesivos cordones litorales antiguos en el lado Norte de Punta Baliza, permite visualizar claramente la dirección de la deriva litoral actual, y comprueba además que ésta se ha mantenido desde el momento en que se formó la Caleta Potter.

Los cordones litorales antiguos, se disponen en un plano inclinado de suave pendiente hacia el mar, alcanzando el más alto, 5,8 metros s.n.m. actual. Una vista en planta es la siguiente:

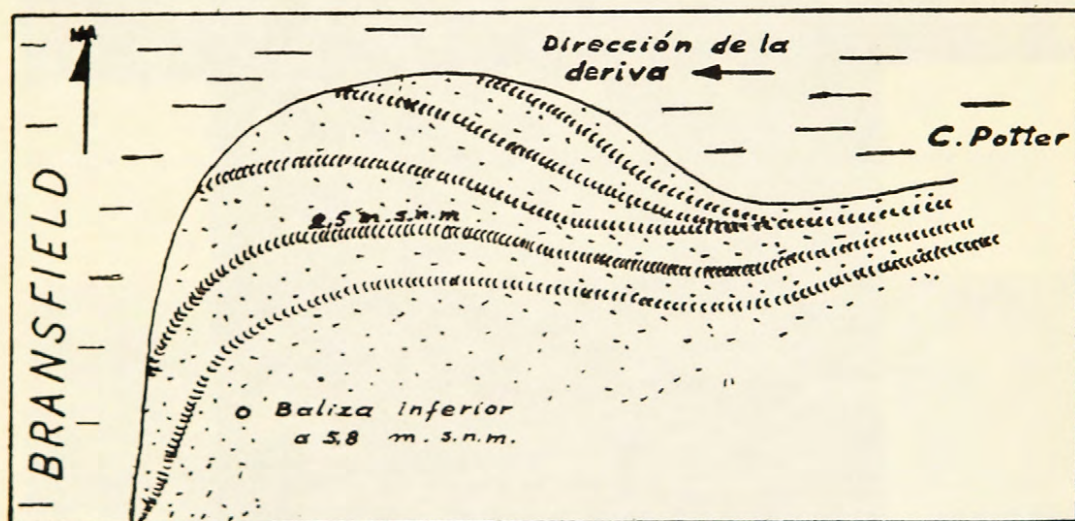


Fig. 3-12

Las alturas de los cordones se obtuvieron a través del perfil (R₁-R₂). Ver Mapa N° 1, del cual se ha bosquejado este sector, a una escala mayor.

La existencia de un acantilado de 6 metros de altura tallado en gravas marinas, por el lado Sur de Punta Baliza, está indicando que la dirección de la deriva litoral, ha cambiado en ese lugar. Por sobre los 6 metros de altura s.n.m. actual, se desarrollan los escalones de origen glaciar, que conducen al strandflat ubicado a 20 metros sobre el nivel del mar. (Nivel de la baliza más alta).

En el área del perfil (R₃-R₄), existen cordones litorales poco definidos, y perfectamente distribuidos en un plano inclinado. Su altura máxima es de 6,50 metros s.n.m., existiendo sin embargo rasgos de origen marino hasta los 13 metros s.n.m. actual.

En el punto indicado en el Mapa N° 1 por la letra B, existen cordones litorales antiguos actualmente elevados. En ellos se observa un

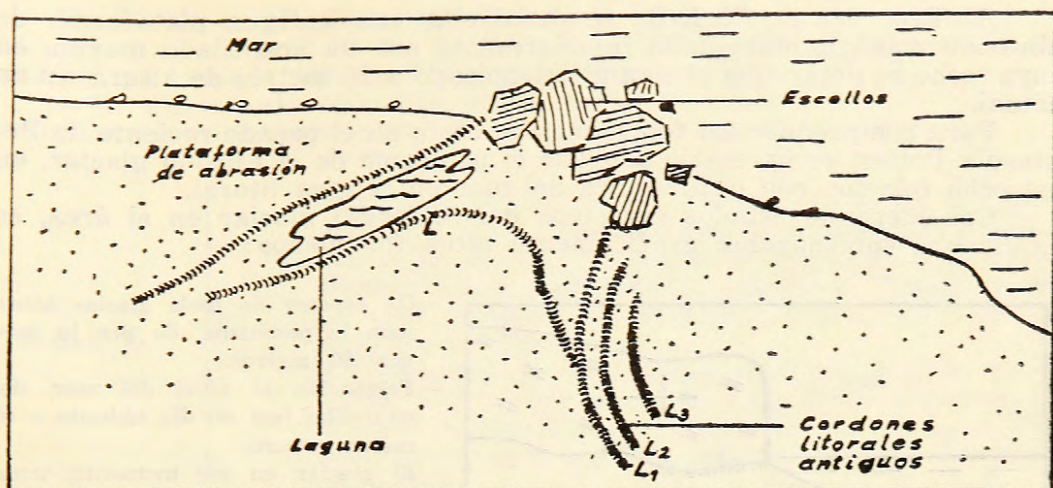


Fig. 3-13

Obsérvese la asimetría en el número de cordones hacia ambos lados del escollo.

truncamiento del cordón (L) por el cordón más joven (L₁), y luego el desarrollo de los cordones L₂ y L₃, según indica el gráfico N° 3-13.

El truncamiento del cordón (L) indica un cambio en la orientación de la línea de costa por efecto de la unión a la Isla Rey Jorge de los afloramientos de roca antepuestos a ella. La asimetría en el número de cordones, hacia ambos lados del escollo, es una buena demostración que la deriva litoral en ese momento, venía al igual que en la actualidad desde el Norte.

Hacia tierra adentro, sigue una plataforma de abrasión marginada por un acantilado marino antiguo, cuyo techo corresponde al strandflat ubicado a 40 metros s.n.m. actual, y que se extiende desde el costado oriental del Cerro Tres Hermanos hasta 1,5 km. hacia el Este.

En Punta Pingüinera, se hizo un perfil perpendicular a la costa (R-R₁) (Ver Mapa N° 1) a través de cordones litorales antiguos que llegan hasta una altura máxima de 5,2 metros s.n.m. actual.

Hacia tierra adentro se desarrolla un antiguo acantilado marino, cuyo techo se encuentra a 12,7 metros s.n.m. actual. Este antiguo dominio marino a 12,7 metros s.n.m., se correlaciona directamente con las formas marinas a 13 metros s.n.m. actual en el área del perfil R₂-R₄.

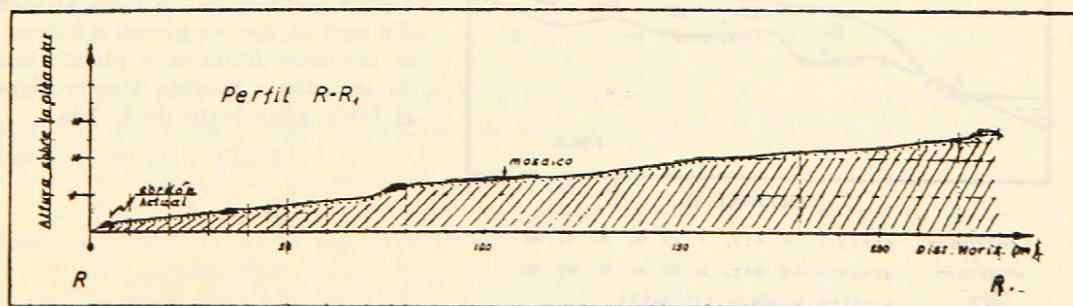
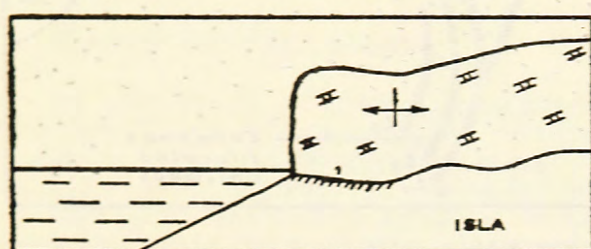


Fig. 3-14

Al Este del perfil R-R₁ se desarrolla una antigua plataforma de abrasión marina, marginada interiormente por un acantilado marino en cuyo techo se desarrolla el strandflat ubicado a 20 metros de altura s.n.m. actual.

Para comprender los fenómenos de costa en el pasado reciente de Península Potter, es necesario abordar el problema de la erosión glaciár, en estrecha relación con la dinámica del mar en la zona litoral.

Considerando estados sucesivos del retroceso glaciár en el área, se explican a continuación gráficamente estos fenómenos:

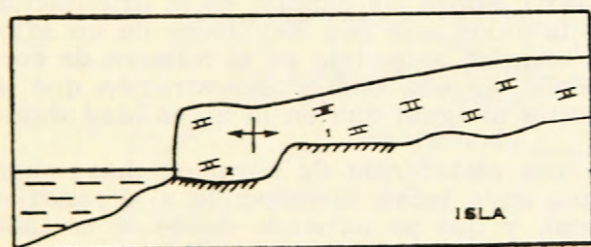


ESTADO A.

1 STRANDFLAT ACTUALMENTE A 40 M. S. N. M.



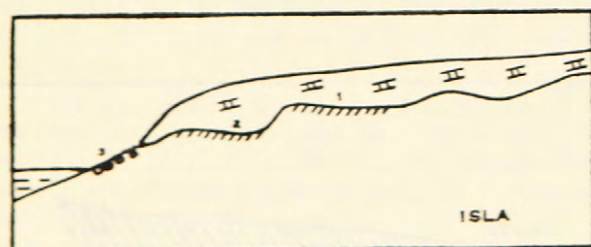
TENSION EN EL GLACIAR



ESTADO B

1 STRANDFLAT ACTUALMENTE A 40 M. S. N. M.

2 STRANDFLAT ACT. A 20 M. S. N. M.



ESTADO C

1 STRANDFLAT ACT. A 40 M. S. N. M.

2 STRANDFLAT ACT. A 20 M. S. N. M.

3 NIVELES MARINOS LITORALES

—Un espesor de hielo glaciár sobre toda la península, de por lo menos 80 metros.

—Formación al nivel del mar, del strandflat hoy en día ubicado a 40 metros s.n.m.

El glaciar en ese momento, tenía energía potencial suficiente para llegar más allá de la línea de costa, pero su avance se veía detenido por el mar.

—Disminución considerable del espesor de hielo.

—Solevantamiento de la isla, hace emerge una nueva extensión de terreno.

—Avance del hielo hasta llegar a la nueva línea de costa, formando el strandflat hoy en día a 20 metros s.n.m. El avance del hielo hasta el mar, se debe a que a pesar de la disminución del volumen del hielo, el límite de equilibrio del glaciár sigue estando en la línea de costa.

—El hielo sigue disminuyendo, y en ciertos sectores ya no llega al mar. En esos lugares empiezan a formarse cordones litorales y plataformas de abrasión a medida que prosigue el lento alzamiento de la isla.

Fig. 3-15

Esto está ocurriendo en la costa desde la Punta Pingüinera hasta la costa cercana al Perfil R₃-R₄. La línea de costa desprovista de acantilado glaciar, queda dada por los 13 metros s.n.m. actual.

—El glaciar sin embargo, sigue ocupando Caleta Potter y Punta Baliza, rodeando parcialmente el Cerro Tres Hermanos por el norte.

Estado D

—Continúa la disminución del volumen de hielo, y el glaciar en Caleta Potter retrocede ahora dando origen a la formación de los cordones litorales a 5,80 metros s.n.m. actual en Punta Baliza, y evidentemente a las formas litorales ubicadas a esa misma altura a lo largo de la costa del Bransfield hasta Punta Pingüinera.

—El retroceso glaciar continúa hasta llegar a la situación actual, en que el límite del glaciar se encuentra ya a 1,5 Km. de distancia de Punta Baliza, en tanto que en la costa sur de Caleta Potter y en la costa del Bransfield, dominan las acciones marinas.

La causa por la cual los cordones litorales hasta 5,8 metros s.n.m. en Punta Baliza no se extiendan hacia el interior de la Caleta a lo largo de su costa sur, es la poca energía del oleaje en la Caleta.

Esta división en "estados (A. B. C. D.)", responde a la idea de simplificación y esquematización de los fenómenos ocurridos, a fin de clarificar su exposición. En la realidad, los estados se suceden uno a otro en forma continua.

El material detrítico fino depositado sobre la nieve, proviene de la erosión del afloramiento rocoso. Si se supone a continuación una nevazón, este material quedará sepultado. Esto representa una base de argumentación para explicar la formación de un cierto tipo de morenas, cuyo afloramiento en un acantilado glaciar vertical, aparece como una sucesión de líneas paralelas y aproximadamente horizontales.

Imaginando que el afloramiento rocoso de la fotografía corresponda a un nunatak, y que el planchón de hielo que lo rodea corresponda a un glaciar verdadero, resultará que ese nunatak podrá aportar material clásico fino al glaciar, para lo cual el hielo representa la herramienta erosiva, y el viento, el agente transportante. Al cabo de varios años, se tendrá una interestratificación de hielo glaciar y "planos morénicos" con abundante material fino.

Si se hace finalmente un corte vertical en ese glaciar, se observa la interestratificación. Este corte vertical corresponde al acantilado marginal de muchos glaciares en las costas de las Islas Shetland.

Estas morenas han sido denominadas: "morenas internas horizontales" (Hervé y Araya, 1965) y el mecanismo recién expuesto puede ser una posible explicación de su origen.

6.—Conclusiones

—En Península Potter, existe un retroceso glaciar comprobado de aproximadamente 1.500 metros en la horizontal, y de por lo menos 80 metros en la vertical.

—El retroceso glaciar continúa en la actualidad.

—Existen formas litorales antiguas hoy en día elevadas, hasta 13 metros sobre el nivel del mar actual.

—El alzamiento relativo, con respecto al nivel del mar, de estas formas litorales está íntimamente ligados al retroceso glaciar.

—El mecanismo de alzamiento corresponde a un reajuste isostático glaciar.

CAPITULO IV.

CALETA ARMONIA, ISLA NELSON

1.—Características generales

Ubicación.

Caleta Armonía se encuentra ubicada en la costa occidental de la Isla Nelson, a orillas del Estrecho del mismo nombre que la separa de la Isla Robert. Sus coordenadas geográficas son: 62° 11' Lat. S. y 59° 10' Long. W.

Dimensiones y Relieve.

El ancho de la Caleta en su entrada, es de aproximadamente 1 Km. por 1 Km. de saco. Hacia el occidente de Caleta Armonía se desarrolla una península de 1,8 Km. de ancho por 2 Km. de largo y con una dirección aproximada SW. Su extremo recibe el nombre de Punta Armonía. Hacia el NE, sigue una costa muy irregular con numerosos islotes antepuestos y abierta al Océano Antártico.

El relieve es suave y mesetiforme, con alturas máximas del orden de los 60 m. s.n.m. Desde la meseta más alta de la Península, cuya altura promedio es de 40 m. s.n.m., se desciende hacia la costa Sur a través de sucesivos niveles de suave pendiente. Hacia la costa Este, en cambio, se cae bruscamente desde la meseta alta al mar, a través de un acantilado. En el punto más alto de Punta Armonía, se ubica el faro "Martín Güemes", a 62 m. s.n.m.

Estado de Glaciación.

La extensión actual del hielo glaciar que cubre prácticamente la totalidad de la Isla Nelson, deja sin embargo la Península Armonía al descubierto permitiendo reconocer afloramientos rocosos. Estos afloramientos se presentan aislados, debido al abundante material crioclástico fino que cubre grandes extensiones de terreno.

El glaciar de tipo "Calota de hielo" que cubre la Isla, termina en un acantilado vertical en el borde oriental de Caleta Armonía, con su límite a 400 m. del Refugio Argentino.

La meseta más alta de la Península aparece en partes, cubierta por manchas de hielo y nieve que rodean afloramientos rocosos sobresalientes en el paisaje. Existen allí, evidencias de un dominio glaciar mayor muy reciente, documentado principalmente por la presencia de brazos de hielo de no más de 150 m. de ancho, que a partir del glaciar, se dirigen hacia la costa Este como lenguas de muy pobre dinámica. Aunque no fue posible en el terreno medir la profundidad de estos cursos de hielo y nieve, se presume que ésta no sobrepasa de unos 2 ó 3 metros, dada la suavidad general del paisaje y el reducido ancho de las cuencas. Su débil dinámica se debe, en gran parte, a la horizontalidad del terreno. Al llegar al acantilado, se forman grietas y desprendimientos de bloques de hielo. Algunos de estos cursos de hielo han quedado ya desconectados del glaciar, y por lo tanto de su alimentación, a pesar de lo cual continúan con cierta movilidad.

Flora.

Caleta Armonía exhibe una tupida cubierta vegetacional de musgos y líquenes. Abundan principalmente los tapices de musgos verde oscuro a verde amarillento, de unos 15 cm. de espesor, y líquenes arborecentes de la especie *Neuropogon Antárticus*.

Entre las formas incrustantes, son comunes *Lecidea Nelsonis* y *Rhizocarpon Montagnei*. El excelente desarrollo de la especie *Lecidea Nelsonis* en los distintos niveles topográficos, dio lugar a una medición estadística de la superficie de los líquenes, con el objeto de utilizar esta información en la datación de los niveles.

Fauna.

La avifauna es abundante, encontrándose presente la mayoría de las especies conocidas en el Archipiélago. Destaca principalmente por la densidad de población, la Punta Armonía (Faro Martín Güemes) y sus alrededores, los cuales se encuentran atestados de pingüinos anidando.

Los mamíferos de hábitat anfibio son más escasos, existiendo de preferencia en la costa occidental al Norte de Punta Armonía.

2.—Naturaleza del trabajo

La permanencia en Caleta Armonía fue de 6 días, durante los cuales se vivió en carpa.

El estudio se enfocó principalmente hacia la Geomorfología ligada a las acciones marina y glaciaria. Se efectuaron observaciones geológicas y estudios criopedológicos.

3.—Marco geológico

Las rocas fundamentales aflorantes en el área de Caleta Armonía, corresponden a cuerpos intrusivos de composición gábrica, asociados a andesitas, y brechas de matriz ígnea.

Las relaciones estratigráficas entre estas rocas se ven oscurecidas por la discontinuidad de los afloramientos que en su mayor parte corresponden a cuerpos pequeños aislados, y por la ausencia de estratificación.

Según Bernabé J. Quartino (1959) "Todas las rocas son muy similares en composición (excepto las brechas más ácidas) y forman parte de una misma manifestación eruptiva".

La edad asignada a las rocas no es precisa: este mismo autor las supone de edad Cretácea a eoterciaria, y Olsacher (1959), se refiere a ellas diciendo: "Las rocas andesíticas, de edad mesozoica, son el componente litológico predominante de la Isla Nelson".

En el Capítulo VII de este trabajo ("Isla Media Luna"), se establece una correlación entre los afloramientos dioríticos y diorítico-gábricos, de la Isla Medialuna, con los afloramientos litológicamente similares del Pichacho López en la Isla Greenwich; pues bien, los afloramientos gábricos de Caleta Armonía se correlacionan también, por su similitud litológica, con los anteriormente mencionados. Al respecto, hay que señalar que será de importancia por lo tanto, conocer los resultados de la determinación de edad absoluta de una muestra obtenida en I. Media Luna.

En cuanto a la edad relativa entre los distintos tipos litológicos presentes, se observa que (a 300 m. al NE del Refugio, en la costa de la Caleta) una andesita porfírica con finos cristales de plagioclasa básica y amígdalas de epidota, aparece intruyendo en forma de dique, a una brecha de matriz ígnea con clastos de 5 a 10 cm., silicificada y con una mineralización muy escasa de piritita. Este mineral se presenta en pintitas de tamaño inferior al milímetro.

4.—Geomorfología

La geomorfología del área de Caleta Armonía, se encuentra directamente ligada a la acción dinámica del mar.

Los perfiles perpendiculares a la costa construidos en distintos pun-

tos, revelan la presencia de sucesivos niveles de costa progresivamente más altos hacia tierra adentro. Su origen marino queda comprobado por las siguientes características:

—Horizontalidad en una dirección paralela a la costa actual, y suave pendiente hacia el mar.

—Naturaleza detrítica con modelado marino característico, de los clastos que forman estos niveles.

—Abundancia de afloramientos rocosos de 4 ó 5 m. de altura y forma prominente, diseminados en toda la Península. Su forma prismática prominente es debida al control impuesto por sets de diaclasas de preferencia verticales.

El emplazamiento de estos afloramientos en un terreno constituido por clastos marinos organizados en niveles horizontales y antiguos cordones litorales, y donde se suele observar desgastes en la base de algunos afloramientos, revela la presencia de un área emergida que pone al descubierto antiguos escollos marinos.

Estas evidencias llegan hasta la meseta más alta, a 40 m. s.n.m. actual.

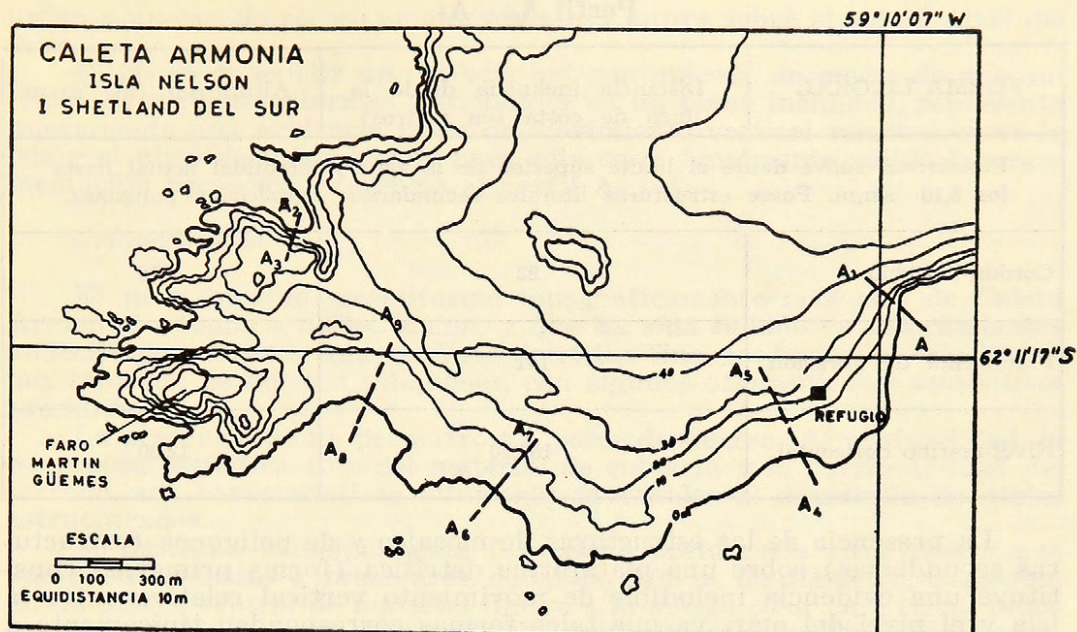
A continuación se dan los perfiles en forma esquemática; en el Mapa N^o 2 (Caleta Armonía), va su ubicación.

Perfil A - A₁

FORMA LITORAL	Distancia inclinada desde la línea de costa (en metros)	Altura en (m) s.n.m.
1er cordón litoral antiguo	11	3,90
	PLANO INCLINADO	
—Nivel Marino (Refugio)	22	14,60
	PLANO INCLINADO	
—Nivel marino más alto (plataforma inclinada hacia el mar).	89	35,40

Perfil A₂ - A₃

FORMA LITORAL	Distancia inclinada desde la línea de costa (en metros)	Altura en (m) s.n.m. actual
Estructuras de polígono en la zona intercotidal actual		
—1er. Cordón litoral antiguo.	1	1
2 ^o cordón litoral antiguo	96,20	5,9
Término de los rasgos marinos bajo escombros de falda	193,00	13,4



MAPA Nº 2.

Perfil A₄ - A₅

FORMA LITORAL	Distancia inclinada desde la línea de costa (en metros)	Altura en (m) s.n.m. actual
Cordón litoral actual	1	1
1er. nivel marino antiguo	8	3,2
Plataforma de abrasión con antiguos escollos	58	7,6
2º nivel marino antiguo	88	6,4
3er. nivel marino antiguo	176,30	11,5
4º nivel marino	325,80	33,1

Perfil A₆ - A₇

FORMA LITORAL	Distancia inclinada desde la línea de costa (en metros)	Altura en (m) s.n.m.
Plataforma suave desde el límite superior de la zona intercotidal actual hasta los 5,10 s.n.m. Posee estructuras litorales secundarias: mosaicos y polígonos.		
Cordón antiguo	92	5,10
Plataforma de abrasión	141	5,50
Nivel marino horizontal	182,30	12,30

La presencia de las estructuras de mosaico y de polígonos (estructuras secundarias) sobre una plataforma detrítica (forma primaria) constituye una evidencia ineludible de movimiento vertical relativo entre la isla y el nivel del mar, ya que tales formas corresponden típicamente a una zona intercotidal.

Este movimiento diferencial relativo es positivo para el dominio insular, vale decir, provoca el afloramiento definitivo de un área que anteriormente fue intercotidal.

Perfil A₈ - A₉

FORMA LITORAL	Distancia inclinada desde la línea de costa (en metros)	Altura en (m) s.n.m. actual
Cordón litoral actual casi abandonado	11,00	1,9
1er. Cordón litoral antiguo de 15 m. de ancho	82,00	4,7
2º Cordón (nivel J)	127,00	9,0
3º Cordón (nivel k)	145,00	10,0
4º cordón (nivel R)	160,00	11,5
5º cordón	251,70	17,6
Últimas formas marinas	254,00	22,6

A 30 metros al nivel de la línea del perfil A₈ - A₉, aparece un tómbolo antiguo ubicado a 4,7 m.s.n.m. actual. Corresponde a una sinuosidad del primer cordón litoral antiguo de 15 m. de ancho, producida por la

unión a un escollo rocoso emplazado a esa altura sobre el actual nivel del mar.

El hecho de existir un tómbolo antiguo ubicado en medio de una sucesión de cordones litorales distribuidos en un plano inclinado, representa nuevamente una evidencia clara de movimiento vertical relativo entre la isla y el nivel del mar, siendo para este caso, igualmente válida la argumentación hecha en referencia al perfil A₆ - A₇.

Criopedología

El nivel marino mesetiforme topográficamente más alto de Caleta Armonía, situado a 40 m. s.n.m., y que ha sido tallado en afloramientos andesíticos, presenta una cubierta detrítica fina producto del crioclastismo, tapizada de musgos y líquenes, con algunos afloramientos andesíticos prominentes.

La presencia de un permafrost a pocos decímetros de profundidad, la naturaleza detrítica fina del material de cubierta y la horizontalidad del terreno, son características altamente favorables al desarrollo de suelos estructurados.

Se destacan principalmente formas de preferencia circulares y que van hasta ovaladas e irregulares, de 0,50 a 3,00 m. de diámetro. Consisten en un núcleo central de material limoso a arcilloso, color café claro, totalmente embebido en agua, y rodeado generalmente, aunque no siempre, por un reborde más elevado de clastos mayores angulosos cuyo tamaño puede alcanzar los 40 cm. La ausencia de musgos y líquenes sobre el núcleo limoso, es el rasgo más característico para reconocer estas formas en el terreno.

El núcleo exhibe un marcado agrietamiento poligonal irregular con material clástico rellenando las grietas. El tamaño medio de estos clastos es de 1,5 cm. y hasta un máximo de 5 cm.

Corresponden a los típicos suelos poligonales.

El contenido de agua en esta masa barrosa aumenta sensiblemente en profundidad, hasta llegar al punto donde comienza a predominar el agua al estado sólido (10 cm., aunque esto varía en cada caso): primero se trata de un material clástico fino ligeramente compactado, surcado por venillas de hielo transparente de 0,5 a 3 mm. de ancho, muy ramificadas. El hielo también rellena algunos poros de este material. Hacia abajo aumenta el porcentaje de hielo por volumen de suelo, dando como resultado un material duro, incluso para la picota, compacto, seco, con inclusión de clastos de hasta 2 cm.

Más en profundidad, el porcentaje de hielo aumenta hasta llegar a constituir el 90% del suelo: se trata de un hielo transparente, con material fino incluido (permafrost).

El núcleo limoso superior corresponde al molisol.

El reborde más alto, formado por clastos mayores angulosos, se encuentra cubierto por el tapiz de musgos de color verde oscuro a veces amarillento y hasta casi negro, observándose en algunos casos, que esta cubierta vegetal se interna unos pocos centímetros hacia el núcleo. La restricción de la cubierta vegetal a la aureola de clastos mayores se debe a que la movilidad del núcleo limoso por efecto de la crioturbación no permite el crecimiento de musgos.

Sobre el reborde de clastos mayores, en cambio, el congelamiento y deshielo sucesivo del agua superficial provoca solamente el desplazamiento relativo de los clastos y bloques por efecto de cuña, permitiendo sobre los clastos individuales, al menos, que se forme una cubierta vegetal estable. Esto último queda bien documentado por la existencia de grietas abiertas que afectan a los musgos que cubren el reborde.

Se deduce en estos suelos estructurados en círculos, que los núcleos limosos no tienen la misma movilidad en todos los casos, llegando posible-

mente en algunos círculos a una inmovilidad total. Esta idea se apoya en el siguiente hecho:

Existe toda la gama de relaciones entre estas formas circulares y la cubierta vegetal, yendo desde el recubrimiento total de la forma hasta la carencia absoluta de vegetación. En los casos en que el musgo comienza a invadir el núcleo limoso, lo hace penetrando hacia el centro por las grietas poligonales rellenas con clastos, lo cual representa un caso transicional. La interpretación es la siguiente: la ausencia total de musgo indica una gran movilidad del suelo (crioturbación muy activa), y viceversa; entre estos dos casos existe una total transición.

En cuanto a la profundidad del permafrost bajo el reborde de clastos angulosos mayores, se observa como rasgo general en Caleta Armonía, que tal profundidad es menor que la que existe bajo el núcleo limoso. Causa directa de este hecho es que la vegetación produce un efecto de pantalla sobre la radiación solar, permitiendo por lo tanto que el permafrost comience a menor profundidad.

Al respecto, resulta interesante comparar esta situación con la que existe en Isla Media Luna, donde hay también suelos estructurados con una disposición totalmente inversa en lo que se refiere a profundidad del permafrost. La causa de esta diferente situación, se debe justamente a la vegetación, la cual está ausente en los suelos estructurales de Isla Media Luna.

En Caleta Armonía se puede apreciar que el efecto de pantalla que ofrece la cubierta de musgos a la radiación solar es mayor que la que ofrece el núcleo limoso. (Ver fig. 4-1).

Una característica general observada en estas formas circulares de crioturbación, es la relación existente entre el diámetro de ellas y la profundidad a que se encuentra el permafrost.

Diámetro núcleo limoso	Profundidad de Permafrost bajo el núcleo limoso	Profundidad del Permafrost bajo el reborde clástico
2,00 m.	25 cm.	15 cm.
1,20 m.	25 cm.	12 cm.
0,60 m.	20 cm.	10 cm.
0,30 m.	5 cm.	no se aprecia

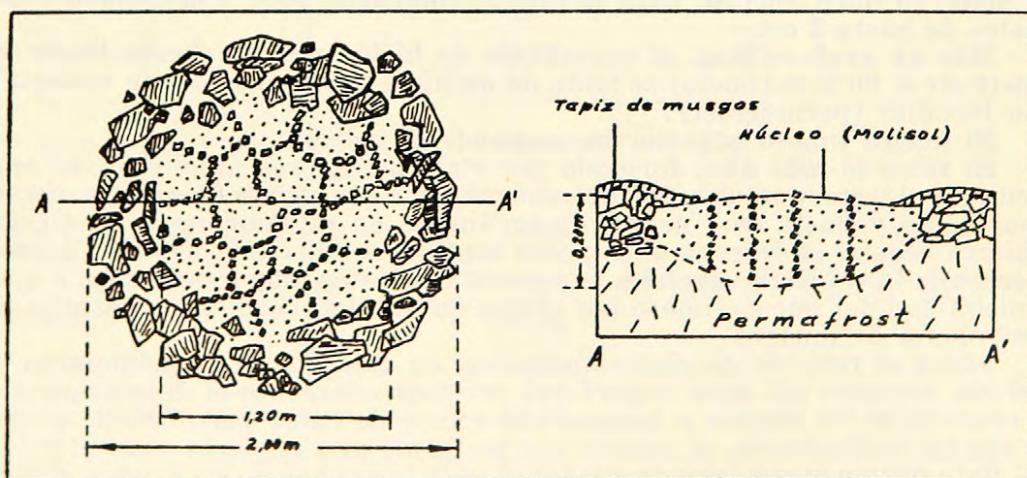


Fig. 4-1

Esta estructura puede presentarse aislada o bien formando redes continuas en áreas extensas.

A mayor diámetro del núcleo limoso, mayor es la profundidad del permafrost.

En el nivel marino donde se ubica el refugio argentino, a 14,6 metros de altura sobre el nivel del mar actual, aparecen suelos poligonales con las siguientes características:

—Polígonos formados por clastos levantados (con el plano principal del clasto vertical) de 2 a 7 cm., muy tabulares y angulosos.

—El interior de los polígonos está tapizado de clastos de iguales características a los anteriores, pero dispuestos horizontalmente.

—Estas unidades poligonales forman redes continuas, donde el elemento unitario mide aproximadamente 50 cm. de diámetro.

—El agua de fusión que desciende de la parte más alta de la isla, al llegar al nivel aproximadamente horizontal donde se encuentran estas estructuras, se estanca, dejando a los suelos poligonales bajo 2 ó 3 cm. de agua.

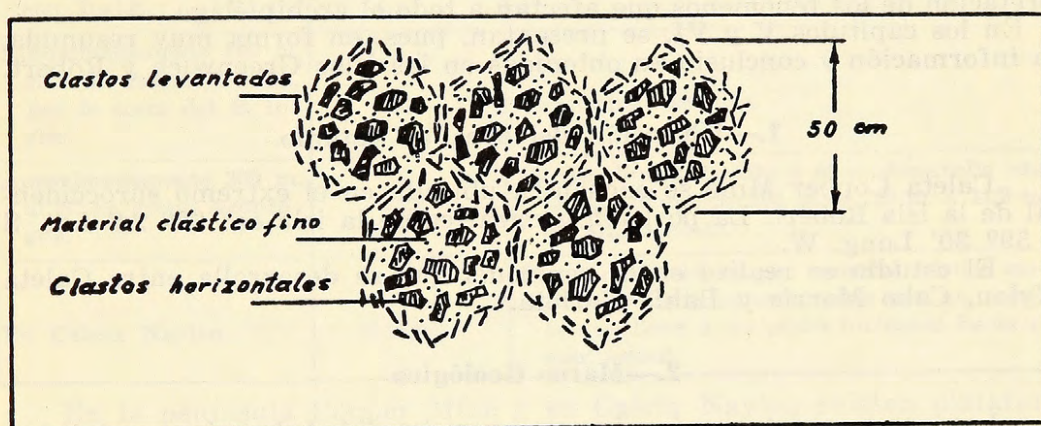


Fig. 4-2

Suelos poligonales a 14,6 m. s.n.m. en Caleta Armonía, Isla Nelson.

5.—Conclusiones

—En Caleta Armonía existen evidencias de un nivel marino de hasta por lo menos 40 m. de altura relativa superior al actual.

—La morfología de la Península Armonía está en consecuencia ligada directamente a la acción modeladora del mar, tanto en el pasado reciente como en la actualidad.

—El resultado del movimiento vertical relativo entre la isla y el nivel del mar, origina el emergimiento de nuevas áreas insulares. Se sugiere un solevantamiento de la isla relacionado directamente con una deglaciación del área.

CAPITULO V

CALETA COPPER MINE, ISLA ROBERT

Como se ha indicado en el capítulo 1: INTRODUCCION, el estudio geomorfológico y geológico en Caleta Copper Mine (ISLA ROBERT) y en Bahía Chile y Bahía Yanquee (ISLA GREENWICH), fue el objeto del viaje a esos lugares realizado en el verano 1963 - 1964.

Por esta razón es que tales islas quedaron fuera del programa de trabajo para el verano de 1964 - 1965, en que se dedicó el tiempo al estudio del resto de las islas Shetland del Sur.

Sin embargo, al presentar aquí un trabajo que incluye desde la isla Elefante hasta la isla Low, dedicado a los mismos aspectos estudiados en Robert y en Greenwich, parece razonable no excluir las observaciones realizadas en dichas islas, ya que ellas son de gran importancia en la interpretación de los fenómenos que afectan a todo el archipiélago.

En los capítulos V y VI, se presentan, pues, en forma muy resumida, la información y conclusiones obtenidas en las islas Greenwich y Robert.

1.—Ubicación del área de estudio

Caleta Copper Mine se encuentra ubicada en el extremo suroccidental de la isla Robert. La posición geográfica de la isla es: 62° 24' Lat. S y 59° 30' Long. W.

El estudio se realizó en la península que se desarrolla entre Caleta Nylon, Cabo Morris y Bahía Carlota.

2.—Marco Geológico

Las rocas en esta península son en su totalidad de origen volcánico. Se ha hecho la siguiente diferenciación:

Serie volcánica: lavas basálticas interestratificadas con brechas y aglomerados volcánicos.

Sedimentita clástica: afloramiento lenticular clástico café rojizo, muy mala clasificación, clastos esquinados. Se trata de un lahar asociado a la actividad volcánica. Los mejores afloramientos de esta roca se encuentran en las proximidades del refugio chileno.

Los conductos volcánicos por los cuales hicieron erupción las lavas, albergan cuerpos intrusivos aflorantes en Cabo Morris y costa W de Caleta Nylon. Se trata de cuellos volcánicos de composición gabro-olivínica, que atraviesan la serie volcánica y representan la última actividad magmática en la península.

La edad de basaltos olivínicos muy similares a estos, ha sido determinada como pliocena en base a comparaciones estratigráficas con los estratos plantíferos de península Ardley, isla Rey Jorge. (Schauer y Fourcade, 1963).

3.—Geomorfología

Las formas litorales antiguas, que en la actualidad se encuentran emergidas, alcanzan las siguientes alturas máximas sobre el nivel del mar:

LUGAR	ALTURA m.s.n.m.	CARACTERISTICAS
Caleta Copper Mine, alrededores del refugio chileno.	12,6	Istmo de material clástico marino. Hacia ambos lados se desarrollan planos inclinados con cordones litorales antiguos.
Caleta inmediatamente al E. de Caleta C. Mine	5,8	Ultimo cordón de una serie de cordones litorales concéntricos antiguos. (&)
Inmediatamente al S.E. de (&)	19,0	Plataforma de abrasión que accede al mar actual a través de cordones y plataformas marinas antiguas.
Aproximadamente 600 m. al S. de Caleta C. Mine por la costa del Estrecho Inglés.	12,9	Plataforma detrítica con suave declive; accede al mar actual a través de un antiguo acantilado.
Aproximadamente 800 m. al S. de Caleta C. Mine, por la costa del E. Inglés.	12,2	Plataforma detrítica.
Aproximadamente 300 m. al N. de Punta Aconcagua.	12,9	Cordón litoral. Frente a él se desarrolla una antigua bahía de 200 m. x 100 m. a 11,2 m. de altura s.n.m.
En Caleta Naylon.	18,2	Plataforma cubierta por material clástico marino, limitada externamente por un resalto que lleva a un plano inclinado hacia el mar actual.

En la península Copper Mine y en Caleta Naylon existen plataformas horizontales de 26 a 40 m. de altura que podrían ser interpretadas como niveles marinos.

CAPITULO VI

ISLA GREENWICH

1.—Ubicación del Area de Estudio

Isla Greenwich tiene a Isla Robert por el Norte y a isla Livingston por el Sur, separada de ambas por estrechos canales. En ella hay diversos lugares desprovistos de hielo, de los cuales se pudo estudiar los siguientes:

—Alrededores de la Base Naval Arturo Prat, Bahía Chile, que queda ubicada en la costa N. de la isla.

—Punta Fort Williams, en la ribera opuesta de Bahía Chile con respecto a la Base Naval Arturo Prat.

—Islotes interiores a Bahía Chile, como islote González, Islote Basso e islote Tenorio.

—Bahía Yanqui, ubicada en la costa sur de la isla.

2.—Marco geológico

El estudio de la geología en Isla Greenwich se ve dificultado por la escasez y poca continuidad de los afloramientos.

En líneas generales se reconoce una cubierta andesítica, hoy bas-

tante alterada, que ha sido instruida por granodioritas a dioritas. Estas generalmente no afloran, sólo en el Picacho López, vecino a la Base Arturo Prat, se le pudo observar in situ, pero su presencia queda delatada por la alteración hidrotermal de las andesitas y porque sus clastos constituyen la mayor parte de las morenas de los glaciares que bajan del centro de la isla. Sus afloramientos, pues, están generalmente cubiertos.

Los islotes de Bahía Chile, están también formados por andesitas que se ven atravesadas por filones.

En Bahía Yanqui existe una secuencia volcánica en que alternan andesitas y brechas, de unos 150 m. de potencia expuesta, poco alteradas, cuya relación con las rocas de los alrededores de Bahía Chile no pudo determinarse.

Hay numerosos diques oscuros distribuidos en todos los afloramientos de la isla.

Es interesante señalar que muchos de los clastos de intrusivos ácidos que se encuentran en las morenas, presentan diseminaciones de calcopirita bastante densas, y presentan un blanqueamiento casi completo. Estos intrusivos probablemente corresponden al Andean Intrusive Suite, de repartición amplia en las Shetland del Sur y Tierra de O'Higgins, y que se asigna al Cretácico superior o Terciario inferior.

En el Islote González y áreas vecinas de la Isla Greenwich, se encuentran andesitas basálticas y tobas de lapilli, horizontales y de aspecto mucho más fresco que las rocas anteriormente tratadas, por lo que probablemente son terciarias.

3.—Geomorfología

Se hace referencia aquí a la Geomorfología glaciar y a la Geomorfología litoral.

Geomorfología glaciar

Quizás este subtítulo no corresponda exactamente a lo que a continuación se tratará, y que son más bien los indicios de retroceso o disminución del caudal de los glaciares del área.

—*Alrededores de Base Prat*: en Punta Cenizas, ribera del Estrecho Inglés, aparecen los primeros indicios de disminución del cauce de los glaciares. En efecto, hay sucesivas morenas abandonadas.

En la ladera Este del Picacho López, desciende una cancha glaciar, con rocas aborregadas y estriadas, y morenas tapizando su fondo.

En el Islote González, 150 metros más allá del frente actual de los glaciares, hay rocas aborregadas y estriadas.

—*Bahía Yankee*: hay grandes cantidades de material morénico típico hasta un kilómetro más allá del frente actual del hielo; hay rocas aborregadas y estriadas a 50 metros de altura, un kilómetro más allá del actual frente del Glaciar Solís; hay rocas aborregadas y estriadas hasta 150 metros de altura sobre la superficie actual del Glaciar Solís; por la ribera Norte del Estrecho Mac-Farlane, hay abundante hielo muerto con material morénico incluido.

Geomorfología litoral

Hay cordones litorales elevados en los alrededores de Base Prat, en Punta Fort Williams y en Bahía Yankee.

—*Alrededores de Base Prat*: Punta Bascopé es el lugar donde se advierte el mayor número de cordones litorales sucesivos. Desde el actual hasta el superior, que se ubica a 14 metros sobre el nivel del mar, se disponen 18 cordones litorales de alturas crecientes en un plano inclinado hacia el mar.

El mecanismo de formación de estos cordones sucesivos débilmente espaciados en la vertical, parece ser el siguiente, en base a observaciones en la playa actual en dos veranos sucesivos:

Se tiene la playa con cordón litoral. Llega mayo, y el mar comienza a congelarse dejando atrapados cerca de la línea de playa fragmentos de brash, cementados entre sí por hielo y por nieve que cae abundantemente en invierno. Este hielo no queda flotando sino adherido al fondo. Al comenzar el deshielo, no desaparece inmediatamente el hielo adherido al estrán y al flanco externo del cordón litoral, formando lo que se llama un pie de hielo de ancho variable.

Al deshielarse la mayor parte del mar, se renueva su actividad, comienza la movilización del material clástico a su disposición, paralelamente a la línea de playa, por deriva litoral, cuya eficacia quedó demostrada según consta en el trabajo anterior de los autores. Este material accede a la playa que tiene un pie de hielo, que le impide adosarse directamente contra el cordón litoral del año anterior, debiendo hacerlo contra el borde externo del pie de hielo; se origina así otro cordón, separado del más antiguo por el pie de hielo.

El pie de hielo puede fundirse en el transcurso del verano y el nuevo cordón migrar hasta fusionarse en el más antiguo. No sucedió esto en el verano de 1965, ya que en Marzo había evidentemente un cordón litoral más que el año anterior. El pie de hielo no se había fundido y los nuevos aportes de material clástico se apoyaban en él. Este fenómeno repetido varias veces y combinado con un movimiento vertical de la isla produce, finalmente, una sucesión de cordones débilmente espaciados en la vertical.

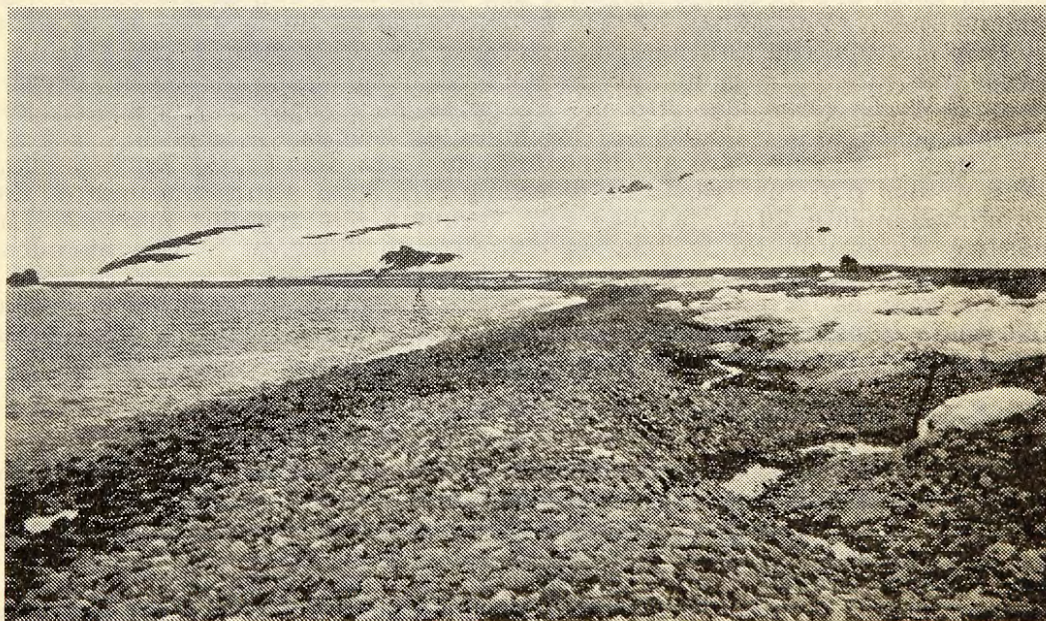


Fig. 6-1

Fotografía tomada en Marzo de 1965. Cordón litoral nuevo, antepuesto a un pie de hielo. Una pala al extremo derecho de la fotografía da la escala. Punta Bascopé, Isla Greenwich.

—La zona del estrán en *Península Guesalaga* es el lugar donde se presentan mejor desarrolladas las estructuras litorales secundarias: polígonos, mosaicos, canales, hileras de bloques antepuestos, colas de cometa (Araya y Hervé, 1965).

—*Punta Fort Williams*: hay tómbolos elevados y cordones elevados sucesivos que alcanzan hasta 13,5 m. s.n.m. actual.

—*Bahía Yankee*: tiene como rasgo más destacado la presencia de una flecha de cantos rodados de casi 2 km. de largo que cierra prácticamente su entrada. En cuanto a niveles marinos elevados, hay un cordón litoral fósil a 4,8 m. de altura s.n.m., e indicios de un nivel marino a 10,5 m. s.n.m.a.

C A P I T U L O VII.

ISLA MEDIA LUNA

1.—Características generales

Ubicación

La Isla Media Luna se encuentra ubicada en la salida del Estrecho Mac Farlane hacia el Estrecho Bransfield, entre las islas Greenwich y Livingston. Su posición geográfica es 62° 35' Latitud Sur y 59° 53' Longitud Oeste.

Forma y Dimensiones.

Esta Isla debe su nombre, a la forma casi perfecta de media luna, abierta hacia el NE, dando origen a una bahía de 1 km. de ancho por 1,2 km. de saco. (Ver Mapa N° 3). La rama norte de la Isla, es la más ancha y elevada, con alturas que alcanzan a los 101 y 96 m.s.n.m. (los dos cerros más altos). La rama sur es más baja, y tiene una dirección aproximada E-W. El cerro más alto en esta parte, alcanza los 93 m. s.n.m., inmediatamente al sur de las edificaciones existentes.

Hacia el Este, se alza un cerro de 40 m.s.n.m. Las ramas Norte y Sur, están unidas por una franja de dirección NS, cuya altura máxima es de aproximadamente 20 m. s.n.m.; está formada por rodados marinos. La máxima dimensión de la Isla es de aproximadamente 2 km. medidos de EW.

La costa es irregular, y en los dos extremos a la entrada de la bahía principal, despide abundantes roqueríos y bajos fondos. Por el W, existe otra bahía de concavidad opuesta a la descrita, y mucho más abierta.

Estado de Glaciación.

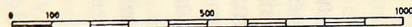
Contrariamente con lo que sucede en las otras islas del Archipiélago de las Shetland del Sur, la Isla Media Luna presenta un porcentaje bastante alto de su área total descubierta de hielo. Sin embargo, este hecho es una característica común a todas las islitas pequeñas e islotes que igualmente forman parte de este Archipiélago, así como también a las angostas penínsulas terminales de las islas principales. Excelentes ejemplos proporcionan los islotes del Paso Lautaro, en la entrada NW del Estrecho Inglés, así como la península terminal de la Isla Robert, entre Caleta Copper Mine y Cabo Morris, sólo por mencionar algunos ejemplos.















La explicación de este fenómeno, puede encontrarse en la relación existente entre el perímetro y el área de la isla o península, y la influencia que esto tiene en la remoción y eliminación de la nieve caída sobre la isla, por medio del viento. Así, en una isla muy chica, la razón del perímetro al área de ella es mucho mayor que en una isla grande, es decir, que en el caso de la isla pequeña, el contorno expuesto al mar, es muy grande en relación a la extensión de la isla. Esto hace que los vientos provenientes

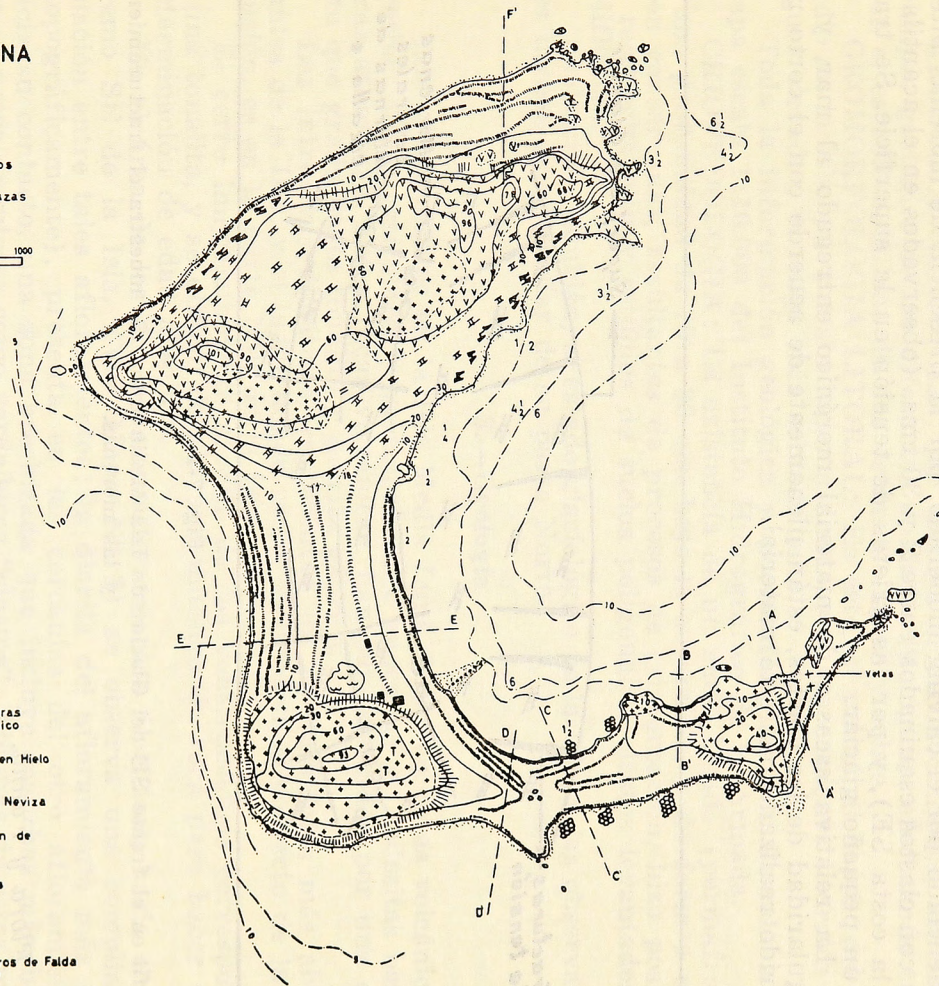
ISLA MEDIA LUNA

ESCALA 1:10000

Elevaciones en metros
Profundidades en brazas



- | | | | |
|---|--|---|----------------------------|
|  | Andositas, Brechas Volcánicas y Tobas |  | Estructuras de Mosaico |
|  | Diorita
T: Tonalita |  | Grietas en Hielo |
|  | Contacto |  | Hielo y Neviza |
|  | Gravas Marinas fuera del alcance del mar |  | Dirección de Perfiles |
|  | Clastos Marinos al alcance del mar |  | Isóbatas |
|  | Cordones Litorales |  | Refugio |
|  | Laguna |  | Escombros de Falda y Nieve |



MAPA Nº 3

del mar sean los preponderantes. Considerando cesada la precipitación nival, estos vientos provocarán la eliminación de la nieve caída sobre la isla, evitando así su acumulación que terminaría por formar la cubierta permanente de hielo. (Información verbal de Hubert Miller).

Existe sin embargo en esta Isla, en la parte Norte, una extensión cubierta de hielo. Esta acumulación se ubica en la zona topográficamente más adecuada, ya que es la más alta, ancha y plana, ubicada entre los dos cerros más altos y que le sirven de protección.

Hacia el NW y SE, fluyen masas de hielo cuyo movimiento queda evidenciado por el calving moderado, por la presencia de morenas internas con clastos esquinados entre 2 y 30 cms. (observados en el acantilado de la costa SE), y por las grietas de tensión en la superficie. Se trata de un pequeño glaciar.

La relativa escasez de material morénico entregado al mar, y la angularidad de los clastos, están plenamente de acuerdo con el corto recorrido realizado por este material.

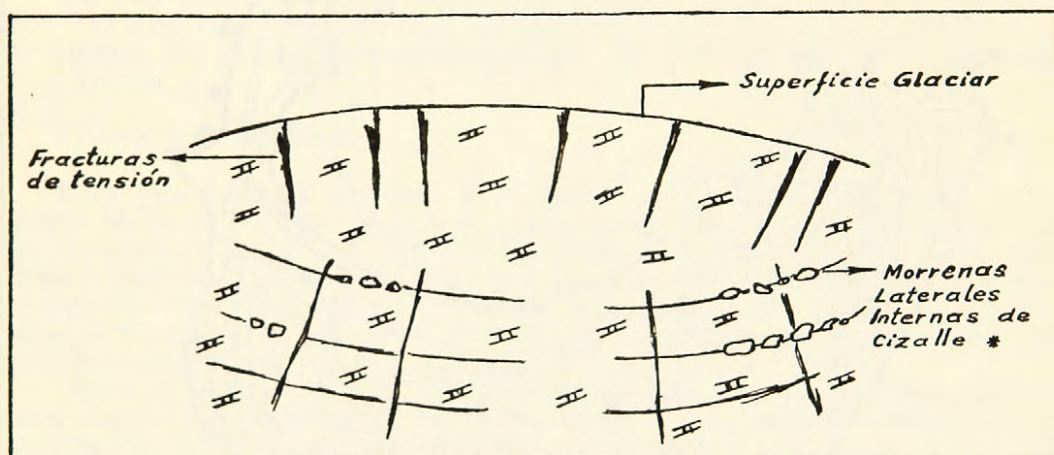


Fig. 7-1

Perfil en el frente SE del Glaciar de Isla Media Luna. Se muestra el fracturamiento y las morenas.

Flora y Fauna.

Referente a la flora de la Isla, es necesario señalar que una de las cubiertas más densas de líquenes arborecentes de la especie *Neuropogon Antarcticus*, se encuentra en los cerros más altos de esta isla. En la parte central de la Isla (de dirección N-S), aparecen líquenes incrustantes amarillo verdosos, de superficie irregular, cubriendo completamente la cara superior de algunos clastos marinos: se trata de la especie *Rhizocarpon Montagnei*.

En el extremo suroriental de la Isla, los afloramientos de andesita aparecen cubiertos en grandes extensiones por una especie de líquen incrustante de color rojo ladrillo.

La fauna es relativamente escasa. Entre las aves predominan los skúas, que anidan preferentemente en la parte alta del Norte de la Isla. Principalmente llama la atención la gran cantidad de cormoranes en el

extremo Suroriental. En la parte SE anidan algunos pingüinos Antárticos y Papuas. Pinnípedos en general, casi no hay, salvo raras excepciones, y sólo de paso.

2.—Naturaleza del trabajo

La permanencia en la Isla, fue de dos días.

El reducido tamaño de la Isla permitió, no obstante, enfocar el estudio hacia diversos aspectos. Tales son:

GEOLOGIA REGIONAL: que incluye el reconocimiento, muestreo y mapeo geológico de las diferentes unidades litológicas, efectuando también el estudio detallado de dos vetas de cuarzo y cobre.

GEOMORFOLOGIA LITORAL: Es éste, el principal objeto del estudio en la Isla, ya que sin lugar a dudas, son sus cordones litorales antiguos elevados, el rasgo más sobresaliente.

Toda la información geológica y geomorfológica, fue llevada a un mapa escala 1:10.000 del Instituto Hidrográfico de la Armada.

CRIOPEDOLOGIA: La existencia de un suelo helado (permafrost) a una profundidad de 10 a 30 cm. bajo la superficie, y de formas muy bien conservadas, resultantes de procesos de crioturbación, hizo posible el reconocimiento y estudios de suelos poligonales, clastos levantados y soliflucción.

Se describe también, el estado glaciológico de la Isla, y las observaciones hechas en el glaciar de su parte Norte.

3.—Geología

Los afloramientos en la Isla Media Luna, incluyen rocas volcánicas: brechas, tobas vesiculares y principalmente andesitas y andesitas basálticas afaníticas. Estas rocas volcánicas, han sido intruidas por una diorita que grada hasta tonalita y diorita gábrica.

Los intrusivos dioríticos, representan los afloramientos más abundantes de la Isla, y el lugar donde mejor se observa el contacto de la intrusión, es en la parte NW de la Isla.

El cerro inmediatamente al Sur de las construcciones corresponde a una tonalita, y se obtuvo de allí una muestra de roca para hacer una determinación de edad absoluta.

En el área de los dos últimos afloramientos dioríticos, hacia el extremo SE de la Isla, (Ver Mapa N° 3) se observa una complicada relación entre tales afloramientos: la diorita del afloramiento más alto (topográficamente), presenta en las cercanías del otro afloramiento, hacia su contacto, una zona brechizada que incluye manchas más blancas, a veces angulosas como verdaderos "clastos". Algunas de estas manchas son de composición muy similar al afloramiento diorítico más bajo, otras son diferentes.

Se trata posiblemente de fases diferentes en la intrusión, que pueden haber ocasionado inclusiones de una roca en la otra, que correspondería a un magma de composición muy similar intruido con posterioridad. No fue posible averiguar cual antecede en la intrusión.

En el extremo suroriental, las andesitas afaníticas a microfaneríticas de color gris oscuro, aparecen en forma de antiguos escollos marinos atravesadas por diques dioríticos que litológicamente se asemejan a los afloramientos intrusivos del Picacho López en Isla Greenwich. El carácter intrusivo, que en la Isla Greenwich se ve oscurecido por los depósitos glaciares y por el hielo, es en la Isla Media Luna evidente.

En cuanto a la mineralización en la Isla, sólo se encontró dos vetas de reemplazo en las andesitas, con mineral de Cu y abundante cuarzo.

No presentan interés económico.

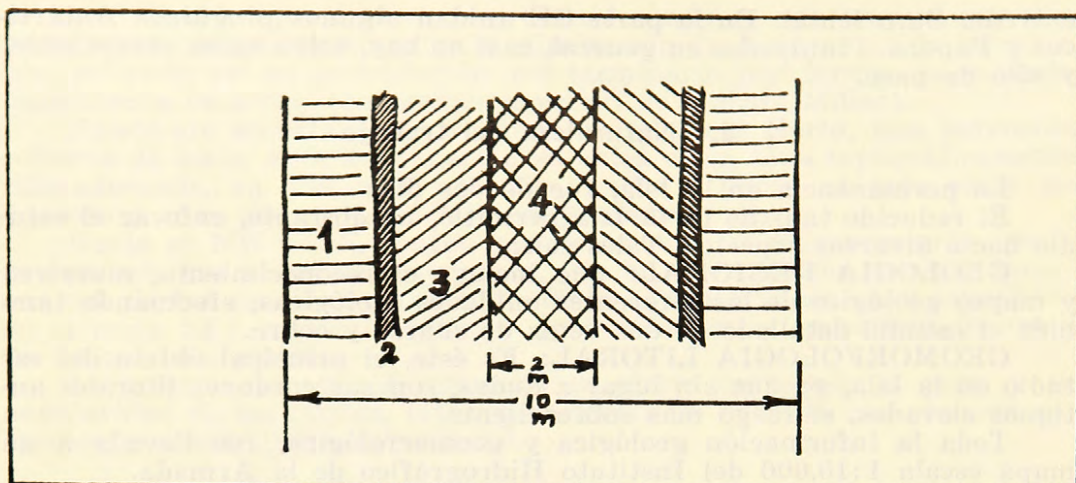
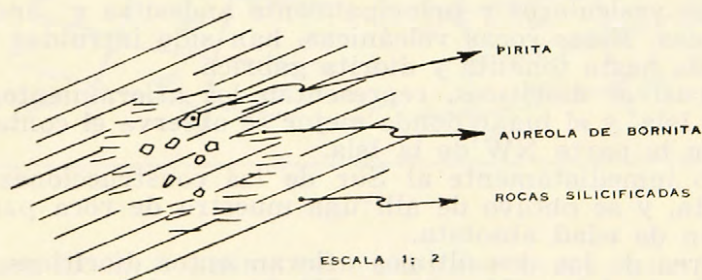


Fig. 7-2

Veta de cuarzo y minerales de cobre.

- (1) Andesita afanítica gris oscura.
- (2) Andesita con calcita en venillas y cuarzo.
- (3) Andesita muy silicificada, con aspecto porfírico. Presenta cuarzo en nódulos, y microscópicamente, se observa la siguiente disposición mineralógica:



ESCALA 1: 2

Fig. 7-2a.

(4) Prácticamente puro cuarzo amarillento, notándose una deposición en capas más o menos concéntricas. Pirita en cristales bien formados de 1 a 2 mms. de diámetro. Crisocola y algo de Malaquita. Se observan restos de la roca original.

Se puede ver claramente la silicificación aumentando en forma gradual, desde la andesita, hasta el centro de la veta. La oxidación ha alterado a la pirita, dando así origen al color café amarillento de la veta, y que se nota también en la coloración del cuarzo. La crisocola y la malaquita, indican la presencia de algún mineral primario de cobre que sufrió oxidación.

Las vetas son verticales con rumbo N75E separadas entre sí a 30 metros. La potencia queda indicada en el gráfico. Son de corta extensión en corrida. Topográficamente, las vetas afloran, produciendo un relieve negativo, más pronunciado justamente en la zona con abundante cuarzo. Esta aparente contradicción, dada la resistencia del cuarzo a la erosión, se debe a que existe un gran fracturamiento en la veta, que provoca una efectiva y fácil erosión. Este hecho morfológico, sumado a la presencia

de clastos marinos de gran tamaño (30 cms) sobre la veta, en circunstancias que en la actualidad esta parte de la Isla está fuera del alcance del mar, representa una evidencia del antiguo dominio del mar por sobre su nivel actual.

En el penúltimo afloramiento diorítico, hacia el extremo suroriental de la Isla, aparece una mineralización de pirita, que permite establecer una relación genética de la veta con este intrusivo.

Origen, naturaleza y transporte del material detrítico de cubierta

El material detrítico que cubre una extensión bastante considerable de la Isla, tiene a nuestro parecer, su origen principalmente en los afloramientos de la misma Isla, bajo la acción preponderante del crioclastismo, y no se trataría por lo tanto de un acceso hasta ella por vía errática, como se ha dicho anteriormente. (Olsacher, 1959).

El hecho que sean los rodados dioríticos, algunos de los cuales llegan a "sobrepasar el metro cúbico" (op. cit.) los que predominan, además del hecho que: "dentro de esa diorita abundan inclusiones, oscuras y de grano fino, redondas o poligonales, de hasta 20 cm. de diámetro, unas veces parecen "schlieren" y otras inclusiones de rocas anteriores" Olsacher, (1959), habla justamente en favor de un origen autóctono del material clástico, ya que los afloramientos intrusivos de diorita, son los más abundantes en la Isla, y las inclusiones oscuras de grano fino, son también un rasgo que se observa en la parte SE de la Isla. Algunos de los clastos de rocas volcánicas, como andesitas afaníticas por ejemplo, tienen igualmente su origen en los afloramientos de la Isla. Clastos de cuarzo, tienen su origen en las vetas erosionadas del extremo S. E.

Existen también evidentemente clastos de litología ajena a la Isla, como son los esquistos con segregaciones de cuarzo muy plegadas, uno de los cuales alcanzó aproximadamente $\frac{1}{2}$ m³, y que tiene que haber llegado por vía errática, muy posiblemente incluido en una masa de hielo, sea ésta témpano a la deriva, o bien glaciario en un momento pasado con mayor extensión de los glaciares.

El transporte del material hasta el mar, se efectúa por deslizamiento a causa de la gravedad, sobre todo desde los cerros de roca intrusiva, por medio del glaciario de la parte norte, y por soliflucción. El aporte por medio del glaciario, es escaso.

Los clastos a disposición del oleaje, son movilizadados a la largo de la costa.

4.—Geomorfología litoral

Acción dinámica del mar.

La posición geográfica y la forma de la Isla Media Luna, son los dos factores principales que determinan la existencia de ciertas partes de la costa más protegida que otras.

La costa interior de Media Luna, presenta a su vez, áreas de muy diferente exposición al mar: así, la costa NW, es la más expuesta a la energía del mar, ya que se presenta abierta al Bransfield; mientras que las costas S y SE aparecen protegidas por la propia Isla. Ver mapa N° 3.

Si se compara las isóbatas de las costas E y W, se puede observar, como en el lado E, es una costa más tendida, con formación de olas ma-

yores que en lado W, donde la costa es más abrupta con oleaje de menor importancia.

Esta acción diferente del mar origina formas litorales también diferentes, y que son las que a continuación se tratan.

Formas litorales resultantes

De acuerdo a las consideraciones hechas, referentes a la posición y forma de la Isla Media Luna, se describen y analizan a continuación, las formas litorales resultantes en los distintos puntos de la costa.

En la ribera NE de la gran bahía que se abre hacia el NE, y que es la que se encuentra mayormente expuesta al Bransfield, se desarrolla una plataforma de abrasión marina al pie del acantilado glaciario, tallada en roca fundamental, y que se encuentra en parte cubierta de clastos aportados por el glaciario y por el mar. Su extensión a lo largo de la costa, es de aproximadamente 700 metros.

Hacia el Sur y siguiendo la costa de la bahía, empiezan a dominar las formas litorales de acumulación: se trata de un cordón litoral de gravas marinas, que no está bien definido, y cuyo flanco externo presenta una fuerte pendiente hacia el mar ($12^{\circ} 15'$). Las gravas que lo forman, tienen buena clasificación, con tamaños que varían entre 3 y 10 cms.

En los 200 metros de costa que siguen hacia el E del perfil C-C', aparecen "estructuras de mosaico" (Araya y Hervé, 1965), formadas en la zona intercotidal, cuya pendiente es de 3° . Hacia tierra adentro, sigue el cordón litoral a 0,9 metros de altura sobre el nivel de pleamar.

Entre el perfil B-B', y el extremo oriental de la Isla, no aparecen formas litorales importantes, lo cual se debe al hecho ya señalado, de la protección de esta parte de la costa.

Un cordón litoral mal definido, bordea la costa en forma intermitente. Sin embargo, en el extremo terminal de la Isla, existe gran acumulación de rodados marinos que alcanzan hasta bloques de 1 metro de diámetro: es sabido, que en los extremos y salientes de las costas en general, el oleaje es más intenso, con lo cual hay mayor capacidad de aporte por parte del mar. Si se considera por otro lado, que en el extremo de la Isla, existen varios islotes pequeños y roqueríos, que son fuente de material clástico, se tiene una explicación del por qué de esta acumulación. Más aún, este extremo oriental de la Isla, está también expuesto a la marejada del Bransfield.

Se revisará ahora, la costa externa de la Isla, protegida por la Isla Livingston:

En los 500 metros a lo largo de la costa Sur, medidos desde la saliente al W del perfil A-A' hacia el W, (Ver Mapa N^o 3), aparecen estructuras de mosaico bien desarrolladas.

Su formación allí, es posible debido a:

La pendiente favorable de la zona intercotidal (no superior a 3°).

El aporte abundante de témpanos desde los frentes glaciares de la Isla Livingston, influyendo en esto último, el que sea esta parte de la costa la más cercana a la Isla Livingston.

Hacia tierra adentro de estas estructuras, se desarrolla un cordón litoral de gravas marinas a 0,9 metros de altura sobre el nivel de pleamar.

Hacia el W., sigue una costa contorneada por un cordón litoral cuya contaminación, y por último la obstrucción, aumenta hacia el W, debido a la presencia de los escombros de falda del cerro ubicado inmediatamente al Sur de las edificaciones existentes.

Desde este punto, la costa sigue en dirección N-S, con formación de un cordón litoral no muy bien definido a 1,7 metros de altura sobre el nivel de pleamar. En esta parte de la costa, aunque el aporte de témpanos

nos provenientes de la Isla Livingston es más o menos igual que en los primeros 500 metros descritos, no se forman estructuras de mosaico en la zona intercotidal, debido a que la excesiva pendiente de la misma, no lo permite. Es muy superior a 3°.

Hacia el NW, sigue una costa con predominio de la acumulación detrítica, debido a los aportes de escombros de falda provenientes del cerro diorítico más alto de la Isla. Estos escombros no permiten la formación de un cordón litoral bien definido.

Finalmente, se tiene la costa N de la Isla, en parte marginada por el frente glaciario. Hacia el E, existe un cordón litoral regularmente desarrollado, a 1 metro de altura sobre el nivel de la pleamar y constituido igualmente por gravas marinas.

Formas litorales antiguas

Todas las formas litorales antiguas que aquí se tratan, se encuentran elevadas, y fuera del alcance del mar actual. Entre estas formas, se destacan los cordones litorales elevados, debido a:

- la continuidad a lo largo de la costa.
- Al buen estado de conservación de la mayoría de ellos.
- A su gran número.

Esto último, referente a la gran cantidad de cordones, así como la altura de los mismos, no está de acuerdo con lo sostenido por H. Camacho (Camacho H., Horacio; Villar Fabre, Jorge; Corte E., Arturo y Somoza L., Arturo 1957), quien menciona sólo dos cordones litorales elevados a 5 y 25 m.s.n.m. respectivamente.

Adie (1963) señala cuatro niveles elevados, correspondientes a depósitos de playa.

Comenzando por el extremo suroriental de la isla:

Tenemos allí un primer indicio de dominio marino antiguo por encima del nivel actual del mar. Se trata de un cordón litoral fósil a 2,20 metros de altura s.n.m., con forma de "V", que apunta hacia el extremo de la isla, delineando así un antiguo contorno de la costa. La rama norte de este cordón es más alta y formada por clastos más redondeados que la rama sur. Entre este antiguo cordón y el extremo SE de la isla, se desarrolla una puntilla de material detrítico sin organización preferencial, mal clasificado, de clastos poco redondeados, de composición principalmente andesítica con abundantes clastos de rocas intrusivas ácidas, que presentan generalmente un mejor redondeamiento.

Inmediatamente al W de este cordón antiguo aparece un afloramiento rocoso, en el que se advierte la presencia de antiguos escollos y cavernas talladas por el mar, con su techo derrumbado por la erosión. Estas últimas, se presentan en la actualidad como grandes cavidades de paredes altas y abruptas, con el piso cubierto de clastos trabajados por el mar y hoy fuera de su alcance.

El perfil A-A', registra una altura máxima de 5,3 metros s.n.m. (todas las alturas de cordones litorales, y en general de todas las formas litorales, están tomadas con respecto al nivel medio de la alta marea) para el cordón litoral fósil, que también apunta hacia el extremo de la Isla. Su rama norte, que es la más próxima al mar actual, se encuentra a 30 metros de éste.

En toda la extensión comprendida entre la rama Sur del cordón, y la línea del mar actual, se acumulan clastos grandes en forma de guirnalda antepuesta a antiguos cordones ubicados a alturas inferiores a los 5,30 m. ("Guirnalda antepuesta a los cordones litorales:") (Hervé y Araya 1965).

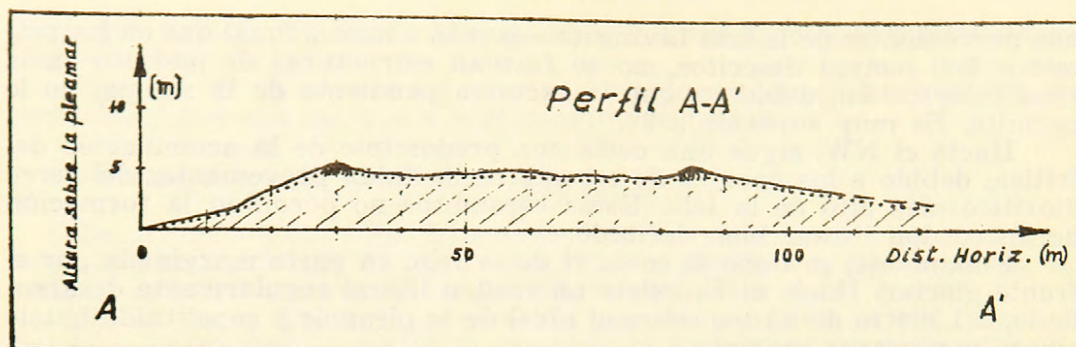


Fig. 7-3
Escala vertical aumentada al doble.

El perfil B-B', registra la altura de 12,70 metros para el cordón antiguo más alto de esa parte de la Isla. Este cordón consta de dos ramas apoyadas a ambos lados de un escollo rocoso diorítico. Entre este cordón, cuyo punto más distante se encuentra a 62,2 metros del mar, y el cordón actual, se desarrolla un plano inclinado cubierto de gravas marinas.

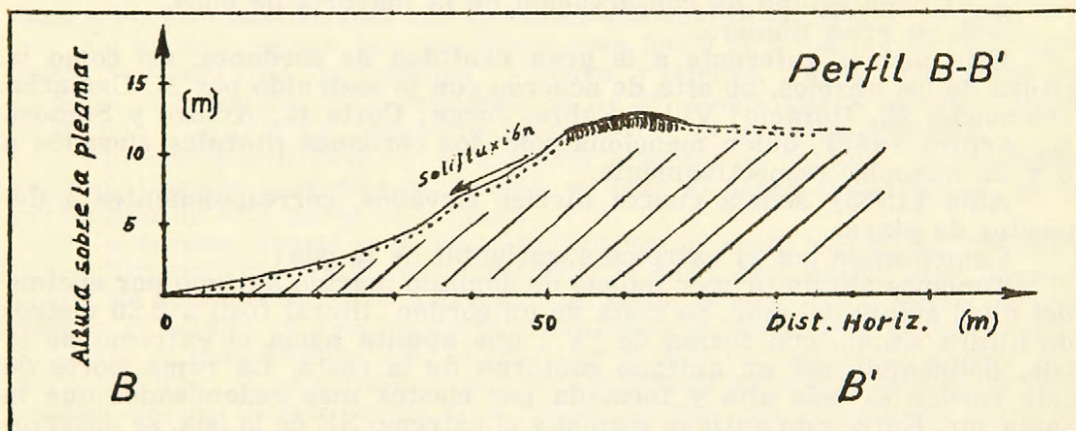


Fig. 7-4
Escala vertical aumentada al doble.

El perfil C-C', corta una sucesión de cordones de alturas progresivamente mayores, a medida que se avanza desde la costa norte hasta el centro de esta parte de la Isla; luego las alturas disminuyen hacia el Sur del perfil, hasta llegar al cordón actual.

La máxima altura es de 4,6 metros s.n.m .

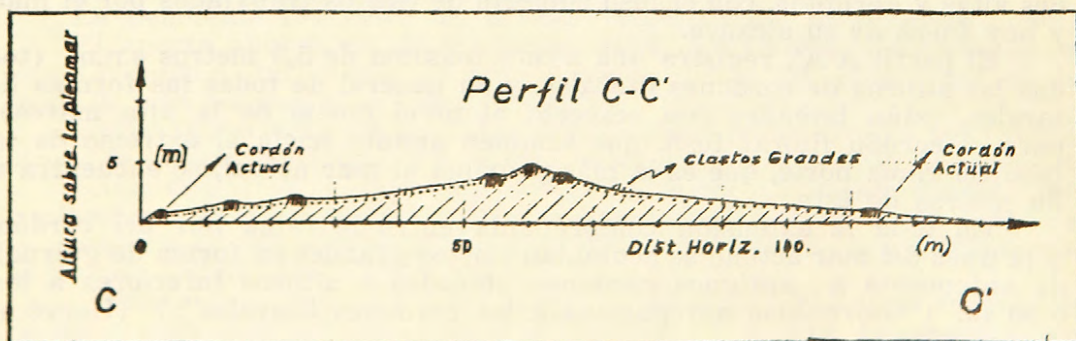


Fig. 7-5
Escala vertical aumentada al doble.

La orientación del cordón más alto, indica claramente la existencia de un antiguo estrecho de dirección N-S por donde penetraba el mar.

Esta morfología litoral pretérita, se ve aún más claramente, al observar la puntilla contraria, delineada por el cordón litoral ubicado a 5,05 metros de altura y cortado por el perfil D-D'.

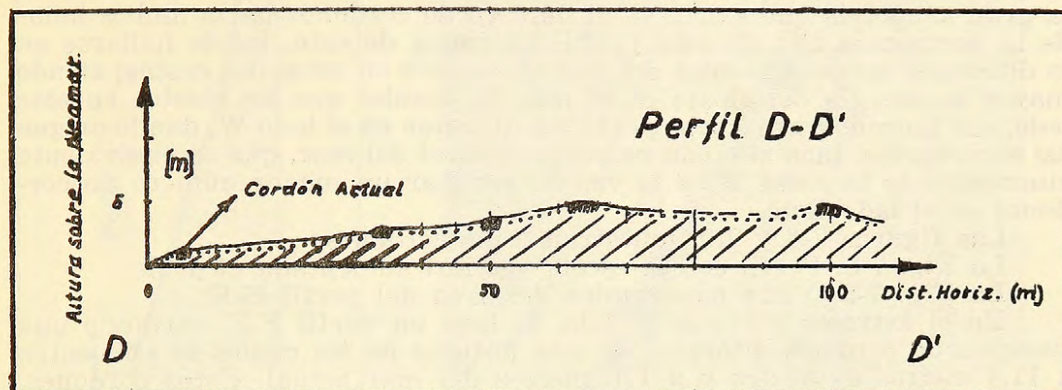


Fig. 7-6

Escala vertical aumentada al doble.

Existen en esta parte de la Isla, otras evidencias que comprueban la existencia de este estrecho de dirección N-S, entre los perfiles C-C' y D-D'. Tales son: las acumulaciones de bloques redondeados por la acción del mar, entre estas dos puntillas, y la discontinuidad de los cordones a ambos lados del antiguo estrecho.

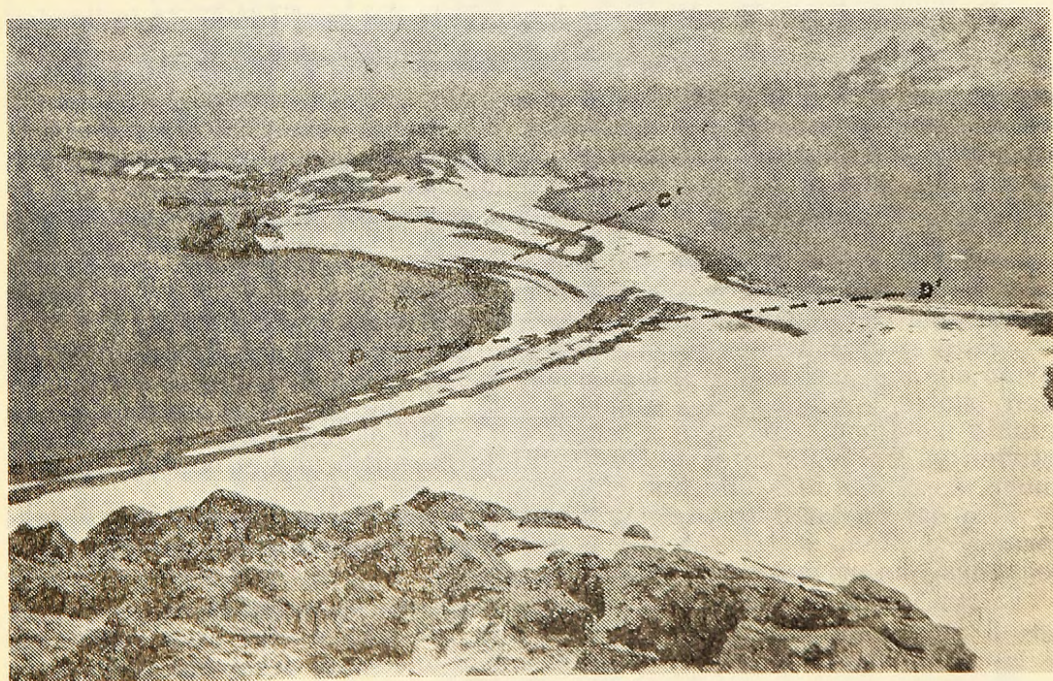


Fig. 7-7

Se indica la dirección de los perfiles a ambos lados del estrecho antiguo.

Al observar el mapa de la Isla, (Nº 3), se puede apreciar incluso el progresivo movimiento vertical relativo de la Isla con respecto al nivel del mar, documentado por los sucesivos cordones.

El perfil E-E', trazado de costa a costa, y en dirección E-W aproximadamente, es el que corta el mayor número de cordones litorales. En esta parte, la Isla tiene aproximadamente 450 metros de ancho. Resalta la gran asimetría que existe en el número de cordones hacia ambos lados de la parte más alta de este perfil. La causa de esto, puede hallarse en la diferente acción dinámica del mar que existe en estas dos costas; siendo mayor la energía del oleaje en el lado E, resulta que los clastos en este lado, son lanzados más hacia tierra adentro que en el lado W, dando origen así a un cordón más alto con respecto al nivel del mar, que su equivalente sincrónico de la costa W, a la vez de resultar un menor número de cordones en el lado Este.

Las figuras 7-8 y 7-9, muestran estos cordones.

La Fig. 7-8. Perfil con la escala vertical aumentada al doble.

La Fig. 7-9. Vista panorámica del área del perfil E-E'.

En el extremo norte de la Isla, se hizo un perfil F-F' cortando una sucesión de cordones litorales, el más antiguo de los cuales se encuentra a 11,4 metros de altura y a 170 metros del mar actual. Estos cordones, presentan varias características que están ausentes en los cordones del perfil E-E'; tales son:

- Su forma irregular.
- Su disposición relativa no paralela.
- Su discontinuidad a lo largo de la costa.

Esto se debe principalmente a la presencia de afloramientos rocosos a los cuales "se amarran" los cordones en el área del perfil F-F', lo que reafirma por su parte, que tales afloramientos fueron escollos marinos. Con esta morfología de costa en los momentos de formación de estos cordones, se explica la irregularidad en su trazado y las diversas curvaturas y orientaciones.

En los cordones V y W, ubicados al Este del perfil F-F' (e indicados en el Mapa Nº 3), se observa un fenómeno de dinámica litoral en el pasado reciente, que muestra en forma clara la mayor energía del oleaje en las vecindades de los escollos, con respecto a un punto de las costas desprovisto de tales obstáculos. El ejemplo también documenta el progresivo movimiento vertical relativo entre la Isla y el nivel del mar: sucede allí, que el cordón V, que es de más reciente formación que el cordón W, es más alto que este último, lo cual es un hecho que aunque también suele darse en las costas de otras islas del Archipiélago, no representa en ningún caso, la característica general de las sucesiones de cordones litorales. Por el contrario, desde el nivel actual del mar hacia tierra adentro, son progresivamente más antiguos y más altos.

Esta situación anómala, se debe, en este caso, a que el cordón W se formó cuando los escollos a los cuales se encuentra apoyado el cordón V, eran islotes, alejados en algunos metros de la playa; el cordón V en cambio, se formó apoyado a esos escollos en el momento en que éstos estaban ya unidos a la costa. Esto último permitió que el cordón V, más nuevo, resultara más alto que el cordón W, más antiguo.

En base a los datos de que se dispone, se puede concluir que en un pasado cercano, la Isla Media Luna estuvo desmembrada en tres islas pequeñas que serían:

—Al Norte, la mayor de las tres, limitada aproximadamente por la actual curva de los 20 m. (Ver Mapa Nº 3), y con unos 1.300 m. de largo en dirección ENE, por 650 m. de ancho en dirección NW.

—Al Sur, una segunda isla de tamaño intermedio, limitada aproximadamente por la actual curva de los 20 m., con una forma elíptica de 500 m. de largo en dirección EW, por 300 de ancho en dirección NS.

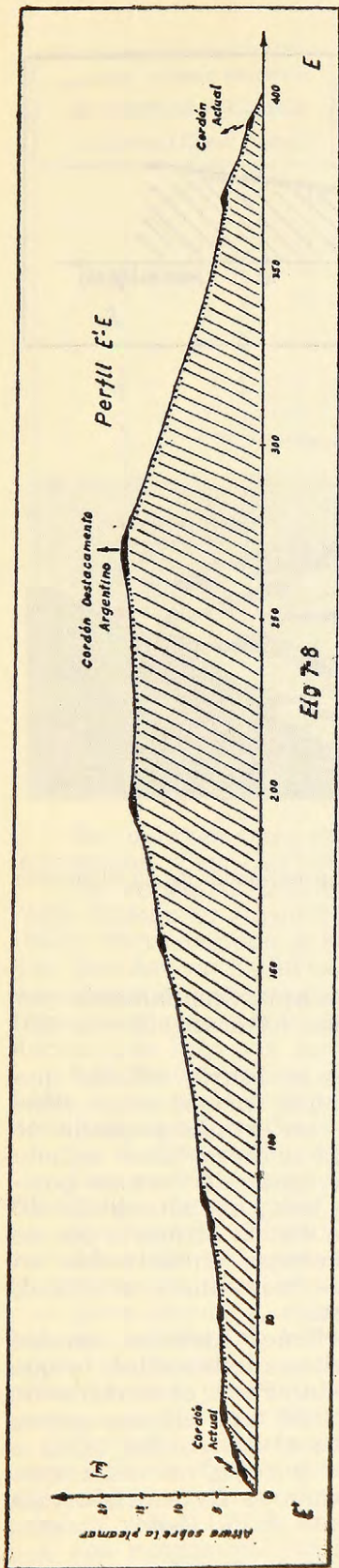


FIG 7-8



Fig. 7-9

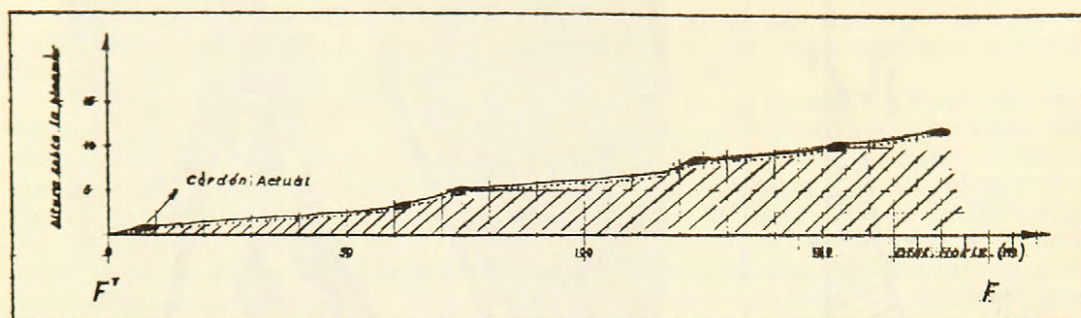


Fig. 7-10

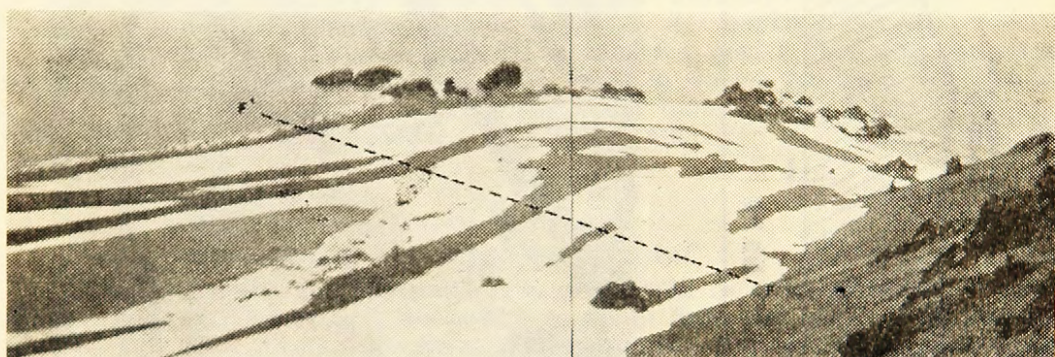


Fig. 7-11

Vista panorámica del área del perfil F-F'. Indicación aproximada de la dirección del perfil.

—Al sureste, la tercera isla, limitada también aproximadamente por la curva de los 20 m. Las dimensiones de esta isla, habrían sido de 150 por 100 m.

Para el caso de las dos islas más grandes, es necesario señalar que no se encontró evidencias que permitan afirmar que incluso estas islas hayan estado bajo el nivel del mar. Sin embargo, en la más pequeña de ellas, existen algunos indicios que indican que ésta pudiera haber estado sumergida en su totalidad en algún momento: se trata de formas posiblemente debidas a la acción marina; por otro lado, su altura de 40 m.s.n.m. actual, encuentra un equivalente perfecto con la altura a que se encuentran algunas plataformas posiblemente marinas encontradas en isla Robert. Este nivel marino a unos 40 m.s.n.m. es sólo una posibilidad, dado que las evidencias a esa altura no son claras.

Comparando las distintas alturas de los cordones litorales, en las áreas de los perfiles, es posible establecer correlaciones entre ellas, lo que permite trazar sucesivas líneas tentativas de costa. Para el trazado de estas líneas de costa se han considerado dentro de una misma curva, aquellos cordones cuyo desnivel relativo no excede al metro. La tabla a continuación da las líneas de costa representadas por las curvas transversales. Las cotas sobre el nivel medio de las pleamares figuran a escala en el eje vertical. Las líneas verticales de segmento F-F', E-E' ..., etc., representan los perfiles hechos.

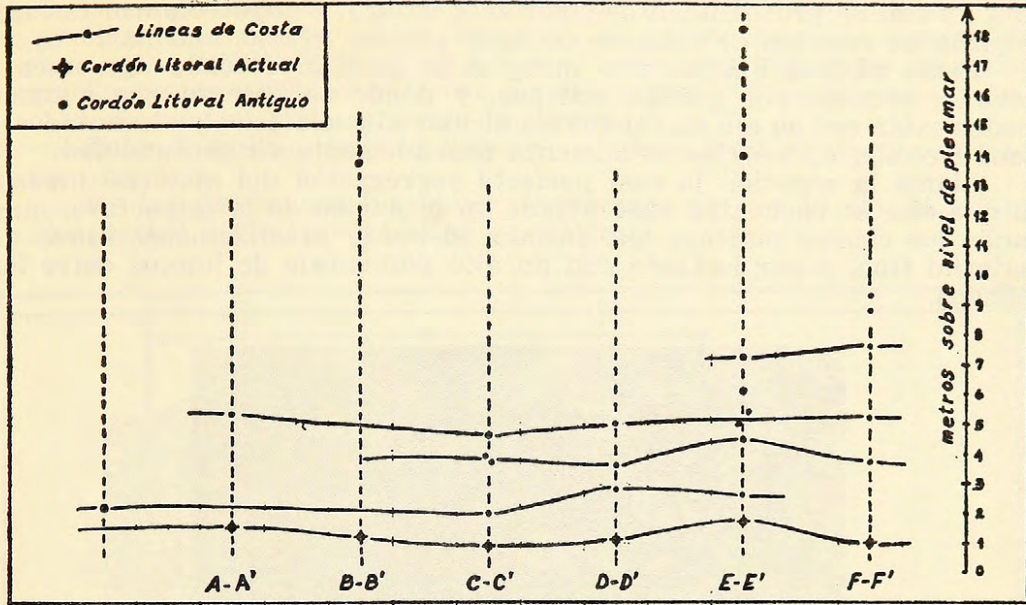


Fig. 7-12

Tabla de correlación de cordones litorales.

Criopedología

Se incluyen bajo este título, el estudio de: suelos poligonales, clastos levantados y soliflucción.

Es necesario señalar que las estructuras llamadas empedrados (Horacio Camacho, Jorge Villar Fabre, Arturo E. Corte y Arturo L. Somoza, 1957) corresponden a las "estructuras de mosaico", descritas y analizadas por Araya y Hervé (1965) y que no se trata de formas resultantes de procesos criopedológicos según sugieren los citados autores argentinos, sino que son el resultado de la acción dinámica de témpanos a la deriva que llegan a la zona del estrán.

Los fenómenos de crioturbación en el suelo originan en la Isla Media Luna, interesantes formas y estructuras de arreglo tanto en el material detrítico anguloso desde fino a grueso, como en las gravas marinas.

Se revisan primero los suelos poligonales en gravas marinas:

Los suelos poligonales se describen generalmente como estructuras resultantes en un suelo compuesto por material limoso con clastos mayores de diversos tamaños incluidos, y con un permafrost a profundidades variables. De ahí que resulte particularmente interesante su formación en gravas marinas, el tamaño de cuyos clastos varía entre 2 y 15 cm.

Para precisar, entre el séptimo y octavo cordón litoral a partir de la costa occidental de la isla, en el área de perfil E-E', se desarrolla un plano inclinado de gravas marinas donde se advierte la presencia de estas formas producto de la crioturbación, y más que verdaderos polígonos, son círculos hasta de 1,5 m. de diámetro.

Un hecho interesante es el que estas estructuras no siempre van dispuestas en forma contigua dando origen a una red; se presentan también aisladas entre sí por algunos metros. Esta característica, y el que muchas veces (si no en la mayoría) sean más bien círculos y no polígonos, son rasgos que las hacen diferir de los típicos suelos poligonales.

Al centro, tienen un núcleo limoso de 30 a 50 cm. de diámetro, por

10 a 20 cm. de profundidad de color café oscuro, y cuyo volumen es muy pequeño en relación al volumen ocupado por las gravas marinas.

Estos núcleos limosos van marginados por un reborde ligeramente elevado formado por gravas marinas, y donde se observa que algunos clastos están con su eje mayor perpendicular al suelo (clastos levantados). Esta erección de los clastos aumenta sensiblemente en profundidad.

Llama la atención la casi perfecta segregación del material limoso, ya que éste se encuentra concentrado en el núcleo de la estructura, quedando los clastos marinos que forman el borde prácticamente libres de material fino, y por lo tanto con un alto porcentaje de huecos entre los rodados.



Fig. 7-13

El núcleo limoso aparece dividido en dos, por una grieta rellena de clastos marinos.

La parte superior del núcleo es ligeramente convexa, y aunque posee bastante agua de imbibición, toma un aspecto agrietado poligonal, con una cierta consistencia que en todo caso no es suficiente para resistir el peso de una persona. Hacia abajo, aumenta rápidamente el contenido de agua, hasta transformarse este núcleo en una masa líquida barrosa. Este núcleo representa al mollisol.

Más abajo, y a una profundidad de 10 a 20 cm., aparece el permafrost

(tjåle o pergelisol), con un porcentaje de hielo por volumen de suelo progresivamente mayor, hasta llegar a las gravas marinas cementadas por una masa de hielo cristalino. Allí se observa muy bien como los clastos están dispuestos verticalmente con su eje mayor perpendicular al suelo.

Al excavar se pudo apreciar lo siguiente:

—Bajo el molisol (núcleo limoso), el permafrost apareció a 10 cm. de profundidad.

—En las gravas marinas bien clasificadas de 5 a 10 cm. el permafrost apareció a una profundidad de 20 cm.

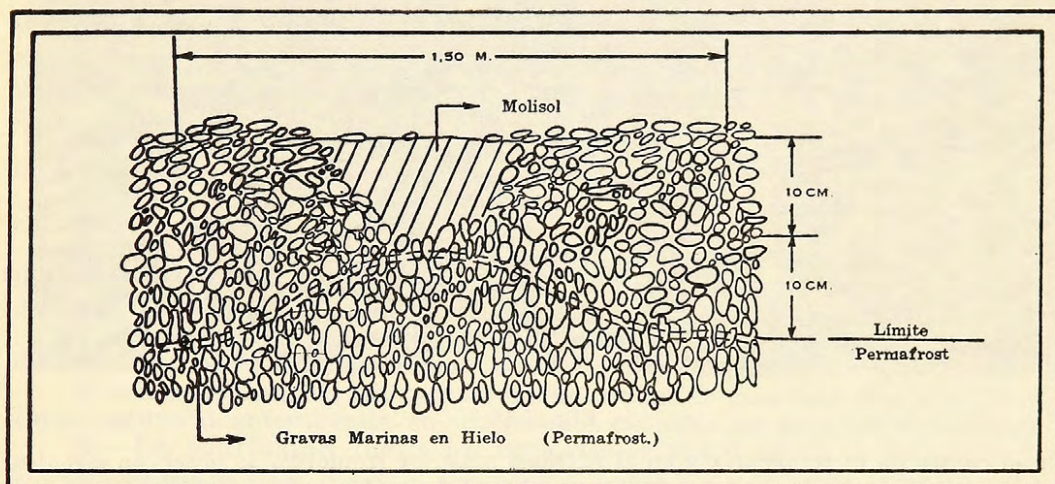


Fig. 7-14

Nótese el aumento en profundidad de la cantidad de clastos levantados.

La mayor profundidad del permafrost bajo las gravas marinas que bajo el molisol, se debe a que en el primer caso, la influencia del sol durante el día es mayor, debido en primer lugar a la gran cantidad de huecos dejados entre los clastos, y también a la gran conductividad térmica de los mismos. Bajo el molisol en cambio, la influencia de la radiación solar se ve atenuada por la compactación del material y por la presencia del agua de imbibición.

La vegetación, que tiene un papel importante en la ubicación del permafrost según se vio en otras islas, no interviene en esta parte de la Isla Media Luna donde sólo crecen algunos líquenes incrustantes de la especie *Rhizocarpon Montagnei*.

En los lugares donde hay un poco más de pendiente en el terreno, estas estructuras producto de la crioturbación, están algo deformadas por la solifluxión.

En cuanto al origen del material limoso que forma estos núcleos en los suelos poligonales, se deduce que proviene del lavaje de las pendientes de los cerros por efecto de las aguas lluvias y agua de fusión.

Se revisan a continuación los suelos poligonales en el material detrítico anguloso:

En la rama norte de la isla, y a una altura aproximada de 60 m.s.n.m. se encontraron también suelos poligonales. El diámetro fluctúa entre 1 m. y 1,5 m. Estos se encuentran formados de material detrítico anguloso, y han sido descritos con cierto detalle por los autores argentinos en la ya



Fig. 7-15

En el centro de la fotografía y en el extremo superior izquierdo, se observan círculos de alrededor de un metro de diámetro, algo deformados por su ubicación en un terreno con declive suave.

mencionada publicación. Allí encontraron ellos el permafrost a 30 cm. de profundidad.

La soliflucción juega en la isla un importante papel en el modelado y suavizamiento de las formas del paisaje, y en algunos lugares se observa muy bien cómo las gravas marinas fluyen desde los niveles más altos. Tal es el caso en el área del perfil B-B', donde entre los 6,6 m. y los 10 m. de altura s.n.m., se desarrolla un plano cubierto de gravas marinas en gran parte provenientes del cordón litoral antiguo más alto de ese lugar, ubicado a 12,7 m.s.n.m. El deslizamiento por soliflucción se produce en ese lugar hacia el Norte.

Igualmente, hay buenas evidencias de soliflucción en el área ya descrita con suelos poligonales en gravas marinas, entre el 7º y 8º cordón litoral antiguo en la costa occidental de la isla (Perfil E-E'). Allí queda documentada por flujos de piedras, clastos verticales y polígonos o círculos deformados.

En cuanto al límite de las nieves persistentes, es interesante señalar lo siguiente:

Es sabido que los suelos poligonales producidos por fenómenos de crioturbación se desarrollan por bajo el límite de las nieves persistentes. En consecuencia, la presencia de estos suelos poligonales en la isla, sitúa este límite a una altura superior a los 60 m. El glaciar que existe en esta isla tiene su nacimiento a una altura a lo más 10 metros superior a la señalada.

5.—Conclusiones

1.—Los afloramientos de rocas volcánicas, entre las que se incluyen brechas, tobas vesiculares y principalmente andesitas y andesitas basálticas afaníticas, han sido intruidos por una diorita que grada hasta tonalita y diorita gábrica.

2.—La intrusión diorítica se correlaciona con los afloramientos del Picacho López en Isla Greenwich (alrededores de Base Naval Arturo Prat).

3.—Existen probablemente diferentes fases intrusivas con un cambio litológico que va desde tonalita a diorita gábrica. Hay dos vetas de cuarzo con pirlita, bornita, crisocola, malaquita y calcita, relacionadas genéticamente con los intrusivos y formadas por reemplazo en las andesitas. Carecen de interés económico.

4.—El material detrítico de cubierta, tiene su origen principalmente en los afloramientos de la isla.

5.—Los cordones litorales elevados, formados por gravas marinas, constituyen el rasgo más importante de la isla.

6.—Los perfiles perpendiculares a la costa, a través de los cordones litorales antiguos, indican un máximo de 8 cordones sucesivos en el área del perfil F-F', incluyendo el cordón litoral actual.

7.—La máxima altura de estos cordones es de 18,2 metros sobre el nivel medio de la pleamar, en el área del perfil E-E'.

8.—Las evidencias geomorfológicas permiten concluir que Isla Media Luna estuvo desmembrada en un pasado reciente en tres islas menores.

9.—La soliflucción juega un importante papel en el modelado de la superficie de la isla.

CAPITULO VIII

ISLAS LIVINGSTON Y SNOW

1.—Características generales

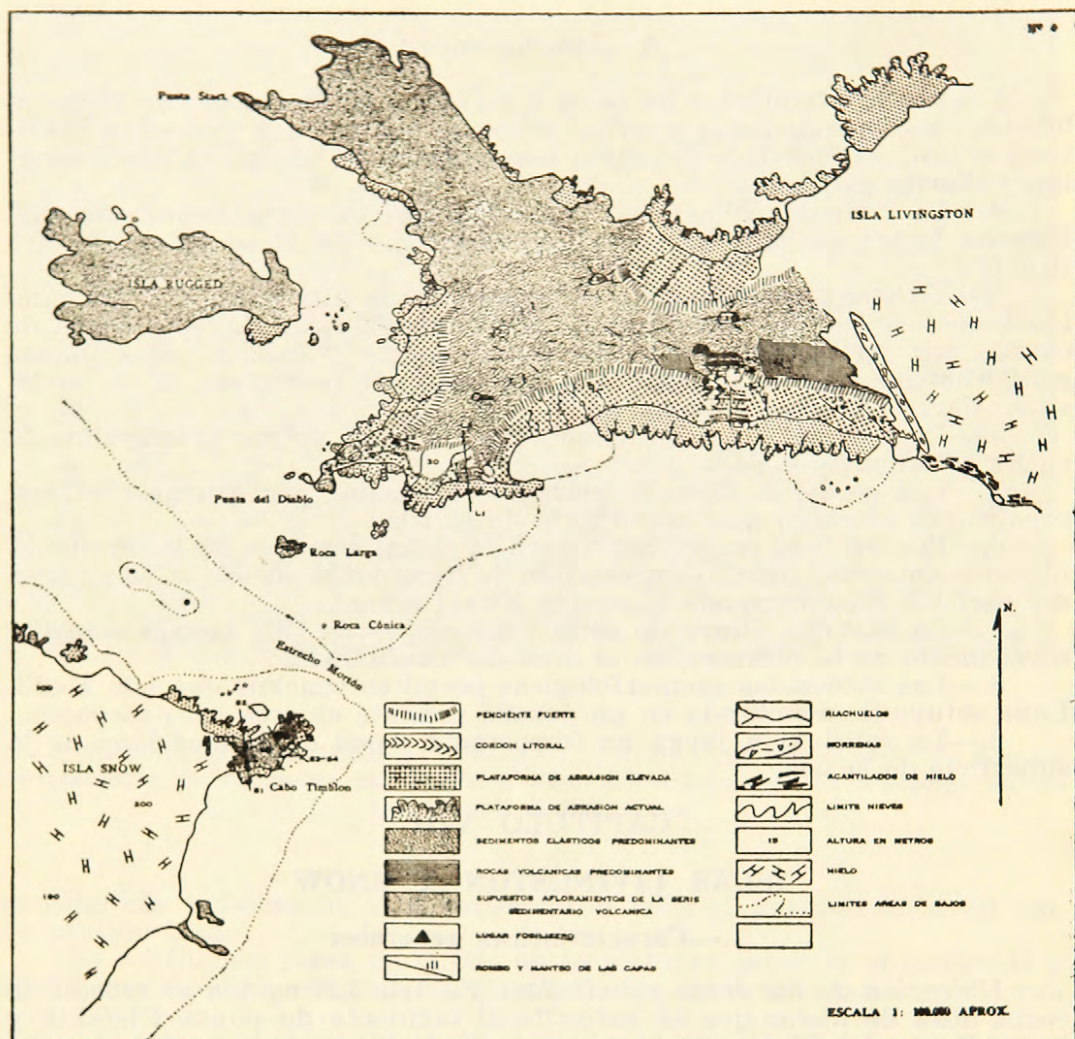
Ubicación de las áreas estudiadas: En Isla Livingston se estudió la costa libre de hielos que se extiende al occidente de punta Elefante y hasta Punta del Diablo, en la costa sur de la parte occidental de la isla, así como parte de la costa que enfrenta a Isla Rugged. En Isla Snow se estudió el Cabo Timblon, extremo nororiental de la isla. Ambas áreas están separadas por el Estrecho Morton, las coordenadas geográficas de cuyo centro son 62° 43' LS y 61° 10' Long. W.

En virtud de la similitud que presentan estas dos áreas en cuanto a su morfología, y a la estrecha vinculación de las rocas que afloran en ambos lugares, se ha decidido tratarlas en conjunto, pese a estar ubicadas en islas diferentes.

Forma y dimensiones.

La parte occidental de Isla Livingston es una gran península de dirección EW, que emite dos prolongaciones, una al SW y otra al NW, entre las cuales se extiende una amplia bahía que aloja a Isla Rugged. Tiene una extensión EW de unos 14 km. por un ancho promedio de 6 a 7 km. Es mesetiforme, de superficie suavemente ondulada con 4 ó 5 elevaciones de más de cien metros de altura.

Cabo Timblon es una península baja, también mesetiforme, de unos 5 km. de largo en una dirección SW-NE, y unos dos kilómetros de ancho máximo. Tiene un techo bastante horizontal, con alturas que no sobrepasan los 100 metros.



Estado de glaciación:

Isla Livingston presenta cadenas montañosas hacia su parte central y oriental, las que se encuentran muy glaciadas. Por contraste, su extremo occidental es bajo, mesetiforme y sin glaciares. Sólo hay, durante el verano, acumulaciones de nieve en las partes menos expuestas de su superficie, las que ocasionalmente pueden conservarse de un invierno para otro.

Cabo Timblon, queda casi totalmente desprovisto de nieve en el verano, y evidentemente no existen glaciares en él. Esto difiere mucho del resto de Snow, que está totalmente cubierto por una calota de hielo convexa que llega al mar en la mayor parte del perímetro de la isla.

Como ambas penínsulas tienen una altura promedio de 60 m. por vastas extensiones horizontales, y en ellas la ablación estival es mayor que la precipitación, parece evidente que el límite de las nieves persistentes ha de ubicarse por encima de esta altura.

2.—Marco geológico

En Cabo Timblon y en el extremo SW de la Isla Livingston aflora una potente serie de rocas sedimentarias con intercalaciones volcánicas. En algunos de los afloramientos estudiados fue posible recolectar abundantes fósiles vegetales, cuya presencia no había sido señalada hasta el momento en la literatura geológica sobre estas áreas.

El resultado de las observaciones geológicas y geomorfológicas practicadas en estas áreas, se ha vaciado en un mapa 1:100.000, ampliado de una carta norteamericana de las Shetland del Sur. El mapeo puede calificarse de informal, ya que no se dispuso de los elementos ni del tiempo como para fijar los rasgos con precisión. Pretende dar una visión general cualitativa de los principales aspectos de la geología y de la geomorfología de ambas penínsulas.

Características generales:

La serie presenta una estructura aproximadamente monoclinal, con rumbos que varían entre N25W y N65W y manteos de 12° a 32° al E y NE.

No quedó totalmente establecido en las observaciones de terreno si la serie es normalmente continua entre los niveles más bajos que aparecen en Cabo Timblon y los superiores que afloran en Isla Livingston. Pese a esto, la ausencia general de fallas y de pliegues, y el aspecto monoclinal que presentan los estratos, cosa que es bien evidente aún en los roqueríos e islotes de Estrecho Morton, hacen pensar en que hay continuidad estratigráfica normal entre la base y el techo reconocibles de la serie.

En estas condiciones, el espesor de la serie, calculado en base a los mapas del área, resulta ser del orden de 5 a 6 mil metros, cifra que se da como tentativa y susceptible de variar con mediciones más exactas en el terreno.

Los afloramientos, especialmente los de las rocas sedimentarias, no son buenos, ya que grandes extensiones están cubiertas por material suelto, proveniente de la desintegración de las rocas.

Límites stratigráficos de la serie:

Ni la base ni el techo de la serie están expuestos, ya que tanto hacia abajo como hacia arriba stratigráficamente, los afloramientos desaparecen bajo el hielo que cubre gran parte de las islas.

Descripción de la serie:

Se hará subiendo stratigráficamente a partir de los niveles más bajos estudiados, que son los de la base del Cabo Timblon, inmediatamente al este de la cubierta de hielo de la isla. Se tratarán separadamente, para hacer más clara la exposición, las rocas que afloran en el mencionado cabo, por una parte, y las que afloran en Isla Livingston.

Cabo Timblon: la serie debuta con rocas volcánicas extrusivas de color claro, probablemente latitas, acompañadas de rocas piroclásticas de igual naturaleza.

Hacia la parte central de la península por su costado NW, en la cima de un acantilado que lleva a una terraza de 60 m. de altura, se halla ubicado el afloramiento fosilífero más bajo reconocido en Cabo Timblon.

Las lutitas que contienen las plantas, son de color verde-amarillento, en capas de 2 a 10 cm. de espesor, intercaladas con capas de arenisca, y de brechas compuestas por elementos volcánicos, todas del mismo color verdoso. Hay también una capita de conglomerado fino. No se observa

imbricación de los clastos, ni estructuras de flujo. Los contactos son levemente ondulados.

Todo esto indica una sedimentación más bien tranquila. Las hojas fueron depositadas por corrientes muy suaves y experimentaron muy poco transporte. Esto queda evidenciado porque están fosilizadas hojas completas, de estructuras muy delicadas, formadas por muchas hojitas las que están ordenadamente dispuestas. Las rocas presentes, indican también poco transporte, y son bastante inmaduras.

Se encuentran fósiles en un paquete de unos 50 m. de potencia. Subiendo estratigráficamente, hacia el extremo de Cabo Timblon, se encuentra una serie de afloramientos de rocas ígneas de grano fino, que sobresalen de la plataforma de 60 m. Son de carácter *andesítico*, y no se pudo determinar exactamente si son coladas de lava perteneciente a la serie o intrusiones posteriores.

Estrecho Morton.—Todos los islotes que en él se encuentran, exhiben estratificación, con rumbos y manteos similares a los observados en Cabo Timblon. Igual cosa sucede en Isla Rugged. No fueron estudiados estos lugares, pero son el nexo de continuidad con los afloramientos de Isla Livingston.

Isla Livingston.—En la parte que enfrenta a Estrecho Morton, en la plataforma horizontal de 30 m. de altura, afloran lutitas grises marinas con fragmentos de carbón. Hay algunas intercalaciones arenosas.

Algo más hacia el W, está el lugar fosífero estratigráficamente más bajo de Isla Livingston. Son capas de areniscas impuras, N 65 W/25 E., que afloran en la cima de un acantilado marino fósil. Los fósiles están mal conservados, son más bien fragmentos de plantas.

El próximo lugar estudiado, fueron los afloramientos alrededor de Cerro Negro, en la costa S. de la península. 100 m. al W. de él, afloran areniscas, lutitas, brechas volcánicas y conglomerado. Tienen rumbo N55W, y mantean 32 NE.

Las capas de arenisca tienen unos 40 cm. de potencia, son areniscas limosas. Están intercaladas con capas de brechas volcánicas con clastos vesiculares de 1 a 15 cm. de diámetro, dispuestos en (graded bedding) normal, lo que hace pensar en una depositación en el agua de ellas. Existe también un banco de conglomerado, algo más bajo estratigráficamente, con clastos intraformacionales bastante bien redondeados. Hay también lutitas verdes.

Algunas de las capas presentan grietas de secamiento muy bien desarrolladas.

Hay abundantes restos de plantas, los que son más pequeños que en Snow y más fragmentarios, disponiéndose en un gran número de horizontes paralelos a la estratificación, lo que le confiere fisibilidad a las rocas.

Al Norte del Cerro Negro, la serie aparece con un rumbo algo diferente N45-35W/12-18E y tiene un carácter más volcánico. En efecto, se reconocen 4 coladas de lava, separadas por brechas volcánicas negras, espaciadas en algunos cientos de metros de potencia estratigráfica.

Las coladas son de carácter basáltico, de 2 a 5 mts. de potencia, con su base muy vítrea y brechosa, aumentando el tamaño del grano hacia su techo, donde se reconoce la presencia de numerosas amígdalas orientadas según el flujo. Presentan una estructura columnar imperfecta perpendicular a sus contactos.

Debajo de una de estas coladas se encontró un tronco carbonizado de sección elíptica, con su eje mayor paralelo a la estratificación y de 50 cm. de largo.

Cuerpos intrusivos: Esta serie sedimentaria se ve atravesada por dos cuerpos intrusivos en la costa S de la Península. Se trata de macizos de sección horizontal redondeada o elíptica, de algunos cientos de metros de diámetro y que presentan una estructura columnar radiada muy per-

fecta. Uno de ellos es el Cerro Negro y el otro está ubicado cerca del extremo occidental de la península.

Una muestra del último de los intrusivos nombrados tiene las siguientes características: textura porfírica. Masa fundamental holocristalina compuesta de plagioclasas (40%), augita (50%), olivina a veces alterada a clorita o serpentina (5%) y magnetita (5%). Fenocristales euhedrales a subhedrales de labradorita bastante abundantes.

Corresponde pues a una diabasa. Por sus características estructurales y petrográficas se asemeja mucho a los cuellos volcánicos descritos en Isla Robert. Cabe señalar que no se hallaron rocas efusivas asociadas a los intrusivos de Isla Livingston.

Flora fósil: el material fosilífero recogido, ha sido estudiado por Dn. Humberto Fuenzalida, y a continuación se inserta un cuadro, confeccionado por él, que presenta los géneros y especies que fueron identificados.

ISLA SNOW

Nombre de la planta	Posición estratigráfica	Observaciones
<i>Dictyozamites falcatus</i> (Morris)	Jurásico medio	Señalado en Bahía Tequenica
<i>Ptilophyllum</i> sp. ind. affinis <i>cutchense</i> Morris	idem	Bahía Hope, península O'Higgins
<i>Ptilophyllum cutchense</i> (Morris)	idem	
<i>Ptilophyllum</i> sp.	idem	
<i>Otozamites</i> sp.	Rético-Cret. inf.	
<i>Pachypteris hallei</i> Freng	Dogger inf.	Conjunto de Bahía
<i>Pachypteris dalmatica</i> Halle	Dogger inf.	" Hope
<i>Pachypteris lanceolata</i> Brogniart	Dogger	"
<i>Scleropteris</i> sp. a	Jurásico medio	
<i>Scleropteris</i> sp. b	Jurásico medio	
<i>Stomatopteris</i> (?)		
<i>Stenopteris</i> sp.	Kimmeridge	
<i>Elatocladus</i> sp.	Mesozoico	
<i>Lebachia</i> sp.	idem	

ISLA LIVINGSTON

Nombre de la planta	Posición estratigráfica	Observaciones
<i>Lomatopteris</i> sp.	Oxf.-Portland.	
<i>Williamsoniella</i> sp.	Dogger-Wealdiano	
<i>Gleichenites</i> cfr. <i>micromerus</i> Hr.	Cretácico inf.	Patagonia, Lago San Martín
<i>Sphenopteris</i> cfr. <i>naktongensis</i> Yabe	Wealdiano	Corea
<i>Cladophlebis</i> cfr. <i>browniana</i>	Cret. inf.	Hemisferio Sur
<i>Cladophlebis</i> sp.		

Hojas de Cordaites

Es necesario hacer presente que el material de Livingston es más fragmentario y peor conservado que el de Snow, por lo que hay menos seguridad en la determinación de los fósiles.

Edad y correlaciones: Las plantas fósiles de Snow, indican que la sedimentación en el punto fosilífero tuvo lugar en el Dogger, presuntamente basal. El hecho que no haya especies comunes entre la flora de Snow y de Livingston, excepción hecha de *Lomatopteris* que podría estar representado en ambos lugares, indican un transcurso de tiempo bastante importante entre la sedimentación de las rocas expuestas en uno y otro lugar. A la flora de Livingston se le puede asignar una edad Wealdiana.

Estas capas plantíferas constituyen el cuarto lugar con flora fósil mesozoica conocido hasta la fecha en la Antártica occidental, y no está señalado en la literatura geológica de estas áreas.

La parte basal de la serie, expuesta en Snow, puede correlacionarse con los afloramientos del Monte Flora, en Bahía Hope. Las floras son muy similares, y en ambos casos el volcanismo asociado tiene un carácter ácido.

La flora de Livingston (L-24), Wealdiana, tiene equivalentes menos seguros en la Antártica occidental, pero es posible que en isla Alejandro I, en las cercanías de Fossil Bluff, haya flora fósil muy semejante, en sedimentos de conocida edad cretácica inferior a medio.

3.—Geomorfología

Consideraciones Generales.—La morfología de estas penínsulas está controlada en gran parte por la calidad de las rocas presentes en ellas. Hemos visto en el capítulo anterior que se pueden distinguir fundamentalmente tres tipos de rocas: Areniscas y lutitas por un lado, brechas y tobas volcánicas por otro, además de las rocas ígneas.

Las areniscas y lutitas son fácilmente desintegradas por la acción marina y el crioclastismo. Dan origen a un material arenoso café que adopta formas suaves y redondeadas. Los afloramientos de estas rocas están restringidos a las partes superiores de acantilados donde la fuerte pendiente impide la acumulación del material suelto que de ellas se produce.

Las rocas piroclásticas son algo más resistentes, forman afloramientos redondeados en las explanadas que existen en estas penínsulas, generalmente sobresaliendo poco del nivel general.

Las coladas de lava son mucho más resistentes a la erosión, quedan generalmente en relieve positivo por lo que puede seguirse por mucha distancia a lo largo de su rumbo. Sobresalen de algunos metros sobre el nivel general, en forma de afloramientos de perfiles agudos.

Criopedología.—Se observa muy bien una gran variedad de formas producto de crioturbación en los suelos. El material proveniente de la desintegración de las rocas sedimentarias y piroclásticas es muy apto a estructurarse. Así tenemos que se observan suelos poligonales, suelos estratificados, lentes de soliflucción, elastos levantados, etc., a alturas que fluctúan entre 4 ó 5 y 60 m. s. n. m.

Formas litorales actuales.—Lo que caracteriza a esta zona en cuanto a formas litorales actuales, es la presencia, en torno a toda la costa de las penínsulas de una extensa plataforma de abrasión.

Son superficies que se extienden hasta 500 ó más metros hacia mar adentro contados desde la línea de playa. Su nivelación no es perfecta quedando con pleamar algunas partes emergidas, y con baja mar, la mayor parte de ellas, incluyendo eso sí, lagunas y canales. Están compuestas tanto de afloramientos de la roca fundamental como de acumulaciones detríticas.

Estas formas tienen gran repercusión en las características de la zona vecina a la línea de playa en pleamar. La plataforma de abrasión es una efectiva barrera para la acción de las olas absorbiendo la mayor parte de su energía. Esto redunda en una tranquilidad casi absoluta del mar en la playa, lo que impide la formación de un cordón litoral bien definido. El plano levemente inclinado del estrán se continúa hacia tierra adentro casi sin variaciones ni formas peculiares entre la parte que es habitualmente de dominio marino y la que es habitualmente de dominio subaéreo. En el área en estudio, hay muy pocos lugares en que se presenta una situación diferente a la descrita.

La plataforma de abrasión también impide el paso de témpanos hasta la línea de costa, por lo que no existen estructuras litorales secundarias en la zona del estrán, a diferencia de lo que ocurre en la mayor parte de las costas de las demás islas incluidas en el estudio.

La causa de la existencia de esta extensa plataforma de abrasión, debe buscarse en la naturaleza de las rocas que las componen. La presencia de las sedimentitas y rocas piroclásticas que predominan en el área es el factor determinante. El mar las eroda fácilmente, aun con poca energía de olas, y es capaz de hacer retroceder rápidamente la línea de costa cuando estas rocas quedan expuestas a su acción.

Observando los mapas de Isla Livingston, se advierte que en ella existen plataformas de abrasión bien desarrolladas solamente desde la línea que une Punta de Elefante y Cabo Shirreff hasta su extremo occidental. En los lugares estudiados de esta área se constató la presencia de rocas sedimentarias y piroclásticas. En base a estas consideraciones morfológicas se puede predecir que en toda el área rodeada por costas con plataformas de abrasión tan extensas afloran tipos litológicos similares.

Hacia el este de la línea Punta Elefante-Cabo Shirreff desaparecen las plataformas de abrasión en Isla Livingston, correspondiendo esto probablemente a un cambio litológico. Esto se ve confirmado por diversos autores que han estudiado regiones más orientales de Livingston encontrando esquistos en False Bay y rocas volcánicas e intrusivas en los demás lugares.

Isla Snow en cambio presenta plataformas de abrasión dispersas en todo su contorno, lo que estaría indicando que persisten las rocas sedimentarias hacia el SW. Corresponderían estas rocas a niveles estratigráficamente más bajos que los aflorantes en Cabo Timblon, a menos que hubiera disturbios tectónicos importantes.

Formas Marinas Elevadas.—Las mismas características morfológi-

cas descritas para la plataforma de abrasión actual imperan en una franja de ancho variable entre 100 y 500 metros, que se extiende en forma casi continua hacia el interior de la línea de playa en ambas penínsulas en estudio. Estas extensiones tienen una suave pendiente hacia el mar, culminan a alturas del orden de los 15 metros sobre el nivel del mar, y se hallan invariablemente limitadas hacia tierra adentro por un brusco cambio a una pendiente muy fuerte.

Se trata indudablemente de una plataforma de abrasión marina, elevada sobre su posición original, limitada hacia tierra adentro por un acantilado marino hoy día fósil. Estos acantilados llevan directamente al techo plano o suavemente ondulado de las penínsulas que se ubica a unos 60 m. de altura, o bien a terrazas escalonadas intermedias entre la parte interior de la plataforma y el techo de las penínsulas.

En la plataforma de abrasión elevada se observan ocasionalmente cordones litorales de grava fina, de débil significado en la vertical, con una distribución errática asociados generalmente a la presencia de un escollo que proveía el material clástico.

En algunos lugares la plataforma de abrasión ha sido tallada ahí donde la serie sedimentario-volcánica acusa la presencia frecuente de lavas o intrusiones pequeñas. En este caso la plataforma se presenta erizada de escollos, muy a la manera observada en Caleta Armonía, Isla Nelson. Se destaca particularmente en este aspecto la parte más oriental de Cabo Timblon.

La superficie plana o suavemente ondulada que forma el techo de estas penínsulas, es también producto de la nivelación de las rocas de la serie sedimentario-volcánica por la abrasión marina. Hablan en favor de esta interpretación la existencia local de acumulaciones de clastos elipsoidales muy suavizados, mezclados con material crioclástico evidentemente, y el hecho que las intercalaciones o intrusiones de rocas ígneas queden en un relieve netamente positivo y presenten el típico aspecto de escollos elevados.

Se puede interpretar también como formas litorales elevadas, algunas cavernas que se disponen en los acantilados antiguos o actuales de estas islas. Estan siempre labradas en rocas ígneas, y abundan principalmente hacia el extremo oriental de Cabo Timblon.

El estado de conservación de las formas litorales es en general muy bueno, viéndose sólo ocasionalmente disectadas las plataformas de abrasión y los cordones litorales elevados por la acción erosiva de pequeños cauces de agua que se alimentan de la fusión nival. Estos riachuelos son capaces de hacer incisiones de algunos metros de profundidad especialmente en los lugares en que hay gravas marinas.

Altura de las formas litorales elevadas.—Se hicieron cuatro perfiles con este objeto, cuyos resultados se expresan a continuación en forma de tablas y de gráficos. Aunque la altura de las diversas formas cruzadas por un perfil tiene un valor estrictamente local, los valores extremos pueden generalizarse.

Perfil S1-S-2

<i>Altura</i> <i>s. n. m. a.</i>	<i>Forma</i>
1,1 m.	Cordón litoral actual
0,6 m.	2º Cordón litoral actual
1,0 m.	3º Cordón litoral actual
1,3 m.	4º Cordón litoral actual
1,6 m.	5º Cordón litoral actual
4,4 m.	Plataforma marina
9,5 m.	2º Plataforma marina
11,2 m.	Fin rodados marinos Pie acantilado fósil
63 m.	Plataforma abrasión
19,6 m.	Límite de rodados marinos.
4,8 m.	Cordón litoral

Perfil S3-S4

<i>Altura</i> <i>s. n. m. a.</i>	<i>Forma</i>
3,4 m.	Cordón litoral
5,1 m.	2º Cordón litoral
6,8,	
11,9 m.	Plataforma con escollos
14 m.	Plataforma horizontal
31 m.	Plataforma horizontal
63 m.	Plataforma horizontal

Perfil L1-L2

1,5 m.	Cordón litoral actual
3,2 m.	2º Cordón litoral actual
10 m.	Plataforma abrasión
30 m.	Plataforma abrasión.

Perfil L3-L4

<i>Altura</i> <i>s. n. m. a.</i>	<i>Forma</i>
1,4 m.	Cordón actual
5,0 m.	2º Cordón litoral
5,3 m.	3º Cordón litoral
12,1 m.	4º Cordón litoral
16,2 m.	Fin de clastos marinos

Resalta de estos valores que la altura a que se hallan los cordones litorales o plataformas elevadas, difiere, en el detalle, de un lugar a otro, incluso a distancias pequeñas dentro de la misma península. Esta diferencia ha de explicarse por diferencias locales entre la efectividad morfogenética del mar ya que no existen fallas que hayan modificado la altura de las formas después que se originaron.

Se ha visto en el terreno que el paso de un nivel marino a otro superior, puede hacerse de una sola vez por medio de un acantilado fósil o bien por medio de niveles intermedios o cordones litorales sucesivos de alturas crecientes.

La existencia de cualquiera de estos tipos de relación depende fundamentalmente de:

La velocidad del ascenso relativo del nivel de las islas. Se acepta generalmente que los cambios eustáticos del nivel del mar son rápidos y quedan delatados por terrazas escalonadas.

El aporte de material detrítico al área considerada. Se ha observado que en aquellas zonas de la costa vecinas a morenas que proveen al mar abundante material clástico, nunca existen terrazas escalonadas sino sucesiones de numerosos cordones litorales débilmente espaciados en la vertical. Parece razonable que el movimiento tenga que ser lento para permitir la formación de estos cordones sucesivos dispuestos en un plano inclinado. También proveen de clastos y permiten la formación de cordones litorales los escollos expuestos a la acción dinámica del mar.

En la costa sur de Cabo Timblon se ha observado cómo un acantilado de 5 m. de altura que lleva de la plataforma de 4,4 a la de 9,5 metros,

grada lateralmente a escalones menores intermedios y luego a cordones litorales sucesivos en una distancia no mayor de 100 m.

Evidencias de ascenso muy reciente.—El movimiento de ascenso de las islas relativo al nivel del mar, documentado para el pasado por las formas litorales elevadas, continúa en la actualidad.

El argumento más claro que se tiene para documentar este hecho es basado en observaciones hechas en Isla Snow. Los elefantes marinos, *Miirounga leonina*, que abundan en esta área, viven sobre acumulaciones de algas y sus propios desechos ubicadas en la vecindad inmediata del mar. En ellas practican escotaduras abiertas hacia el mar, con fondo de arena o grava y paredes de la materia orgánica mencionada, donde estos animales acostumbra yacer. El nivel normal de picamar llega justo hasta la entrada de estas escotaduras, permitiendo el fácil acceso y salida de los animales al mar.

En la costa SE de Cabo Timblon se advierten dos niveles de estas construcciones. El más bajo está en uso por los elefantes. El otro nivel se halla inmediatamente hacia tierra adentro, y a unos 50 cm. más alto. Se advierte en ellos una peor conservación de las formas, abundante arena y clastos mezclados con la materia orgánica que forma el cemento de este material clástico, siendo imposible reconocer en él las algas o excrementos originales. Los elefantes ya no las utilizan.

Se presume que fueron abandonadas a medida que el límite de las aguas se alejaba de ellas, y que los elefantes fueron construyendo formas similares a la orilla del mar que se alejaba, hasta llegar a sus habitaciones actuales.

Este hecho está delatando un descenso relativo muy creciente, prácticamente actual del mar, ya que parece muy difícil que estas formas tan frágiles y de material suelto, que no son producto de un equilibrio erosión-acumulación de los agentes dinámicos inorgánicos, se mantengan por largo tiempo si los animales no hacen uso de ellas. Es difícil estimar cuantitativamente la edad de las últimas estructuras de este tipo visibles hacia tierra adentro, pero es, a no dudarlo, un lapso breve de tiempo.

Como es universalmente aceptado, en los últimos siglos el mar está transgrediendo lentamente. Nos parece necesario aceptar entonces, que la isla está dotada de un movimiento de ascensos propio más rápido que el del nivel del mar.

4.—Conclusiones

En el área aflora una potente secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas. Las plantas fósiles que contienen, han establecido que la sedimentación se extendió cronológicamente desde el Dogger presuntamente basal hasta el Wealdiano, que es el equivalente del Neocomiano para las plantas.

El rumbo de las capas que forman esta serie (N25-65W) es transversal a la dirección general del archipiélago de las Shetland del Sur en esta área.

La litología condiciona las formas existentes. El hecho que las rocas sedimentarias sean fácilmente talladas por el mar, determina la presencia de plataformas de abrasión marina muy extensas en la costa actual.

Hay formas litorales ubicadas hasta a 60 metros sobre el nivel actual del mar. Se desarrollan principalmente terrazas de abrasión marina, con cordones litorales, escollos y algunas cavernas. La plataforma de abrasión actual se continúa hacia tierra adentro sin interrupciones morfológicas hasta 18 metros de altura.

Es notable la presencia de riachuelos que disectan las plataformas de abrasión y cordones litorales elevados. Estos riachuelos se alimentan principalmente de la fusión nival.

El movimiento de ascenso de las islas se continúa en la actualidad.

CAPITULO IX

CABO HOOKER, ISLA LOW

1.—Características

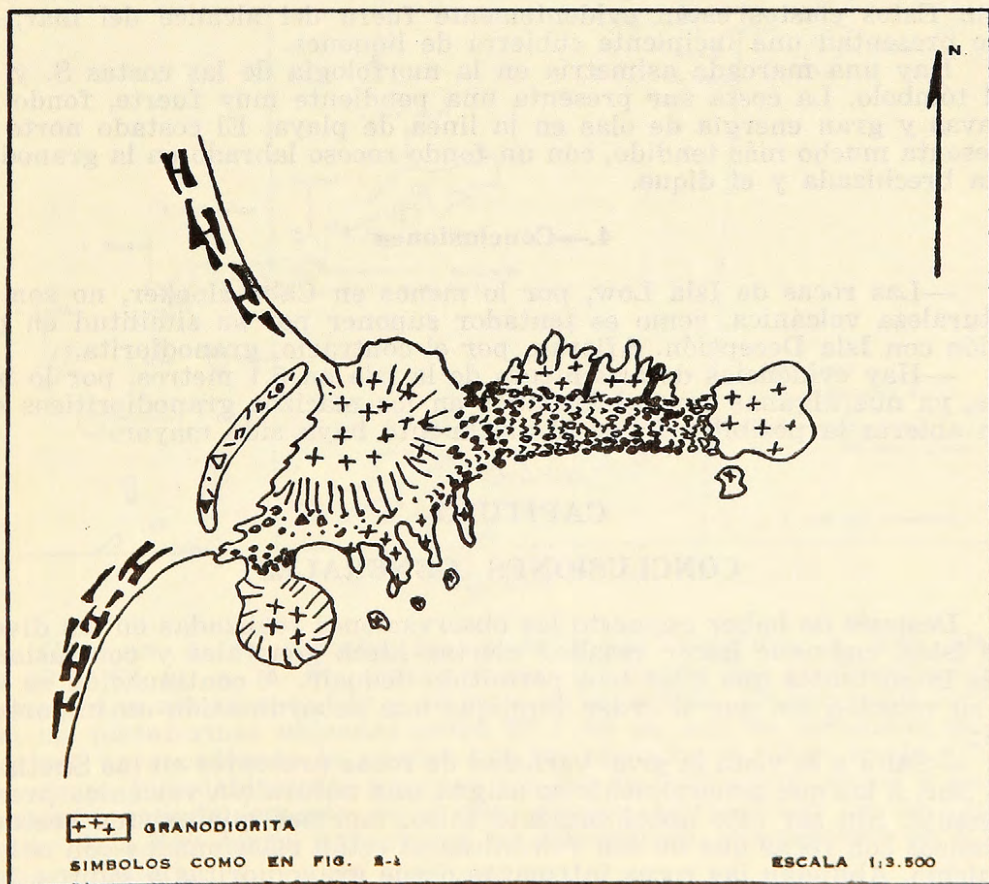
Ubicación.—Isla Low es la más meridional de las Shetland del Sur, yace en 63°20' Lat. S. y 62°5' Long. W. Está ubicada algo hacia el E de la línea central del archipiélago, en una posición similar a la que ocupa Isla Decepción. Se estudió el área descubierta de hielos en Cabo Hooker, extremo NE de la isla, lo que constituye una extensión muy reducida.

Estado de glaciación.—Isla Low es de un relieve inconspicuo, cubierta casi en su totalidad por una calota de hielo de superficie convexa que se eleva hacia su centro a la mayor altura que presenta la isla, que no debe sobrepasar los 150 metros. Esta calota no presenta irregularidades topográficas y accede al mar en casi todo el perímetro de la isla formando acantilados de hielo.

Permite acotar el límite superior de la posición de la línea de nieves persistentes, que debe hallarse lógicamente a menos de 150 metros de altura. En la vecina Isla Snow, se hallaron evidencias de que las nieves no persisten a alturas inferiores a 65 metros sobre el nivel del mar.

2.—Observaciones geológicas

Los afloramientos de roca fundamental se distribuyen como lo muestra la figura 9-1. La roca aflorante es una granodiorita fina, que pre-



senta evidencias de cataclasis, atravesada de trecho en trecho por diques básicos.

En la costa norte, se presenta el mayor de estos diques, con un rumbo aproximado de NS, y que ha brechizado a la granodiorita en sus contactos. Aprovechando estas circunstancias, se ha desarrollado una abundante mineralización de calcita, que se dispone en las fracturas en forma de venillas muy ramificadas que atraviesan también al dique.

No hay ninguna relación de terreno que permita asignar alguna edad a la intrusión, pero es probablemente parte del Ciclo Intrusivo Andino del Cretácico Superior o Terciario inferior, que está bien representado en las Shetland del Sur.

3.—Observaciones geomorfológicas

La forma más destacada es el tómbolo de gravas marinas que une el afloramiento más oriental de la granodiorita. Al cuerpo central de la isla. La zona hoy día ocupada por las gravas, representa la parte brechizada de la granodiorita que fue fácilmente disgregada por la erosión marina.

El tómbolo tiene unos 60 metros de largo por 30 de ancho, y se advierten claramente, paralelos a su mayor dimensión, sucesivos cordones litorales que imitan la actual línea de playa, dispuestos por ambos costados de él.

Los clastos de la grava que lo componen son de un tamaño uniforme de 10 ó 15 cm., de composición granodiorítica, autóctonos, presentando en general un buen modelado marino.

La altura máxima a que se encuentran clastos marinos es 5,1 m.s. n.m. Estos clastos están evidentemente fuera del alcance del mar, ya que presentan una incipiente cubierta de líquenes.

Hay una marcada asimetría en la morfología de las costas S. y N. del tómbolo. La costa sur presenta una pendiente muy fuerte, fondo de gravas y gran energía de olas en la línea de playa. El costado norte se presenta mucho más tendido, con un fondo rocoso labrado en la granodiorita brechizada y el dique.

4.—Conclusiones

—Las rocas de Isla Low, por lo menos en Cabo Hooker, no son de naturaleza volcánica, como es tentador suponer por su similitud en posición con Isla Decepción. Afloran, por el contrario, granodiorita.

—Hay evidencias de alzamiento de la isla en 5,1 metros, por lo menos, ya que algunas formas labradas en los macizos granodioríticos dejan abierta la posibilidad que el alzamiento haya sido mayor.

CAPITULO X

CONCLUSIONES GENERALES

Después de haber expuesto las observaciones realizadas en las diversas islas, conviene hacer resaltar ciertas ideas generales y conclusiones más importantes que ellas han permitido deducir. A continuación se hace su relación sin que el orden implique una subordinación en importancia:

—Salta a la vista la gran variedad de rocas presentes en las Shetland del Sur, a las que generalmente se asigna una naturaleza volcánica predominante. Sin ser esto absolutamente falso, tenemos que existen sectores extensos con rocas que no son volcánicas ni están relacionadas con el volcanismo. Abundan las rocas intrusivas desde granodioritas a gabros, hay

rocas sedimentarias que forman por lo menos una secuencia muy potente, y existen rocas metamórficas en el grupo de Isla Elefante. Esto es testimonio de una larga y compleja historia geológica que lejos está de conocerse enteramente.

—Existe una potente secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas en los extremos de Snow y Livingston vecinos a Estrecho Morton. El ambiente es parálico. Se han determinado fósiles vegetales pertenecientes al Dogger y al Wealdiano, que son las primeras floras mesozoicas halladas en las Shetland del Sur. Esto implica la existencia de áreas emergidas en el mesozoico.

—Este dominio terrestre existió también en el Terciario experimentando un hundimiento hacia fines del Plioceno o comienzo del Pleistoceno por efecto de la sobrecarga de hielo en el área.

—Solevamiento reciente de las islas como respuesta isostática a la depresión producida por disminución de la sobrecarga de hielo.

El mapa de la Fig. 10-1 presenta un cuadro esquemático general con las alturas a que se hallan formas características según se explica a continuación.

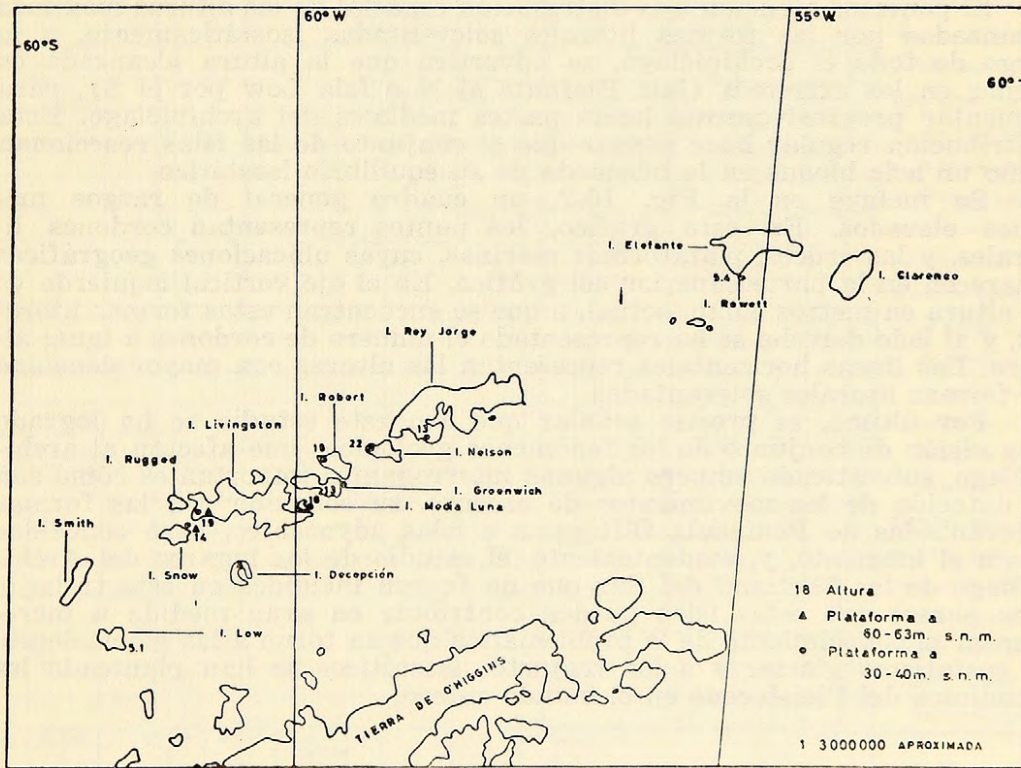


Fig. 10-1

Con un Δ se indican las plataformas ubicadas a una altura de 60 a 63 m. s. n. m. actual, y con un punto las plataformas ubicadas a una altura entre 30 y 40 m. s. n. m. actual. Es necesario señalar que las plataformas ubicadas entre 60 y 63 m. son de indudable origen marino, no sucediendo lo mismo con las ubicadas a 30-40 m de altura. En efecto, indudablemente marinas son las de Livingston, Snow y Caleta Armonía, indudablemente de origen glaciario (strandflat) la de Caleta Potter, Isla Rey Jorge, y de origen no determinado exactamente en Media Luna y Robert.

En el mismo cuadro esquemático, se ha designado con un número la altura máxima a que se encuentran las formas litorales, generalmente cordones, dispuestas en un plano inclinado a partir de la línea de playa actual.

Se ha hecho esta diferenciación entre plataformas y formas litorales sucesivas en un plano inclinado pues se asigna diferente significado a cada una de ellas.

Los cambios eustáticos del nivel del mar quedan delatados, según se acepta generalmente, por niveles escalonados a alturas que presentan grandes intervalos entre sí. Esto habla en favor de un posible origen eustático para las plataformas a 30-40 y 60-63 m. s. n. m. actual que aparecen en las Shetland.

En cambio, la morfología de las costas afectadas de un alzamiento isostático glaciario, se caracteriza por la presencia de formas litorales localmente más numerosas y débilmente espaciadas en la vertical. A este caso se asignan las sucesiones de cordones litorales progresivamente más altos hacia tierra adentro, que son tan frecuentes en las Shetland del Sur, y cuya altura máxima en los diferentes lugares aparece expresada en metros en el cuadro esquemático.

Si ponemos atención a la distribución espacial de las alturas máximas alcanzadas por las formas litorales soleantadas isostáticamente, a lo largo de todo el archipiélago, se advertirá que la altura alcanzada es menor en los extremos (Isla Elefante al N e Isla Low por el S), para aumentar progresivamente hacia partes mediales del archipiélago. Esta distribución regular hace pensar que el conjunto de las islas reaccionan como un solo bloque en la búsqueda de su equilibrio isostático.

Se incluye en la Fig. 10-2, un cuadro general de rasgos marinos elevados. En este gráfico, los puntos representan cordones litorales, y las cruces, plataformas marinas, cuyas ubicaciones geográficas aparecen en la parte superior del gráfico. En el eje vertical izquierdo va la altura en metros s.n.m. actual, a que se encuentran estas formas litorales, y al lado derecho se ha representado el número de cordones a igual altura. Las líneas horizontales representan las alturas con mayor densidad de formas litorales soleantadas.

Por último, es preciso señalar que con este estudio se ha logrado una visión de conjunto de los fenómenos geológicos que afectan al archipiélago, subsistiendo empero algunas interrogantes importantes como son la datación de los movimientos de ascenso, su conexión con las formas soleantadas de Península O'Higgins e islas adyacentes, poco conocidas hasta el momento, y, evidentemente, el estudio de los lugares del Archipiélago de las Shetland del Sur que no fueron incluidos en este trabajo. Nos parece que estas islas pueden contribuir en gran medida a incrementar el conocimiento de la problemática que en torno a las glaciaciones, al eustatismo glaciario y a los reajustes isostáticos se han planteado los estudiosos del Pleistoceno en el mundo entero.

- 68 CABO LOOKOUT
- CALETA POTTER R-R1
- CALETA POTTER R3-R4
- CALETA POTTER R1-R2
- CALETA ARMONIA
- CALETA ARMONIA
- CALETA ARMONIA
- CALETA ARMONIA
- CALETA ARMONIA
- CALETA COPPER MINE
- BAHIA CARLOTA
- CALETA COPPER MINE
- PLAYAS ENTRE
- CALETA COPPER MINE
- Y CALETA NAYLON, COS-
- TAS DEL CANAL INGLES
- CALETA NAYLON
- P. BASCOPE
- P. GUESALAGA
- P. GUESALAGA
- FORT. WILLIAMS
- FORT. WILLIAMS
- BAHIA YANQUI
- I. MEDIA LUNA
- I. MEDIA LUNA
- I. MEDIA LUNA
- I. MEDIA LUNA
- I. MEDIA LUNA
- PUNTA DEL DIABLO
- PUNTA DEL DIABLO
- CABO TIMBLON
- CABO TIMBLON
- CABO TIMBLON
- CABO HOOKER
- I. DECEPCION

CUADRO GENERAL DE
RASGOS MARINOS
ELEVADOS

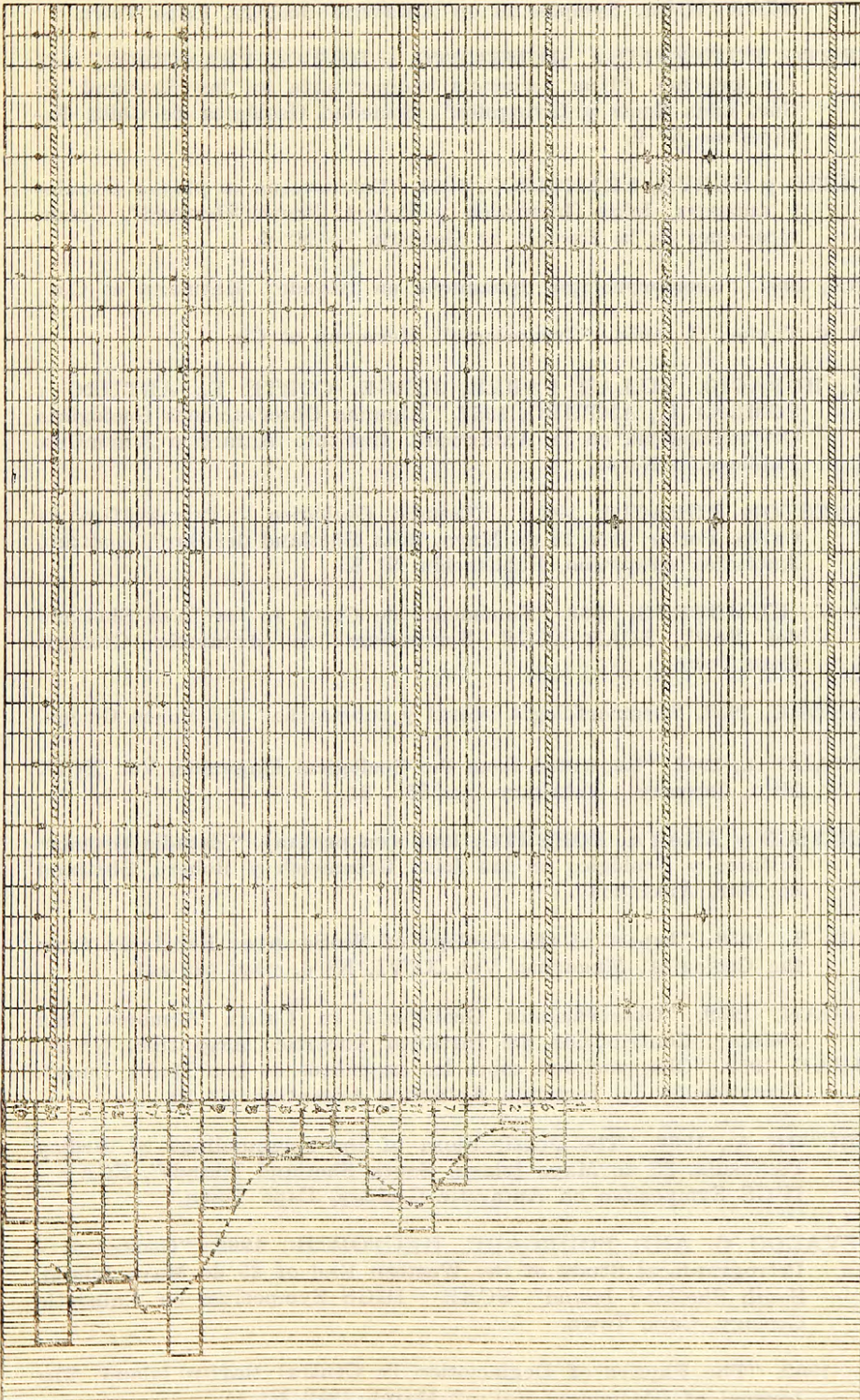
NUMERO DE CORDONES DE
IGUAL ALTURA

5 10 15 20

metros
S.N.M.A.

68
54
42
32
24
18
14
12
10
6
4
2

TERRAZAS MARINAS.
CORDONES LITORALES.



R E F E R E N C I A S

- ADIE, RAYMOND, 1963. "Sea-level Changes in the Scotia Arc and Graham Land". SCAR - IUGS. Symposium on Antarctic Geology, Cape Town.
- ARAYA, ROBERTO. FUENZALIDA, HUMBERTO, y HERVE, FRANCISCO, 1965 (en prensa). "Una secuencia sedimentaria en las Shetland del Sur, Islas Snow y Livingston". Sociedad Geológica de Chile. Resúmenes, N° 9.
- ARAYA, ROBERTO y HERVE, FRANCISCO, 1964. "Estructuras en playas actuales y antiguas, Islas Greenwich y Robert, South Shetland". Comunicaciones de la Escuela de Geología — N° 6.
- BOUT, PIERRE, 1957. "Geomorphologie dynamique en Islande". Hermann et Cie.
- CAILLEUX, A et Taylor, G., 1954. "Cryopelologie". Hermann et Cie.
- CAMACHO H., HORACIO. VILLAR FABRE, JORGE. CORTE E., ARTURO y SOMOZA L., ARTURO, 1957. "Algunas Observaciones Geológicas Criopedológicas en la Antártida". Instituto Antártico Argentino, Publicación N° 4.
- FOURCADE, NESTOR HORACIO, 196... "Estudio Geológico - Petrográfico de Caleta Potter, Isla 25 de Mayo, Islas Shetland del Sur". Instituto Antártico Argentino, Publicación N° 8.
- FUENZALIDA V., HUMBERTO, 1963. "Fenómenos de Costa en las Islas Shetland del Sur". SCAR - IUGS Symposium on Antarctic Geology. Cape Town.
- GUILCHER, ANDRE, 1957. "Geomorfología litoral y submarina". Ediciones Omega.
- HAWKES, DONALD D., 1962. "Reprinted from the Geological Magazine, Vol. XCIX N° 1, January - February, pp. 85 - 91.
- HERVE, FRANCISCO y ARAYA, ROBERTO, 1965 (en prensa). "Estudio Geomorfológico y Geológico en las Islas Greenwich y Robert, Shetland del Sur, Antártica".
- MATTHEWS, D. H., 1959. "Aspect of the Geology of Scotia Arc: Reprinted from the Geological Magazine, Vol. XCVI, N° 6, pág. 425-441.
- OLSACHER, JUAN, 1959. "Observaciones Geológicas en Caleta Armonía Isla Nelson". Contribución del Instituto Antártico Argentino. N° 20.
- OLSACHER, JUAN, 1959. "Observaciones sobre los escombros de Isla Media Luna". Contribución del Instituto Antártico Argentino N° 10.
- ORLANDO, HECTOR A., 1963. "The Fossil Flora of the surroundings of Ardley Peninsula, 25 de Mayo Island, South Shetland Islands". SCAR - IUGS Symposium en Antarctic Geology, Cape Town.
- SCHANER, OSVALDO C. AND FOURCADE, HECTOR H., 1963. "Geological - Petrographical Study of the Western End of 25 de Mayo Island, South Shetland Island". SCAR - IUGS Symposium on Antarctic Geology, Cape Town.
- WARD, W. H., 1952. "The Physics of Deglaciation in Central Baffin Island' The Journal of Glaciology, Vol.: 2 March 1952 N° 11.
-

Se ofrece y se acepta canje.

Exchange with similar publication is desired.

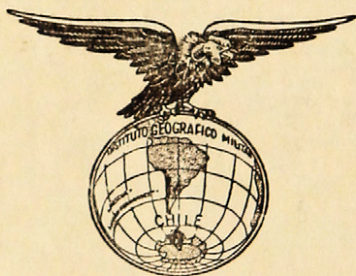
On désire l'échange avec les publications congénères.

Wir bitten um Austausch mit ähnlichen Fachzeitschriften.

**INSTITUTO ANTARTICO CHILENO
MORANDE 71 — SANTIAGO, CHILE**

PUBLICACIONES DEL INSTITUTO ANTARTICO CHILENO

- Nº 1.— ALDUNATE, Alejandro. Boletín meteorológico y sismológico. Base Presidente Gabriel González Videla. 86 págs. (1964)
- Nº 2.— GUTMANN, Walter y CAVIEDES, Enrique. Relaciones alométricas de algunas aves antárticas. 8 págs. (1964)
- Nº 3.— OFICINA METEOROLOGICA DE CHILE. Anuarios Meteorológicos Antárticos de Chile, 1947-64. 118 págs. (1965)
- Nº 4.— FOLLMAN, Gerhard. Una asociación nitrófila de líquenes epipétricos de la Antártica Occidental con Ramalina terebrata Taylor et Hook, como especie caracterizante. 18 págs. (1965)
- Nº 5.— MOYANO, Hugo. Bryozoa colectados durante la Expedición Antártica Chilena 1964-65. 29 págs. (1965)
- Nº 6.— DODGE, C. W. Líquenes de las Islas Shetland del Sur y de la Tierra de O'Higgins (Península Antártica). 12 págs. (1965)
- Nº 7.— ARAYA, Braulio y ARAVENA, Waldo. Las aves de Punta Armonía, Isla Nelson, Antártica Chilena. Censo y Distribución. 21 págs. (1965)



O/T. 1026 - 500 Ejs. - Instituto Geográfico Militar - 1966

FE DE ERRATAS

<u>Página</u>	<u>Línea</u>	<u>Dice</u>	<u>Debe decir</u>
1	+		Geólogo del Instituto de In- vestigaciones Geológicas.
1	++		Geólogo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
11	31	accesorio	accesorios
16	14	prodominio	predominio
18	11	estraídos	estriados
21	36	debajo de glaciár	debajo del glaciár
30	Estado B	hace emerge una	hace emerger una
42	1	que ha sido instruída	que ha sido intruída
73	2	rocas matamór- ficas	rocas metamórficas