

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

12(433 a)

NUMERO 3 1976



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

Jorge León Villarreal, General (R)
Presidente del Consejo

Oscar González - Ferrán
Director Ejecutivo

Editor:

Vladimir Covacevich C.

*(Se agradece al Geólogo Tomás Vila,
la colaboración prestada en la prepara-
ción de este número).*

Comité Editor:

Reynaldo Charrier G. *U. de Chile*

John Davidson M. *U. de Chile*

Eduardo González P. *ENAP*

Hugo Henríquez A. *I.I.G.*

Francisco Hervé A. *U. de Chile*

Edgar Kausel V. *U. de Chile*

Leopoldo López E. *U. de Chile*

Cedomir Marangunić D. *U. de Chile*

Rubén Martínez P. *U. de Chile*

Carlos Ruiz F. *Santiago*

Manuel Suárez D. *I.I.G.*

Enrique Tidy F. *CODELCO*

Alvaro Tobar B. *CODELCO*

Mario Vergara M. *U. de Chile*

Diagramación:

Carmen Pineda V.

Representante Legal: Jorge León Villarreal, General (R). Director Responsable: Oscar González-Ferrán. Domicilio: Agustinas 785, 6º Piso, Casilla 10465. Santiago de Chile.

Suscripciones y correspondencia: Publicaciones, Instituto de Investigaciones Geológicas, Casilla 10465, Santiago de Chile.

Local de ventas: Merced 379, 2º Piso, Santiago.

Derechos de autor reservados. Permitida la reproducción de artículos o parte de ellos previa autorización escrita del Director Responsable.

Impreso en Offset, Servicio Aerofotogramétrico de la FACH.

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

NUMERO 3 1976

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

INDICE

El Batolito Andino Cerca de Copiapó, Provincia de Atacama. Geología y Petrología	1 - 24
. Robert I. Tilling	
Fauna Valanginiana de Península Byers, Isla Livingston, Antártica	25 - 56
. Vladimir Covacevich C.	
El Deslizamiento del Valle del Murta: Un Colchón de Aire Como Mecanismo de Transporte	57 - 60
. Ricardo Fuenzalida P. y Jorge Skarmeta M.	

Portada Geiseros de El Tatio, 22°20'S - 68°01' W , Antofagasta, Chile (II Región).
(Fotografía Sergio Pérez A., I.I.G.)

(Nota del Editor: La portada del número 2 de la Revista Geológica de Chile corresponde a un sinclinal en la Formación Hornitos, Quebrada Yervas Buenas, al noreste de Vallenar, Chile.)
(Fotografía aérea Hycon)

EL BATOLITO ANDINO CERCA DE COPIAPO, PROVINCIA DE ATACAMA. GEOLOGIA Y PETROLOGIA

ROBERT I. TILLING

(Traducción de Beatriz O'Ryan)

NOTA DEL EDITOR.- Este artículo fue enviado al Instituto de Investigaciones Geológicas por el autor en su versión final en inglés el año 1967. Se ha considerado de interés publicarlo a pesar de que el conocimiento de la geología y especialmente la estratigrafía del área ha evolucionado luego de algunos trabajos posteriores.

RESUMEN

El Batolito Andino de la región cercana a Copiapó intruye a las rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior (Neocomiano) del Geosinclinal Andino. Las rocas del batolito varían en composición desde melanodiorita a granitos de albita, predominando diorita y adamelita. Relaciones de terreno demuestran que las rocas félsicas, en general, son más jóvenes en la secuencia intrusiva que las variedades más máficas. Una zona de material batolítico cizallada y, en menor proporción, de rocas encajadoras, son una confirmación del emplazamiento forzado del batolito. Los planos de foliación de fuerte inclinación de las rocas cizalladas son en todas partes concordantes con el rumbo del contacto entre el batolito y las rocas encajadoras pero son netamente discordantes con las suaves inclinaciones de las rocas estratificadas. Inmediatamente adyacente a la zona de cizalle, se encuentran rocas macizas del batolito con cristales de plagioclasa curvados y quebrados, las que gradan a rocas no deformadas en el interior del batolito. Los cálculos del posible espesor estratigráfico máximo de sobrecarga y la falta de metamorfismo regional de la roca encajadora sugieren que la profundidad del emplazamiento del batolito no puede haber sobrepasado los 8 km. El emplazamiento del batolito produjo una extensa aureola de contacto de skarns calcosilicados, rocas córneas y rocas metavolcánicas.

INTRODUCCION

Las aureolas de contacto metamórfico están excepcionalmente bien desarrolladas en la región de Copiapó, Chile, donde el Batolito Andino intruye predominantemente las capas calcáreas del Cretácico Inferior (Neocomiano). Debido a los excelentes afloramientos (no hay cubierta vegetal) y a la gran variedad de rocas batolíticas y de metamorfismo de contacto, la región es idealmente apropiada para el estudio detallado de los fenómenos del metamorfismo de contacto. Este informe trata principalmente acerca de petrología de las rocas batolíticas; en un informe posterior se dará una descripción detallada acerca del metamorfismo de contacto asociado con el emplazamiento del batolito.

Copiapó, la capital de la provincia de Atacama, está

ubicada aproximadamente a 700 km (920 km por la Carretera Panamericana) al norte de Santiago, Chile. El área que se describe en este informe se encuentra alrededor de 15 km al sur de Copiapó; la mitad norte del área se encuentra en el Cuadrángulo Copiapó, la mitad más austral en el Cuadrángulo Pintadas (fig. 1). El río Copiapó atraviesa la parte oriental del área estudiada (*) fluyendo hacia el norte pasando por los caseríos de Nantoco, Punta del Cobre, Tierra Amarilla y Paipote.

El acceso al área es bueno debido a la extensa red de caminos que une las numerosas minas en explotación. El levantamiento geológico se hizo sobre la base de fotografías aéreas oblicuas (60°) a una escala aproximada 30.000 y en fotografías aéreas verticales a una escala aproximada 1:60.000. Los antecedentes geológicos fueron transferidos de las fotografías a una base topográfica a escala 1:25.000 preparada a partir de un levantamiento a plancheta hecho por Ruiz (1942) y de ampliaciones de partes de los mapas de los cuadrángulos Copiapó y Pintadas a escala 1:50.000 (Instituto Geográfico Militar, Santiago, 1958). Las alturas absolutas difieren considerablemente entre la hoja de planchetas del año 1942 y los mapas del año 1958, de manera que fue necesario ajustar la altura de la base topográfica con los mapas del año 1958. El área rectangular que se señala en la figura 2, representa el área de plancheta de Ruiz (1942).

Biese (1942) estudió la distribución areal de las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior de la región de Copiapó y las subdividió en varias formaciones. Ruiz (1942) hizo un levantamiento de la parte central del área de Tierra Amarilla a una escala 1:25.000 y estudió la petrogénesis de las rocas batolíticas y de los yacimientos de minerales. En su capítulo acerca de granodioritas del Cretácico Medio de Chile, Brügger (1950) expone una sección geológica transversal del área de Tierra Amarilla. Los estudios más completos de la región de Copiapó son los de Segerstrom y Ruiz (1962) y Segerstrom y otros (1963) que describen la

(*) En adelante el área estudiada será simplemente mencionada como el "área de Tierra Amarilla".

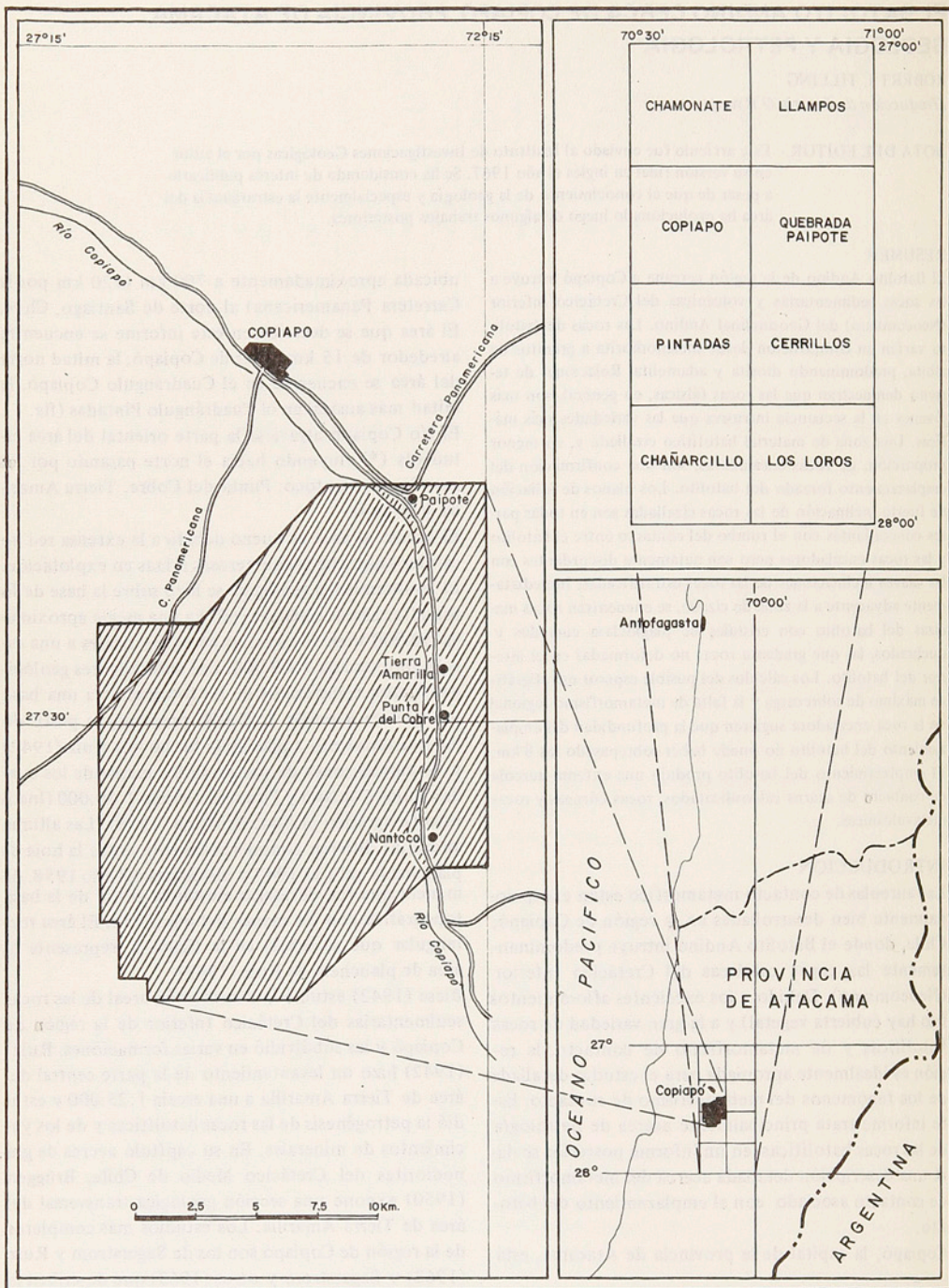


FIGURA I.- MAPA DE UBICACION

geología de los cuadrángulos Copiapó y Pintadas. De Neufville (1961) mapeó a una escala 1:2.500 una pequeña parte (aproximadamente 1km² cerca del cerro Tierra Amarilla) del área de Tierra Amarilla e interpretó la asociación mineralógica de la aureola de contacto en términos de los componentes "perfectamente móviles" e "inertes" de Korzhinskii (1959).

MARCO GEOLOGICO

En más de la mitad del área afloran rocas batolíticas (fig. 2) constituyendo una pequeña parte del margen oriental de una inmensa masa de Batolito Andino que se extiende aproximadamente 70 km al oeste hacia el Océano Pacífico, y hacia el norte y sur por varios cientos de kilómetros. En el área, el Batolito Andino intruye rocas de las siguientes formaciones del Cretácico Inferior (Neocomiano): formaciones Punta del Cobre y Bandurrias, constituidas principalmente por rocas volcánicas y clásticas, y las formaciones Abundancia y Nantoco, constituidas en su mayor parte por rocas calcáreas. La estratigrafía y litología de estas rocas neocomianas ha sido descrita en detalle por Segerstrom y Ruiz (1962) y por Segerstrom y otros (1963)*. En otras partes de la región de Copiapó, el batolito intruye capas tan recientes como aquellas de la formación Hornitos de edad Aptiana (?)** (Segerstrom y Parker, 1959 y Segerstrom, 1959; mapas).

Las rocas estratificadas neocomianas a aptianas (?) de la región de Copiapó han sido plegadas formando una serie de pliegues abiertos y quebradas por numerosas fallas de gran ángulo con pequeño desplazamiento. Una de las estructuras principales de la región, el anticlinorio de Tierra Amarilla, de rumbo norte-noreste (Segerstrom, 1960, 1967; Segerstrom y Ruiz, 1962) cruza el valle del río Copiapó cerca de Tierra Amarilla (fig. 2). En el área que abarca este estudio, el batolito corta el flanco oeste del anticlinorio de Tierra Amarilla. Fallas de gran ángulo cortan las rocas estratificadas plegadas como también a las rocas batolíticas y por consiguiente representan una fase tardía en la historia estructural de la región. Muchos de los filones que se muestran en la figura 2 fueron intruidos a lo largo de fallas y fracturas que se abrieron durante el emplazamiento del batolito; algunos de estos filones fueron a su vez cizallados o brechizados por movimientos renovados a lo largo de las fallas (**). Debido a que el Batolito Andino corta rocas estratificadas plegadas tan recientes como las de la formación Hornitos, el comienzo del plutonismo debe ser post-

aptiano, siempre que la edad aptiana asignada a la formación Hornitos sea correcta. En todo caso la edad del Batolito Andino es con seguridad post-neocomiana. La edad radiométrica (plomo-alfa) de una muestra de roca batolítica de la región de Copiapó (entre los 27° y 28° latitud sur) es de 95 ± 10 m.a. (Ruiz y otros, 1961) y por lo tanto es compatible con la edad máxima del emplazamiento del batolito, establecida geológicamente (post-Hornitos). Sin embargo, recientes determinaciones de edades plomo-alfa y K - Ar no publicadas (Corvalán, 1966, comunicación escrita) de otras rocas graníticas de la región de Copiapó, alcanzaron desde 128 ± 10 m.a. hasta 14 ± 10 m.a. indicando que la actividad ígnea intermitente post-neocomiana abarcó en la región un intervalo más largo de tiempo que el sugerido previamente por los escasos antecedentes de Ruiz y otros (1961). Debido a que no ha sido determinada radiométricamente la edad de ninguna de las rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla sólo ha sido posible por el momento establecer el comienzo del emplazamiento del batolito como claramente post-neocomiano y muy posiblemente post-aptiano. El término de la actividad ígnea en el área no ha sido determinado, y por lo tanto no se puede dejar de lado la posibilidad de que algunas rocas batolíticas en el área puedan ser tan jóvenes como del Terciario Medio o aún del Terciario Superior hasta que se disponga de más antecedentes radiométricos.

ROCAS DEL BATOLITO ANDINO: DISTRIBUCION AREAL, SECUENCIA INTRUSIVA Y COMPOSICION MODAL

Para una mejor exposición, las rocas batolíticas se han agrupado como sigue:

- 1) pórfido hipabisal temprano
- 2) diorita
- 3) adamelita y granodiorita
- 4) granito
- 5) cuerpos intrusivos menores

Este orden corresponde, en general, a la secuencia intrusiva de estas rocas tal como se infiere de las relaciones de terreno.

Pórfido hipabisal temprano

Las rocas hipabisales porfíricas de color verdoso y grano medio a grueso se presentan solamente como filones y filones mantos, que intruyen a las rocas estratificadas neocomianas y tienen una distribución areal limitada. Estos están bien expuestos en el cerro El Granate y cerro Los Bronces; también se presen-

(*) Nota del editor: Corvalán (1973)

(**) Nota del editor: Actualmente interpretada como de edad terciaria inferior.

(***) Para una descripción más detallada de los rasgos estructurales del área Tierra Amarilla, los lectores interesados pueden recurrir a los siguientes estudios: Tilling (1963a); Segerstrom y Ruiz (1962); y Segerstrom y otros (1963).

LEYENDA FIG. 2

RECIENTE		Aluvio		
PLEISTOCENO		Gravas de terrazas		
		Lamprófiro		
BATOLITO ANDINO DEL CRETACICO MEDIO AL		Tonalita		
		Intrusivos félsicos menores <i>Ver texto</i>		Intrusivos félsicos cizallados mezclados con roca de caja
		Granito de albita		
CRETACICO INFERIOR (NEOCOMIANO)		Granito de hornblenda		
		Granodiorita		
TERCIARIO INFERIOR (?)		Pórfido adamelítico		
		Leucodiorita		
		kpd: diorita de piroxeno		
		knd: diorita indiferenciada		
		melanodiorita		
CRETACICO INFERIOR (NEOCOMIANO)		Pórfido hipabasal temprano		
		Formación Nantoco		Formación Nantoco y Abundancia indiferenciada
		Formación Abundancia		Formación Bandurrias
		Formación Punta del Cobre		
		Rumbo y manteo de la estratificación		
		Estratificación horizontal		
		Rumbo y manteo de la foliación definidos por minerales planares y/o por bandeamiento composicional		
		Contacto, segmentado cuando aproximado o inferido, punteado cuando oculto.		
		Fallas, segmentado cuando aproximado o inferido y punteado cuando oculto.		
		Eje de anticlinal, segmentado cuando aproximado. La flecha terminal indica el sentido del buzamiento.		
		Eje de sinclinal, segmentado cuando aproximado. La flecha terminal indica el sentido del buzamiento		
		Límite del metamorfismo de contacto. Las rocas en la aureola de contacto son corneanas calcosilicatadas, skarn y metavolca- nitas.		

tan en otras localidades, especialmente en cerro Tierra Amarilla, pero no se muestran en el mapa geológico debido a las limitaciones de la escala. Ellos están cizallados y cortados por rocas batolíticas posteriores indicando claramente que fueron emplazados con anterioridad a la última intrusión batolítica. Por otra parte, el reemplazo parcial de la plagioclasa por escapolita sódica indica que las rocas hipabisales han sufrido metamorfismo de contacto. Por consiguiente, las rocas hipabisales, metamorfizadas y cortadas por rocas batolíticas posteriores representan una de las fases tempranas de plutonismo, mesozoico. En la Tabla 1 se dan los análisis modales de dos muestras representativas (n. 1 y 2).

Diorita

La diorita predomina en el área estudiada y se puede distinguir los siguientes tipos:

- melanodiorita
- diorita de piroxena
- diorita de hornblenda
- leucodiorita y
- tonalita

La diorita de piroxena y diorita de hornblenda fueron mapeadas juntas en el terreno pero posteriormente separadas después del estudio microscópico. Por tanto, las áreas de afloramientos designadas como diorita de piroxena y diorita de hornblenda en el mapa geológico fueron trazadas en base a un estudio de cortes transparentes e indica sólo el tipo dominante de roca.

Melanodiorita. La melanodiorita es la más máfica de las rocas dioríticas y se presenta generalmente como inclusiones en otras rocas batolíticas. Constituye sólo unos pocos cuerpos mapeables, el más grande de los cuales está ubicado en la esquina suroeste del área cerca de la Campana. Este cuerpo está cortado por otras dioritas como también por el pórfido de adamelita. Otro cuerpo de la melanodiorita (de una dimensión máxima de aproximadamente 150 m) forma el punto más septentrional del cerro El Buitre. Sin embargo, la manifestación más extensa de melanodiorita es en forma de pequeñas inclusiones (rara vez pasando 1 m su mayor dimensión); tales inclusiones pueden tener forma angular, redondeada, elongada, o de lentes irregulares.

Se presume que la melanodiorita está relacionada con el batolito, especialmente en base a la similitud de su mineralogía con la de las dioritas más recientes aunque éstas son más leucocráticas. Sin embargo, no se puede excluir la posibilidad de que la melanodiorita pueda en realidad corresponder a xenolitos de las rocas andesíticas de la formación Bandurrias, completamente recristalizadas hasta hacer desaparecer cualquier característica volcánica primaria.

Aún cuando la melanodiorita y pórfido hipabisal tem-

prano son los más antiguos en la secuencia intrusiva la melanodiorita en una localidad está cortada por el pórfido.

En la Tabla 1 (n. 3 - 6) se dan algunos análisis modales representativos de la melanodiorita. Con la sola excepción de la muestra de CO-242 (Tabla 1, n.6), el feldespato potásico no se presenta en las melanodioritas y el cuarzo sólo se manifiesta en pequeñas cantidades.

Diorita de piroxena. La diorita de piroxena es una roca de grano grueso, por lo general fuertemente meteorizada, y compuesta principalmente de plagioclasa, piroxena y hornblenda. Se presenta en la mayor parte del área sur de la Quebrada el Buitre y al este de la Quebrada de los Changos (fig. 2). En las inmediaciones de su contacto con la roca encajadora, la diorita de piroxena muestra una textura foliada, pero es maciza y homogénea en el resto de su área de afloramiento. La diorita de piroxena y la diorita de hornblenda son las rocas plutónicas más tempranas en el área. En algunos lugares, la diorita de piroxena está cortada por la leucodiorita y por pórfido de adamelita, pero en otras partes, muestra contactos completamente escalonados comparados con estas más jóvenes.

Diorita de hornblenda. La diorita de hornblenda es la roca batolítica más abundante en el área de Tierra Amarilla y está particularmente bien expuesta en la parte oeste del área (fig. 2). No existen relaciones de contacto discordantes entre la diorita de hornblenda y diorita de piroxena y, como se estableció previamente, los dos tipos originales de rocas fueron mapeados juntos y fueron separados por un estudio de corte transparente posterior. Se puede usar la Quebrada de los Changos como un límite arbitrario entre los dos tipos de roca; hacia el este predomina la diorita de piroxena, y hacia el oeste la variedad que domina es la diorita de hornblenda. En las áreas donde no se ha hecho una tentativa para individualizar la diorita de hornblenda de la diorita de piroxena se designa como "diorita indiferenciada" (Kd) en el mapa geológico (fig. 2). Aún cuando la diorita de hornblenda puede cambiar en forma imperceptible hacia pórfido de adamelita, las observaciones de terreno indican que está intruida por este último, como también por filones y pequeños apófisis de rocas granodioríticas y graníticas.

Las asociaciones mineralógicas de la diorita de hornblenda y diorita de piroxena son similares, pero los análisis modales de estas rocas revelan diferencias en la proporción relativa de sus minerales constituyentes. Una comparación de los análisis modales de la diorita de hornblenda (Tabla 1, n. 13 - 21) con los de la diorita de piroxena (n. 7 - 12) señalan lo siguiente:

TABLA 1. Análisis modales de muestras representativas de pórfido hipabisal temprano, melanodiorita, diorita de piroxena y hornblenda y diorita indiferenciada.

	Plagioclasa An %	Feldespato Potásico	Cuarzo	Piroxena	Anfibola	Biotita	Escapolita	Minerales Accesorios Opacos	Minerales Accesorios No Opacos	esfeno	apatita	epidota	clorita	circón	turmalina	calcita	rutilo
Pórfido Hipabisal temprano																	
1	75,5An ₂₇	-----	4,5	-----	16,2	-----	0,8	1,2	1,8	es	ap e			z			
2	56,3An ₂₈	-----	-----	24,5	-----	-----	17,5	0,9	0,8	es	e		cl	z			
Melanodiorita																	
3	66,6An ₄₁	-----	-----	-----	24,0	4,5	-----	4,3	0,6	es	e		cl	z			
4	69,8An ₃₄	-----	0,5	-----	4,9	21,4	-----	2,8	0,6		ap		cl				
5	56,8An _{46*}	-----	1,5	31,7	-----	6,8	-----	2,7	0,5	es	ap						
6	58,1An ₄₀₋₃₄	1,3	5,5	-----	29,1	-----	-----	4,9	1,1	es	ap e						
Promedio 3 - 6	62,9An ₄₀	0,3	1,9	7,9	14,5	8,1	-----	3,7	0,7								
Diorita de Piroxena																	
7	69,7An ₅₆	-----	-----	7,6	18,0	1,6	-----	2,9	0,2	es	e		cl				
8	50,3An ₅₂	25,0	2,5	17,1	-----	1,8	-----	2,5	0,8	es	ap		cl		t		
9	65,0An ₆₀	-----	-----	2,3	19,4	2,3	-----	9,1	1,9	es	e			z			
10	74,1An _{47*}	-----	6,1	13,0	2,9	-----	-----	0,6	3,3	es	ap e						
11	69,3An _{53*}	-----	-----	25,5	-----	-----	-----	1,1	4,1	es(2,1)	ap e		cl				
12	67,6An ₅₄	-----	0,4	21,8	2,8	-----	-----	3,9	3,5	es	ap e(1,5)		cl				
Promedio 7 - 12	66,0An ₅₄	4,2	1,5	14,6	7,2	0,9	-----	3,3	2,3		ap e(2,0)						
Diorita de Hornblenda																	
13	51,6An _{38*}	25,4	6,5	3,2	8,4	1,2	-----	3,0	0,7	es	ap				t		
14	42,0An _{42 - 26}	21,9	15,0	3,2	11,8	1,9	-----	3,0	1,2	es	ap		cl	z	t		r
15	57,3An _{44*}	11,6	6,1	0,3	19,3	-----	-----	3,9	1,5	es	ap		cl				
16	67,7An ₅₀	8,1	2,9	-----	16,7	0,4	-----	3,1	1,1	es	ap						
17	65,4An ₄₁	1,9	2,3	9,8	12,0	2,8	-----	5,3	0,5	es			cl				
18	69,0An ₄₆	1,0	0,5	1,1	23,9	-----	-----	3,0	1,5	es	ap						
19	75,4An ₄₈	3,2	3,3	0,7	13,3	-----	-----	2,7	1,4	es	ap e		cl				
20	70,0An _{46 - 42}	3,4	3,1	-----	14,8	4,1	-----	3,3	1,3		ap e						
21	68,6An ₅₇	2,3	8,1	6,3	11,0	0,2	-----	2,2	1,3	es	ap e		cl				
Promedio 13 - 21	63,0An ₄₅	8,7	5,3	2,7	14,6	1,2	-----	3,3	1,2								
Diorita indiferenciada																	
22	62,8An ₄₇	9,8	3,4	7,1	8,3	2,8	-----	3,8	2,0	es	ap		cl		t	ca	
23	63,7An ₅₃₋₄₉	3,7	2,9	23,1	2,0	-----	-----	0,8	3,8	es	ap e				t	ca	
24	53,0An ₅₈	17,1	5,9	-----	19,2	-----	-----	3,1	1,7	es	ap		cl				
25	74,5An ₅₁	3,9	5,2	2,3	6,7	1,6	-----	4,8	1,0		ap			z			
Promedio 22 - 25	63,5An ₅₂	8,6	4,4	8,1	9,0	1,1	-----	3,1	2,2								
Diorita promedio 7 - 25	64,0An ₄₉	7,3	3,9	7,6	11,1	1,1	-----	3,3	1,7								

es : esfeno
ap : apatita
e : epidota
cl : clorita

z : circón
t : turmalina
ca : calcita
r : rutilo?

* Determinación con platina universal usando el método Turner 1947.

UBICACION DE LAS MUESTRAS INDICADAS EN TABLA 1

1. CO - 1 Filón manto que cubre la parte E del cerro El Granate, 1,1/2 km al SW de Tierra Amarilla.
2. A - 14 Filón manto, ladera SE del cerro El Granate, 2 km al SW de Tierra Amarilla.
3. CO - 232 2 km al E de Portezuelo de los Lirios 1,1/2 km al S de Portezuelo de la Elena.
4. CO - 234 1/4 km al N de Portezuelo de los Lirios.
5. CO - 318 - Aq Inclusión en monzodiorita. Quebrada El Buitre 3,1/2 km al W de Tierra Amarilla.
6. CO - 242 Inclusión en tonalita; 1/2 km al NE de Portezuelo de los Lirios.
7. CO - 92 Ladera NW del cerro Los Bronces, 1,1/2 km al N de la cumbre 940 m.
8. CO - 278 Inmediatamente al N del contacto con granito rico en sodio, 2, 1/2 km al W del cerro Los Bronces.
9. B - 61 Inmediatamente al N del camino a la mina San Ramón, aproximadamente 2 km al NW de la cumbre 940 m del cerro Los Bronces.
10. B - 64 Aproximadamente 2, 1/2 km al NW de muestra B - 61.
11. B - 72 Aproximadamente 5 km al Nw de la muestra B - 64.
12. B - 76 Aproximadamente 3 km al WNW de la muestra B - 72.
13. C - 3 Inmediatamente al W del contacto con la zona de skarn, ladera NE del cerro El Granate, 2,1/2 km al W de Tierra Amarilla, en diorita de homblenda incluida en una zona formada por diorita de piroxena.
14. B - 54 Inmediatamente al W del contacto con la zona de skarn, ladera NW del cerro Los Bronces, 1/2 km al NW de la cumbre 940 m ; diorita de homblenda incluida en diorita de piroxena.
15. CO - 240 1/2 km al W del cerro Tortuga.
16. CO - 447 1/2 km al NW de la mina María Teresa.
17. CO - 252 Aproximadamente 1/2 km al E del Portezuelo de la Elena.
18. CO - 258 Aproximadamente 1 km al S de la cumbre del cerro San Francisco.
19. CO - 259 Aproximadamente 1/2 km al NNW de la muestra CO - 258.
20. CO - 355 1 km al NNE del cerro Tortuga.
21. C - 75 Aproximadamente 1 km al S de la mina Tránsito.
22. CO - 330 Aproximadamente 1 km al ESE de la cumbre del cerro El Granate.
23. CO - 568 Aproximadamente 1 km al NW de la cumbre del cerro El Granate
24. CO - 577 Quebrada Viñita; aproximadamente 2, 1/2 km al NE del Portezuelo de las Cruces.
25. CO - 324 Quebrada El Buitre, aproximadamente 1 km al WSW del cerro Tierra Amarilla.

- 1) En todas las muestras de diorita de hornblenda predomina la anfíbola y la piroxena es menos abundante o ausente; en cambio, lo contrario ocurre para la diorita de piroxena; la piroxena es invariablemente predominante y la anfíbola es subordinada o ausente.
- 2) La diorita de hornblenda siempre contiene cuarzo y feldespato potásico, mientras que la diorita de piroxena, con excepción de la muestra n. 8 (*), carece de uno o ambos de estos minerales.
- 3) La composición media de la plagioclasa en la diorita de piroxena es más cálcica que aquella de la plagioclasa en la diorita de hornblenda (An_{54} vs. An_{45}).

La composición modal promedio de las cuatro muestras (Tabla 1, n. 22-25) de rocas dioríticas indiferenciadas recolectadas en el área al norte de la Quebrada el Buitre es notablemente parecida a la composición modal promedio de todas las muestras de diorita (Tabla 1, última columna) usadas en los diagramas de variación.

Leucodiorita. La leucodiorita es más leucocrática que todas las otras rocas dioríticas salvo la tonalita, y se distingue fácilmente de la tonalita en el terreno por sus proporciones más altas de biotita y menor proporción de cuarzo. La leucodiorita es erodada más fácilmente que las otras rocas batolíticas y generalmente forma bajos topográficos. En la Quebrada el Buitre aparecen buenos afloramientos de leucodiorita muy desgastados, pulidos y esculpidos irregularmente; estos singulares productos de abrasión han sido llamados "tafoni" por Segerstrom y Henríquez (1964), quienes también discutieron su posible origen.

La leucodiorita muestra contactos gradacionales con la diorita de piroxena y diorita de hornblenda, pero está cortada por filones lamprofíricos y por pequeñas masas de intrusiones micrograníticas ricas en turmalina. Es común el "descoloramiento" de la roca a lo largo de los agrietamientos (ver más adelante "Rocas blanqueadas").

Debido a que un contacto de falla separa la leucodiorita del pórfido de adamelita, se desconoce la edad relativa de estos dos tipos de rocas.

La leucodiorita contiene más feldespato potásico que otras rocas dioríticas en el área (Tabla 2, n. 29-33) y se aproxima a la monzonita en composición. La leucodiorita es de composición intermedia entre pórfido de adamelita y diorita de piroxena o diorita de hornblenda. Con un porcentaje creciente de cuarzo y feldespa-

to potásico, la leucodiorita puede gradar hacia adamelita (monzonita cuarcífera); con porcentajes en disminución de cuarzo y feldespato potásico hacia diorita. **Tonalita.** La tonalita (diorita cuarcífera) aflora en forma de un cuerpo elongado en el extremo suroeste del área. Resistente a la erosión, constituye una prominente cordillera de dirección norte-sur la cual incluye la Campana, el punto más alto en el área (fig. 2). La tonalita corta las otras rocas dioríticas. Cerca del cerro Tortuga, pequeños apófisis y filones de tonalita provenientes de la masa principal, evidentemente cortan filones micrograníticos y aplíticos los cuales tienen una composición similar a la matriz del pórfido de adamelita. La ubicación muy tardía de la tonalita en la secuencia intrusiva es una excepción a la tendencia general de las rocas félsicas que cortan las rocas máficas, lo que sugiere que posiblemente la tonalita no es comagmática con las otras rocas dioríticas.

La tonalita es la roca más leucocrática de las rocas batolíticas en el área; es una roca de textura granular de grano medio, de color gris claro, constituida principalmente por plagioclasa, anfíbola y cuarzo. Contiene abundantes inclusiones máficas, las cuales son relativamente escasas en otras rocas del batolito. Estas inclusiones máficas, que varían desde fragmentos angulares a vetillas y generalmente no más grandes de 10 cm, tienen esencialmente la misma mineralogía que la roca encajadora pero la proporción de anfíbola es mayor a expensas del cuarzo. Estas inclusiones máficas pueden haber derivado ya sea de la melanodiorita o de las rocas volcánicas de la formación Bandurrias, o de ambas.

En la Tabla 2 (n. 26-28) se dan algunos análisis modales representativos de la tonalita. La muestra n. 28 representa un filón de un metro de potencia el cual corta el miembro-extremo microgranítico del pórfido de adamelita.

Adamelita y granodiorita

Las rocas de composición adamelítica y granodiorítica son menos abundantes volumétricamente que las rocas dioríticas en el área (fig. 2), pero en otros lugares en la región de Copiapó, Segerstrom y sus colaboradores mapearon extensas áreas de afloramientos de "granodiorita". Sin embargo, la unidad de "granodiorita" (Kgd) de Segerstrom incluye todas las rocas batolíticas leucocráticas de grano medio y grueso, desde granito a diorita que no sean evidentemente porfíricas o melanocráticas. Por lo tanto, sin antecedentes adicionales, es imposible por el momento estimar que proporción del Batolito Andino en la región de Copia-

(*) Esta muestra atípicamente abundante con contenido de feldespato potásico, se incluye sin embargo en la unidad de diorita de piroxena debido a su alto contenido de piroxena (17⁰/o).

TABLA 2. Análisis modales de muestras representativas de tonalita, leucomonzonita, pórfido adamalítico, granodiorita de hornblenda y granito de albita.

	Plagioclasa An /o	Feldespato Potásico	Cuarzo	Piroxena	Anfibola	Biotita	Minerales Accesorios Opacos	Minerales Accesorios No Opacos	esfeno apatita epidota	clorita citrón turmalina	calcita allanita muscovita	hematita
Tonalita												
26	69,5An _{42-37*}	2,0	18,7	---	5,2	3,0	1,4	0,2	es ap e	cl z		
27	63,9An ₄₀	1,7	25,0	---	4,1	2,2	1,4	1,7	es ap e	cl	ca	
28	61,7An ₄₂₋₃₄	1,3	25,7	---	7,2	0,9	1,3	1,9	es ap e	cl		
Promedio (26-28)	65,0An ₃₉	1,7	23,1	---	5,5	2,0	1,4	1,3				
Leucodiorita												
29	52,6An ₄₄₋₃₄	12,5	3,6	0,7	20,6	5,6	2,7	1,7	es ap e		t	
30	35,2An ₃₅₋₃₀	21,8	9,0	3,3	15,2	13,3	1,8	0,4	es ap			
31	50,2An ₄₀	28,6	4,1	3,9	6,0	4,5	1,5	1,2	es ap			
32	60,2An ₄₄₋₃₆	5,2	10,8	6,2	5,5	9,4	1,6	1,1	es ap	cl	t	
33	44,6An ₄₃	28,9	10,8	5,1	3,0	6,1	1,3	0,2	es ap			
Promedio (29 - 33)	48,5An ₃₈	19,4	7,7	3,8	10,1	7,8	1,8	0,9				
Pórfido adamalítico												
34	56,2An _{40-29*}	20,4	19,7	---	---	trazas	1,5	2,2	es ap e	cl		
35	39,5An ₄₉	40,8	7,8	4,7	4,5	---	2,2	0,5	es ap e	cl	t	
36	47,0An ₅₈₋₅₄	33,1	10,4	---	5,0	---	4,2	0,3	es ap e	cl		
37	30,5An _{54 - 40}	46,3	12,1	7,1	1,2	0,2	1,9	0,7	es ap e	cl		
38	50,9An ₅₂	17,1	4,8	24,2	---	---	0,4	2,6	es ap e		ca	
39	29,8An _{52-44*}	49,8	9,4	6,9	0,9	---	2,6	0,6	es ap			
40	29,7An _{38 - 32}	43,7	15,9	---	3,3	3,9	2,6	0,9	es ap			
Promedio 34 - 40	40,6An ₄₆	35,8	11,4	6,1	2,1	0,7	2,2	1,1				
Granodiorita												
41	62,7An _{47 - 24*}	6,4	15,9	1,8	5,5	5,2	1,9	0,6	es ap e	cl		
42	58,6An _{43 - 32}	15,1	16,1	---	7,3	0,9	1,5	0,5	es ap e	cl z		
Promedio 41 - 42	60,8An ₃₆	10,7	16,0	0,9	6,4	3,0	1,7	0,5				
Granito de Hornblenda												
43	59,0An _{14 - 6}	9,1	26,4	---	2,8	---	0,5	2,2	es ap e	cl		
44	61,7An _{18 - 10*}	0,1	30,9	---	5,2	trazas	0,4	1,7	es ap e		z	
45	68,9An ₁₀	0,7	16,8	---	11,8	---	0,6	1,2	es ap	cl		
46	72,9An ₆	---	10,0	---	11,3	---	0,3	5,5	es ap e	e(3,6)		
Promedio 43 - 46	65,7An ₁₀	2,6	21,0	---	7,5	trazas	0,5	2,7				
Granito de Albita												
47	64,5An ₁₀	0,7	29,9	---	---	---	3,2	1,7	es e		al m(0,3) h	
48	61,2An _{4*}	---	31,6	---	---	---	0,4	6,8	es ap		ca(5,4) cl	
49	61,1An ₈	---	35,6	1,8	---	---	1,2	0,4	es ap			
50	65,2An ₆	2,9	27,6	---	trazas	---	0,9	3,4	es ap e		t(2,1)	
51	51,1An ₇	0,6	30,9	---	---	---	1,3	16,1	es		t(15,4) al	h
52	68,9An ₅	---	20,7	---	---	---	trazas	10,4	es		t(7,2) al	
Promedio 47 - 52	61,9An ₇	0,7	29,5	---	---	---	1,2	6,4			t(4,1) ca(0,9)	

es : esfeno
ap : apatita
e : epidota
cl : clorita

z : circón
t : turmalina
ca : calcita
al : allanita

m: muscovita
h: hematita

* Determinaciones con platina universal usando el método Turner 1947

UBICACION DE LAS MUESTRAS INDICADAS EN TABLA 2

26.	CO - 229C	Ladera oriental del cerro La Campana; 2 km al E del Portezuelo de los Lirios.
27.	CO - 236	Extremo norte del cerro La Campana, 1 km al WSW del Portezuelo de la Elena.
28.	CO - 239	Apófisis de tonalita que corta a diorita de hornblenda, 1/4 km al E del cerro Tortuga.
29.	A - 2	Quebrada El Buitre, 3 km al W de Tierra Amarilla.
30.	CO - 304	Afluente sur de Quebrada El Buitre, 2 km al W de su afluencia con el afluente principal de la quebrada.
31.	CO - 308	Afluente sur de Quebrada El Buitre, 1/2 km al S de la localidad de CO - 304.
32.	CO - 318	Quebrada El Buitre, 3, 1/2 km al W de Tierra Amarilla.
33.	CO - 571	Quebrada Viñita, 2 km al WSW del cerro El Granate.
34.	CO - 272 A	Naciente de Quebrada de los Changos, aproximadamente 1, 1/2 km al NNE de la cumbre del cerro San Francisco.
35.	CO - 285	Quebrada de los Changos, 3/4 km al SSW de la cumbre sur (1.255 m) del cerro El Buitre.
36.	CO - 287	Cumbre sur (1.255 m) del cerro El Buitre.
37.	CO - 300	Ladera E del cerro El Buitre, 2 km al ESE de su cumbre sur.
38.	CO - 341	Cumbre del cerro El Granate (aproximadamente 3,1/2 km al SW de la Fundición Nacional de Paipote).
39.	CO - 352	Naciente de Quebrada El Buitre 1/2 km al NE de la cumbre norte (1.230 m).
40.	CO - 388	Ladera oriental del cerro El Buitre, 1 km al S del Portezuelo de las Cruces.
41.	CO - 562	Quebrada Viñita, parte N del cerro El Buitre, 4 km al W de la Fundición Nacional de Paipote.
42.	CO - 572	Quebrada Viñita, inmediatamente al W del camino principal, 2, 1/2 km al W del cerro El Granate.
43.	CO - 428	Parte NW del área, 1/2 km al W de la Carretera Panamericana, 1,1/2 km al SSW del Portezuelo Cardones.
44.	CO - 430	1 km al W del Portezuelo Cardones, 1, 1/2 km al NNO de la localidad CO - 428.
45.	CO - 470	Al S de la Carretera Panamericana, 3,1/2 km al SSW del Portezuelo Cardones.
46.	CO - 471	Al S de la Carretera Panamericana, parte W del área, 1,1/2 km al S de la localidad 470 (5 km al SSW de Portezuelo Cardones.)
47.	CO - 191	Inmediatamente al S del camino al Portezuelo de la Elena, aproximadamente 1 km al N de la mina San Antonio.
48.	CO - 196	1/2 km al E de la localidad CO - 191 (1,1/4 km al NNE de la mina San Antonio).
49.	CO - 202	Al sur del camino al Portezuelo de la Elena 2 km al WSW de la mina San Antonio.
50.	B - 58	Filo de una loma al sur del camino de la mina San Ramón y aproximadamente 1 km al NW de la cumbre del cerro Los Bronces.
51.	C - 55	Inmediatamente al W de la mina San Antonio.
52.	C - 62	150 m al W de la localidad C - 55.

pó está constituido por adamelita y granodiorita.

Pórfido de adamelita. El pórfido de adamelita, constituido por fenocristales de plagioclasa gris oscura en una matriz rosácea de cuarzo y feldespato potásico, tiene característicamente un aspecto manchado. La plagioclasa tiene una apariencia idéntica con aquella de la diorita de piroxena y diorita de hornblenda. Evidencias de terreno demuestran que el pórfido de adamelita grada insensiblemente hacia diorita de piroxena o diorita de hornblenda. Por consiguiente, el contacto entre la diorita y el pórfido de adamelita se ha dibujado en forma arbitraria; si la matriz de cuarzo feldespato potásico constituye más de un tercio de la roca, se asigna al pórfido de adamelita; si es menos de un tercio, a la diorita. Entre las rocas mapeadas como pórfido de adamelita, hay una serie ininterrumpida de variaciones, desde un miembro extremo rico en matriz (microgranítico) hasta un miembro extremo rico en fenocristales (diorítico).

En el área se presentan dos grandes masas de pórfido de adamelita (*): uno en los alrededores del cerro el Buitre y el otro cerca del cerro el Granate (fig. 2). Esparcidos a través de la diorita de hornblenda y diorita de piroxena hay otras masas, demasiado chicas para indicarlas en el mapa geológico; igualmente cuerpos pequeños de diorita de piroxena y/o de hornblenda se presentan dentro de las áreas de afloramientos designadas como pórfido de adamelita. Aunque muchos contactos entre el pórfido de adamelita y las dioritas son gradacionales, otros son bruscos; el pórfido de adamelita corta o contiene autolitos de las dioritas. A gran escala relaciones similares pueden ser observadas en las laderas surorientales del cerro el Buitre donde se presentan bloques aislados de diorita de piroxena de grano grueso (hasta decenas de metros) como autolitos en el pórfido de adamelita. Por otra parte, las distintas variedades gradacionales del pórfido de adamelita muestran relaciones transgresivas entre ellas; en todos los casos, la roca con menos fenocristales de plagioclasa (en consecuencia, más rica en feldespato potásico) corta las rocas con más fenocristales. En la Tabla 2 (n. 34-40) se muestran algunos análisis modales típicos del pórfido de adamelita; la muestra n. 38 representa al extremo rico en fenocristales (diorítico) y las muestras n. 37 y 39 representan el extremo rico en matriz (microgranítico). La composición modal promedio de la roca está caracterizada por proporciones ligeramente iguales de plagioclasa y feldespato potásico con más de 10% de cuarzo, una composición típica de adamelita (monzonita - cuarcífera).

Granodiorita

La granodiorita tiene una distribución muy limitada en el área levantada (fig. 2); los cuerpos mapeables de esta roca afloran en los alrededores de Quebrada Viñita. Sin embargo, fuera del área levantada, hacia el noroeste de Quebrada Viñita, se presentan rocas litológicamente similares. La granodiorita corta todas las rocas dioríticas con excepción de la tonalita, a la cual se asemeja en apariencia general. En el extremo más septentrional del área, la granodiorita está en contacto bien definido con el pórfido de adamelita, pero es imposible determinar cual roca es más joven. Sin embargo, debido a que la adamelita grada hacia diorita, la cual está evidentemente cortada por granodiorita, parece razonable concluir que la granodiorita es también más joven que el pórfido de adamelita.

En términos de la composición modal, la granodiorita (Tabla 2, n. 41 y 42) se aproxima mucho a la tonalita, con la diferencia que es ligeramente más félsica y contiene más feldespato potásico a expensas de plagioclasa y cuarzo.

Granito

No existen en el área cuerpos mapeables de verdadero granito (rico en feldespato potásico). En cambio, se encuentran sólo rocas graníticas con contenido de plagioclasa albítica, e incluso éstas están mal representadas. Se pueden distinguir dos tipos de rocas graníticas: granito de hornblenda y granito de albita.

Granito de Hornblenda. El granito de hornblenda es una roca de grano medio compuesta principalmente de plagioclasa albítica, cuarzo y anfíbola; se presenta en el extremo noroeste del área estudiada. En el terreno, este granito se presenta uniforme y generalmente está profundamente meteorizado. Evidentemente corta la diorita de hornblenda, pero a su vez está cortado por apófisis y filones de rocas aplíticas y lamprofíricas.

Granito de albita. El granito de albita aflora en la parte central-sur del área mapeada, al sur del distrito minero Ojancos Nuevos (fig. 2). Se distingue fácilmente del granito de hornblenda por la virtual falta de minerales ferromagnesianos y por la textura porfírica incipiente. El granito de albita corta la diorita de hornblenda y diorita de piroxena y a su vez está cortado por la tonalita. Se desconoce su edad en relación con el granito de hornblenda pero el predominio de plagioclasa albítica en estas dos rocas sugiere que ellas están probablemente estrechamente relacionadas en edad. La Tabla 2 (n. 43-52) muestra algunos análisis modales típicos de los granitos de hornblenda y granito de albita.

(*) Ruiz (1942) llamó a estas rocas "granodiorita híbrida".

Gran parte del granito de albita ha sido cizallado y alterado hidrotermalmente. Cerca del cateo San Antonio, se manifiesta como una brecha intrusiva constituida por fragmentos angulares de roca batolítica y roca de caja rodeados por una matriz granulada de granito de albita, estos fragmentos están comúnmente deformados y/u orientados produciendo una foliación planar incipiente

Cuerpos intrusivos menores

La unidad batolítica principal está cortada por muchas intrusiones pequeñas, la mayor parte de las cuales son demasiado chicas para mostrarlas en el mapa. La mayoría de estas masas tienen forma tabular, pero algunas son irregulares. Se pueden agrupar en dos grandes categorías: 1) rocas félsicas; y 2) rocas lamprofíricas.

Rocas félsicas. Intrusiones menores de rocas félsicas

se presentan generalmente como filones de composición granodiorítica o granítica. Las relaciones de terreno demuestran que los filones granodioríticos cortan solamente a las rocas dioríticas y el miembro extremo rico en fenocristales (diorítico) del pórfido de adamelita, mientras que los filones graníticos cortan todas las rocas batolíticas con excepción de la tonalita y rocas lamprofíricas, sugiriendo de este modo que la inyección de estos últimos puede ser más tardía en la secuencia intrusiva que la de los filones granodioríticos. Texturalmente, las rocas filonianas son típicamente aplíticas o porfíricas, escasamente micrograníticas. Sin embargo, si la roca contiene suficientes minerales máficos, puede exhibir una foliación paralela a las paredes del filón. La Tabla 3 (n. 53-57) presenta análisis modales para algunas muestras representativas de las rocas de los diques félsicos.

TABLA 3. Análisis modales de algunos ejemplos representativos de cuerpos intrusivos menores

	53	54	55	56	57
Plagioclasa (An ⁰ /o)	56.7 An ₃₇	55.0 An ₂₄	45.3 An ₂₆	44.4 An ₄	12.7 An ₃₄
Feldespato Potásico	—	1.4	14.9	17.0	35.8
Cuarzo	—	42.9	22.3	35.2	43.9
Piroxena	—	—	—	—	3.2
Anfibola	0.5	0.2	8.2	—	1.8
Biotita	—	—	8.4	—	—
Muscovita	—	—	—	3.0	—
Accesorios Opacos	0.8	0.2	0.6	indicios	0.4
Minerales accesorios no opacos	42.0	0.3	0.3	0.4	2.2
s : Esfeno	s	s	s	s	s
ap : Apatita	ap	ap	ap	ap	ap
e : Epidota	e (7.6)	e	—	—	e
cl : Clorita	cl (32,4)	cl	—	cl	—
z : circón	—	—	z	z	—
t : Turmalina	—	t	—	—	—
ca : Calcita	ca	—	—	—	—

53. CO - 75: Filón lamprofírico verde oscuro de grano fino que corta filón aplítico (el que a su vez corta el pórfido hipabisal temprano y las rocas skarns); 250 m NW de la cumbre del cerro Los Bronces. 54. CO - 82: filón granodiorítico aplítico que corta rocas skarn; aproximadamente 1 km NNE de la cumbre del cerro Los Bronces. 55. CO - 294: plug granodiorítico que corta la leucodiorita; Quebrada de Ojancos, 3,1/2 km WSW de Tierra Amarilla. 56. CO - 419: plug rico en cuarzo felsítico; 1/2 km al E de la Carretera Panamericana, 1 km al S de Puerto Cardones. 57. CO - 171: dique porfírico granítico cortando rocas metamórficas de contacto, al N de Quebrada Nantoco, 4 km WSW de Nantoco y 2, 1/2 km ESE de mina San Antonio.

Rocas lamprofíricas. Las rocas lamprofíricas son de color verde oscuro, de grano fino a medio y se presentan a través del área como filones generalmente de menos de 1 m de potencia; sólo los cuerpos más grandes de rocas lamprofíricas se muestran en el mapa

geológico (fig. 2). Una manera de presentarse poco común es la de un cuerpo, bien expuesto en la ladera inmediatamente al sur de la desembocadura de la Quebrada Meléndez (margen este, fig. 2). Los contactos superiores e inferiores de este cuerpo son concordantes

tes con las capas sedimentarias, pero los contactos laterales son discordantes, localmente deformando las capas adyacentes. Este cuerpo presenta buena disyunción columnar.

Debido a que cortan todas las otras rocas batolíticas, las rocas lamprofíricas representan los intrusivos más jóvenes en el área. Como lo señaló previamente Ruiz (1942), estos filones generalmente son adyacente o paralelos a muchas de las vetas metalíferas. Esta estrecha asociación espacial de las rocas lamprofíricas con vetas de origen hidrotermal también sugiere que ellas fueron inyectadas cerca del término del plutonismo.

Las rocas lamprofíricas son de variada composición. Ruiz (1942) informó sobre la presencia de quersantitas, odinitas, minetas y diabasas en el área pero sólo dio la descripción petrográfica de la odinita y quersantita. La mayor parte de las rocas lamprofíricas están tan alteradas que es imposible determinar su composición original. La muestra n. 53 (Tabla 3) que es una muestra típica de muchas de las rocas lamprofíricas, está constituida principalmente de fenocristales de plagioclasa sericitizada y epidotizada incluidos en una matriz de clorita y minerales opacos; rocas lamprofíricas similares se presentan en otros lugares en la región de Copiapó (Seegerstrom y otros, 1960, p.15).

PETROGRAFIA DE LAS ROCAS BATOLITICAS

Las rocas del Batolito Andino en el área estudiada se distinguen por una mineralogía simple predominando los siguientes minerales: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, piroxena, anfíbola, biotita, minerales accesorios opacos y minerales accesorios no-opacos. Como evidencia en los análisis modales (Tabla 1 - 3), las diferencias en composición entre las varias unidades del Batolito Andino se deben principalmente a proporciones diferentes de los minerales mencionados más arriba y sólo en segundo término a diferencias en la composición de algún determinado mineral (por ejemplo, plagioclasa). De acuerdo con lo anterior, la petrografía de las rocas batolíticas puede ser discutida adecuadamente en función de sus minerales constituyentes, en orden aproximadamente decreciente de abundancia.

Plagioclasa. La plagioclasa, salvo algunas excepciones, se presenta como granos subhedrales, con un tamaño promedio que varía entre 4 y 7 mm (máximo 2,5 cm) en las dioritas de piroxena y hornblenda y en el pórfido de adamelita y entre 1 y 3 mm (máximo 7 mm) en todas las otras rocas batolíticas. Solamente en el pórfido hipabisal temprano y en el granito de hornblenda hay algo de plagioclasa anhedral. En algunas secciones transparentes de las dioritas de piroxena y hornblenda

se observan entrecrecimientos mirmequíticos a lo largo de los márgenes de los granos de plagioclasa adyacentes a feldespato potásico, pero son escasos en otras rocas. La plagioclasa en las dioritas de hornblenda y piroxena está por lo general parcial o completamente rodeada por feldespato potásico.

La composición de la plagioclasa en las rocas batolíticas se indica en las tablas 1 y 3. La diorita de piroxena contiene las plagioclasas más cálcicas, con una composición promedio de An_{54} . La plagioclasa albitica es propia del granito de hornblenda (An_{10}) y del granito de albita (An_7). La composición promedio de plagioclasa en las otras rocas (ver Tablas 1 y 3) alcanza desde oligoclasa cálcica a andesina cálcica. En el pórfido de adamelita, la plagioclasa de la matriz parece ser ligeramente más sódica que la de los fenocristales.

Una zonación normal es característica de casi toda la plagioclasa; zonación oscilatoria es menos común, y zonación inversa es extremadamente escasa. Los granos de plagioclasa con zonación son escasos en la melanodiorita, granito de hornblenda y granito de albita. En otras rocas, son mucho más comunes los granos de plagioclasa con zonación, y la diferencia en el contenido de anortita desde el núcleo hasta el borde en cualquier granito generalmente es 10 - 15% y rara vez excede de un 20%.

Por lo general, la plagioclasa está sericitizada y/o epidotizada; la epidotización de la plagioclasa está más avanzada en los núcleos cálcicos de los granos con zonación. En el pórfido hipabisal temprano, el cual ha sido ligeramente metamorfoseado por rocas batolíticas más jóvenes, la plagioclasa está reemplazada parcialmente por escapolita sódica.

Feldespato potásico. Como se desprende de los análisis modales de las rocas batolíticas (Tabla 1 - 3) el feldespato potásico es un constituyente principal sólo en la leucodiorita, pórfido de adamelita y en algunas de las intrusiones félsicas menores. En la mayor parte de las rocas batolíticas del área, el feldespato potásico se presenta solamente en pequeñas cantidades o no hay; se presenta invariablemente como granos anhedrales, por lo general de grano fino (menos de 2 mm); pero en algunas rocas aparece de grano más grueso (hasta de 4 mm) rellenando intersticios y entremezclados micrográficamente con cuarzo. Comúnmente tiene maclas de Carlsbad. El feldespato potásico es ortoclasa y se presenta como micropertita en la mayoría de las rocas. Sin embargo, en el granito de hornblenda y granito de albita, los entrecrecimientos micropertíticos aparentemente no están desarrollados o lo están tan débilmente que ellos quedan enmascarados por la apariencia característica turbia y alterada de la orto-

clasa. Como se estableció anteriormente, la ortoclasa cubre parcial o totalmente a la plagioclasa en muchas muestras de la diorita de piroxena y diorita de hornblenda.

Cuarzo. El cuarzo de modo característico se presenta como granos anhedrales transparentes con extinción ondulosa, el cual rellena los intersticios. El tamaño promedio de los granos de cuarzo en la mayoría de las rocas es menor que 2 mm; sin embargo, en la tonalita, granito de hornblenda, y granito de albíta, el cuarzo puede tener tamaño mayor (hasta 3 - 4 mm). La tonalita tiene dos generaciones de cuarzo; cuarzo primario, el cual muestra extinción ondulosa; y cuarzo secundario, el cual rellena pequeñas fisuras y muestra extinción uniforme. En muchas rocas el cuarzo está estrechamente asociado con feldespato potásico, por lo general en entrecrecimientos micrográficos.

Anfíbola. La anfíbola, el más abundante de los minerales ferromagnesianos, se presenta en casi todas las rocas batolíticas del área mapeada. De manera característica se presenta como cristales prismáticos subhedrales de hornblenda verde los cuales por lo general son de grano más fino que la plagioclasa asociada en

cualquier roca; solamente en el pórfido hipabisal temprano y en algunos filones lamprofíricos se presenta como cristales euhedrales. El tamaño promedio de los granos de hornblenda rara vez excede los 3 mm; en muchas muestras está maclada a lo largo del plano (100) y es poiquilítica con pequeñas inclusiones de minerales opacos, esfeno, feldespato, cuarzo y apatita. En la melanodiorita, la hornblenda se encuentra como discretos granos subhedrales y como inclusiones redondeadas pequeñas, en plagioclasa. En la mayoría de las secciones transparentes estudiadas, la hornblenda está parcialmente biotitizada y/o cloritizada.

El pleocroismo y ángulo de extinción de la hornblenda varía muy poco de una roca a otra (ver Tabla 4); solamente en el pórfido hipabisal temprano y granito de albíta el pleocroismo es realmente diferente de aquel de las otras rocas. La anfíbola en el granito de albíta es débilmente pleocroica desde incolora hasta verde muy pálido; es actinolítica y probablemente de origen secundario (deutérico?). Anfíbola actinolítica también se presenta en algunas de las dioritas de hornblenda como agregados fibrosos pseudomorfos según piroxena.

TABLA 4. Pleocroismo y ángulo de extinción de anfíbolos de las rocas batolíticas de la región de Tierra Amarilla

Unidad del Batolito	Pleocroismo			Angulo de extinción (Z' \wedge c) \perp /
	Z	Y	X	
Pórfido hipabisal temprano	verde claro	verde pálido	neutro	21°
Melanodiorita	verde oscuro	verde	verde amarillento pálido	21°
Diorita de piroxena	verde oscuro	verde	verde grisáceo claro	
Diorita de hornblenda	verde	verde pardusco	neutro	16 - 18° (**)
Leucodiorita	verde oscuro	verde	verde amarillento	18°
Tonalita	verde oscuro	verde	verde pálido	22°
Pórfido adamelítico	Parecido al de las dioritas de piroxena y hornblenda pero con alteración a biotita y/o clorita más avanzada.			
Granodiorita	verde	verde claro	verde amarillento	22°
Granito de hornblenda	verde	verde muy claro	verde amarillento pálido	22°
Granito de albíta	Anfíbola actinolítica, débilmente pleocroica entre verde muy pálido a incoloro.			17°

1/ Máxima medida en el microscopio, por lo tanto el ángulo se aproxima o puede ser el verdadero Z \wedge c

(**) Determinación con platina universal, por lo tanto el ángulo medido es el verdadero Z \wedge c; el Z \wedge X medido en estas anfíbolos varía entre 68° y 80°.

Piroxena. La piroxena es un mineral ferromagnesiano común en las primeras rocas de la secuencia intrusiva pero es escasa o no se presenta en rocas más jóvenes (ver Tablas 1 - 3). Al igual que la anfíbola, la piroxena también por lo general es de grano más fino que la plagioclasa en una misma muestra; el tamaño promedio del grano varía entre 1 y 2 mm, pero se observan granos de hasta 3-4 mm en algunas de las secciones transparentes. En general, la piroxena es menos idiomorfa que la hornblenda en la misma roca y se presenta como granos anhedrales a subhedrales no pleocroicos. En algunas rocas, por ejemplo en la leucodiorita, la piroxena comúnmente se presenta como núcleos relictos en hornblenda. Son comunes las inclusiones "schiller" de minerales opacos en piroxena, a lo largo de los planos de clivaje (001) o (110); muchas piroxenas contienen también abundantes inclusiones de esfeno. Granos maclados de piroxena son escasos

en comparación con la hornblenda, pero en algunas secciones transparentes, especialmente de la melanodiorita, se observan piroxenas macladas a lo largo del plano (100). En muchas rocas, particularmente en las dioritas de piroxena y hornblenda y en el pórfido adamelítico, existen anillos de reacción de hornblenda verde alrededor de la piroxena.

La Tabla 5 indica algunas propiedades ópticas seleccionadas de la piroxena en el pórfido hipabisal temprano y diorita de piroxena; la piroxena en las otras rocas es similar. El ángulo $2V_z(55 - 58^\circ)$ de la piroxena cae dentro del rango generalmente encontrado para la augita, pero los ángulos $Z\Delta c(38 - 47^\circ)$ son más característicos de diópsido. Ruiz (1942, p. 1214) informó acerca de la hedenbergita ($Cn_{22}He_{78}$, $2V_z = 41^\circ$, $Z\Delta c = 45^\circ$) y "augita" ($2V_z = 60^\circ$, $Z - X = 0,028$) en el pórfido hipabisal temprano.

TABLA 5. Angulos $2V_z$ y $Z\Delta c$ de piroxenas de cinco rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla

Unidad del Batolito	$2V_z$ 1/	$Z\Delta c$ 1/
Diorita de piroxena	55°	44°
	57°	38°
	56°	47°
	58°	39°
Pórfido hipabisal temprano	59°	38°

1/ Promedio de determinaciones en platina universal de dos granos en cada muestra.

Biotita. La biotita no es un mineral ferromagnesiano abundante en las rocas batolíticas; sólo en la melanodiorita y leucodiorita se encuentran cantidades significativas de biotita (ver Tablas 1 - 3). La biotita es subhedral, generalmente de grano fino (1 - 2 mm o menos en la de máxima dimensión). En muchas muestras de las dioritas de piroxena y hornblenda y del pórfido de adamelita, pequeñas cantidades de biotita están estrechamente asociadas con la anfíbola y evidentemente son los productos de alteración de la anfíbola (deutérico?). La mayor parte de los granos de biotita están cloritizados hasta cierto grado, y algunos lo están completamente. Fuera de la biotita primaria (pleocroico amarillo paja a café verdoso) la cual está parcialmente cloritizada, algunas muestras de la melanodiorita contienen también biotita secundaria, la cual se presenta como hojas muy finas no cloritizadas a lo largo de los planos de clivaje y fisuras pequeñas en la plagioclasa. Con excepción de la biotita en la melanodiorita, la cual es pleocroica desde amarillo paja

a café verdoso, la biotita en todas las otras rocas es pleocroica desde neutral o amarillo paja a café oscuro o café rojizo oscuro.

Minerales opacos accesorios. El mineral opaco accesorio más abundante en las rocas batolíticas es magnetita, por lo general mostrando contornos euhedrales. En la roca diorítica (ver Tabla 1), los minerales opacos comprenden en promedio alrededor de 3,5% en volumen de la roca. No se identificó ilmenita pero algunos de los granos opacos más pequeños en la diorita de hornblenda y diorita de piroxena muestran el brillo plateado típico de la ilmenita bajo la luz reflejada. Además de la magnetita, la leucodiorita también contiene hematita, la cual por lo general se presenta como inclusiones "schiller" en la piroxena. En muchas muestras del granito de albita alterado hidrotermalmente, el principal mineral opaco es piritita cúbica. **Minerales no opacos accesorios.** El mineral accesorio no opaco más abundante en las rocas batolíticas es esfeno y se presenta en prácticamente todas las rocas

estudiadas. Por lo general se presenta como granos subhedrales a euhedrales, muchos de los cuales tienen formas de cuñas características, pero en muchas secciones transparentes la titanita también se presenta como agregados irregulares o como películas a lo largo de los planos de clivaje en los minerales ferromagnesianos. Otro mineral no opaco abundante diseminado es la apatita, la cual se observa en la mayoría de las secciones transparentes como pequeñas agujas o listones euhedrales (< 1 mm); en algunas muestras de la diorita de hornblenda, la apatita alcanza una longitud máxima de 3 - 4 mm. En muchas de las secciones transparentes se observó circón, por lo general como pequeños granos redondeados anhedrales a subhedrales. Clorita (Penninita) se encuentra típicamente como producto de alteración de anfíbola y biotita; agregados irregulares de epidota se presentan como productos de alteración de la plagioclasa. Turmalina existe como agregados irregulares y/o radiales en muchas muestras; es pleocroica entre café-rosáceo a azul-grisáceo. En algunas rocas se encuentran masas irregulares de calcita, generalmente asociada con epidota en los núcleos de los granos de plagioclasa. Granos muy pequeños, de allanita (?) anhedrales rojo-pardusco oscuro (casi opaco) se observan en algunas secciones transparentes del granito de albita. Rutilo (?) acicular extremadamente fino se presenta como inclusiones en biotita y feldespato en una sección transparente de la diorita de hornblenda.

Textura de las rocas. En los cortes transparentes, la mayoría de las rocas batolíticas tiene texturas hipidiomorfa-granular. En el pórfido hipabisal temprano, pórfido de adamelita y algunas de las rocas de filones, están bien desarrolladas las texturas porfíricas; el granito de albita aparece débilmente porfírico en las muestras macroscópicas, pero claramente microporfírico en las secciones transparentes. Las rocas batolíticas en los alrededores del contacto con la roca de caja se caracterizan por sus texturas foliadas bien desarrolladas o texturas cataclásticas; la importancia de estas texturas será estudiada en detalle en conexión con el emplazamiento batolítico. Las únicas rocas en la parte interior del batolito que muestran texturas foliadas son aquellas de la melanodiorita y leucodiorita las cuales contienen apreciables cantidades de biotita.

DIAGRAMAS DE VARIACION

En base a su estrecha asociación espacial y no habiendo una evidencia contraria, las rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla, como una primera aproximación, se presume sean productos de un plutonismo de edad cretácica media. Sin embargo, como se men-

cionó anteriormente, los datos de edad radiométrica disponibles indican que en la región de Copiapó, también se desarrolló un plutonismo durante el Terciario. De este modo la suposición de que todas las rocas batolíticas del área de Tierra Amarilla son de edad cretácica media y comagmáticas, podría ser seriamente objetada una vez que se disponga de la edad radiométrica de estas rocas.

Si todas las rocas mapeadas fueran realmente cogenéticas, los diagramas de variación (figs. 3 - 6) que relacionan parámetros petrográficos (modales) de las rocas de sus posiciones en la secuencia intrusiva, proporcionarían una guía para interpretar la tendencia de diferenciación de estas rocas. Las relaciones de contacto entre las diferentes unidades batolíticas indican que, con pequeñas desviaciones, mientras más félsicas sean las rocas, más jóvenes son en la secuencia intrusiva. Debido a que la leucodiorita y pórfido de adamelita se encuentran sólo en contacto de falla y porque ambas son coextensivas con la diorita, no hay un criterio que pueda ser usado para determinar las edades relativas. Sin embargo, en los diagramas de variación la leucodiorita está asignada arbitrariamente a la más antigua debido a su mayor contenido de minerales máficos; si el orden de ellas fuera invertido, la tendencia general mostrada en los diagramas podría diferir, pero muy poco.

Las figuras 3 - 6 muestran claramente que las rocas más jóvenes de la secuencia intrusiva contienen más cuarzo y feldespato que las rocas más antiguas. Los promedios de los análisis modales de las unidades principales del batolito (Tablas 1 y 2) se han señalado junto con el promedio de composición de plagioclasa (O_2/An) en la figura 3, la cual demuestra que las rocas más antiguas (las rocas dioríticas y pórfido de adamelita) contienen una plagioclasa más cálcica que las rocas más jóvenes. Sin embargo, la melanodiorita y tonalita representan visibles divergencias de esta tendencia general. La posibilidad de que la melanodiorita puede ser material xenolítico y que la tonalita no es comagmática con las otras rocas batolíticas puede ser la causa de estas divergencias.

Las figuras 3 - 5 demuestran que el porcentaje de volumen de feldespato potásico, el cual junto con la biotita reflejan el contenido de K_2O de la roca, es mayor en los miembros intermedios de la serie, *i. e.*, más bien en la leucodiorita, pórfido de adamelita, y granodiorita, que en los miembros más jóvenes. El contenido de biotita también es pequeño en los miembros más jóvenes (figs. 3 y 4). Esta deficiencia de potasio en los miembros más jóvenes de la serie batolítica es atípica de las series calco-alcalinas (o cálcicas), en las cuales el potasio aumenta con el crecien-

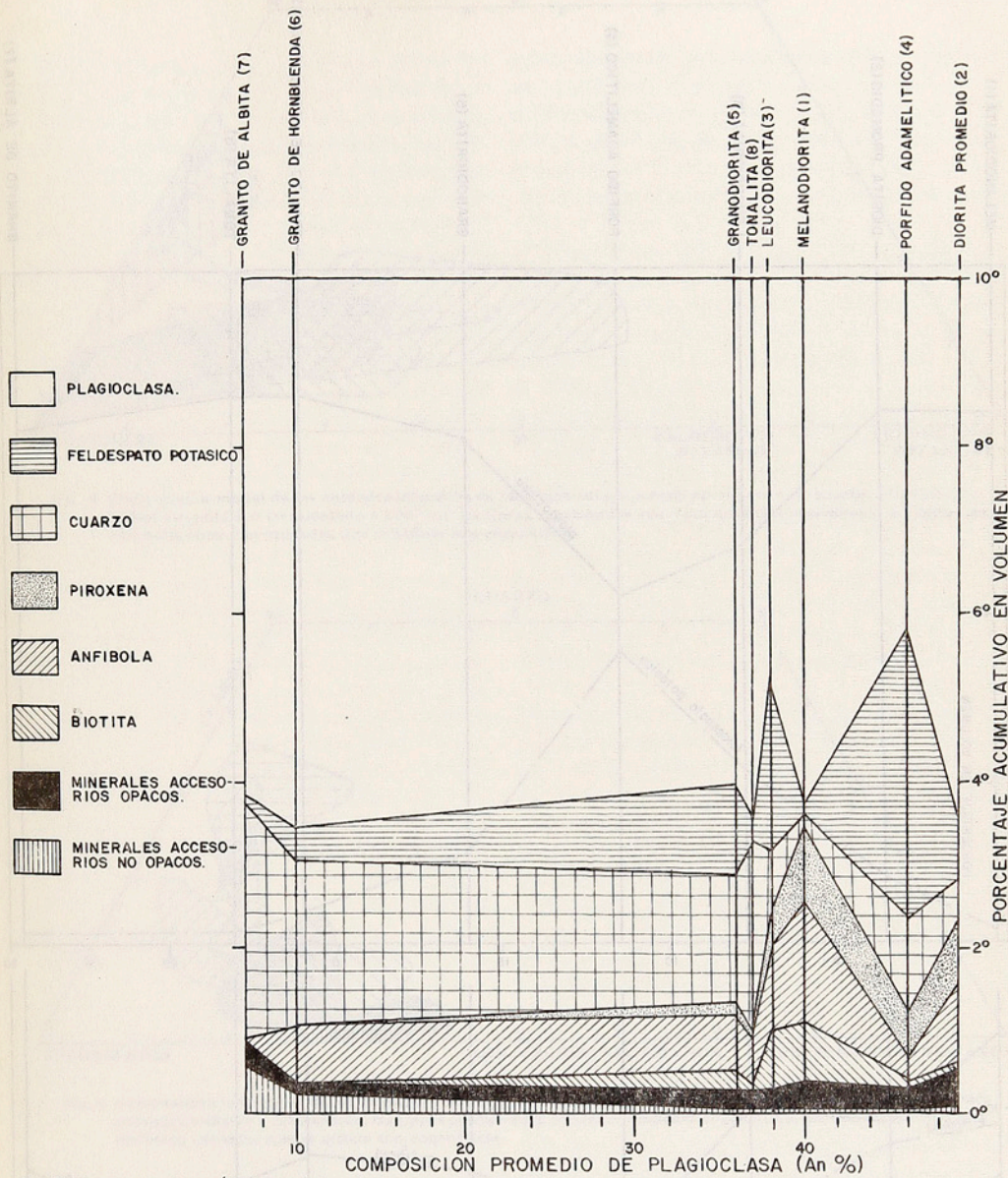


Fig 3- Promedio de análisis modales de rocas del batolito versus composición promedio de plagioclasa. Los números entre parentesis despues de las unidades del batolito, indican la posición en la secuencia intrusiva.

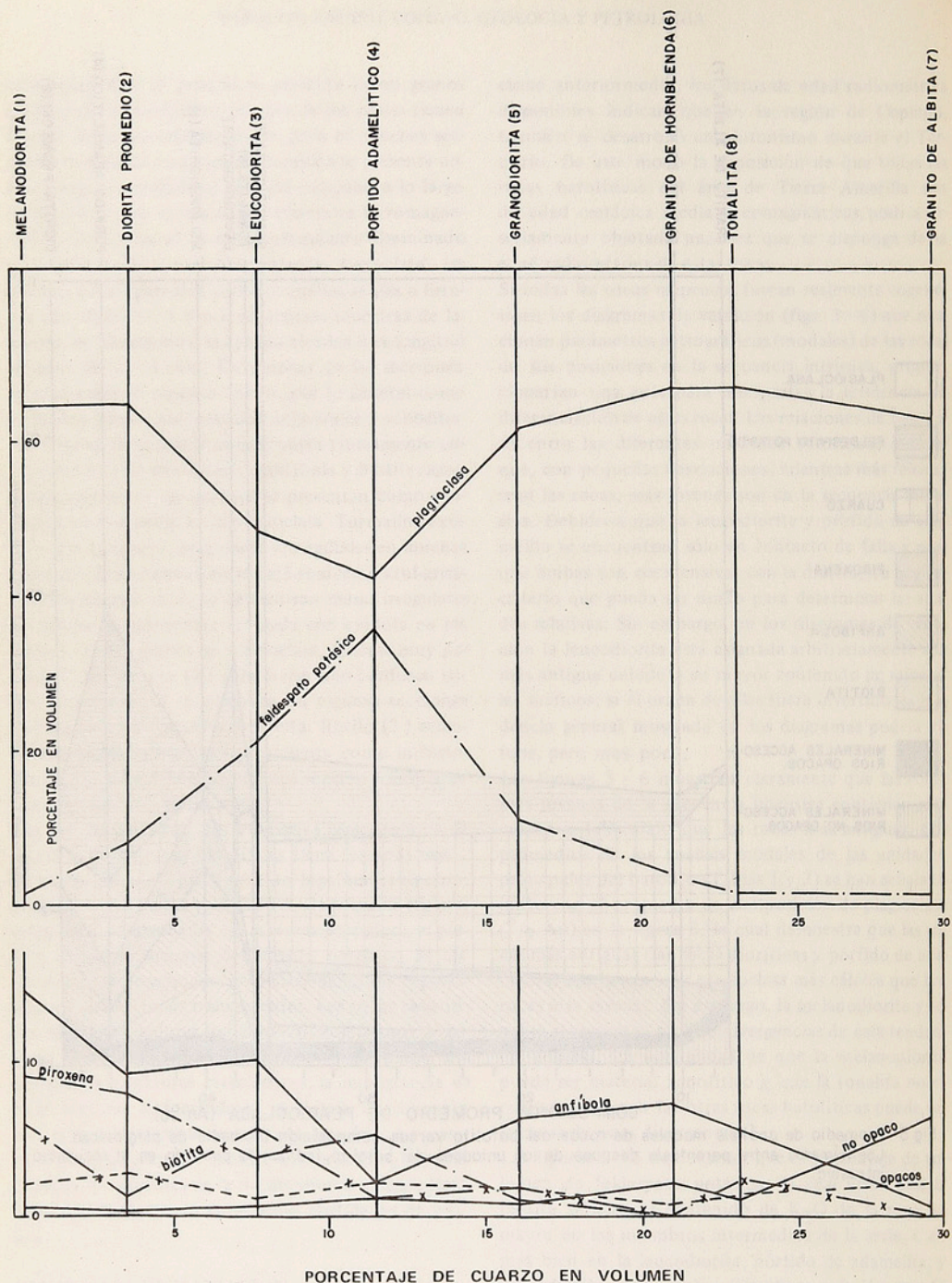


Fig. 4 **Porcentaje en volumen** de otros minerales versus porcentaje en volumen de cuarzo. Los números entre paréntesis después de las unidades de batolito, indican la posición en la secuencia intrusiva.

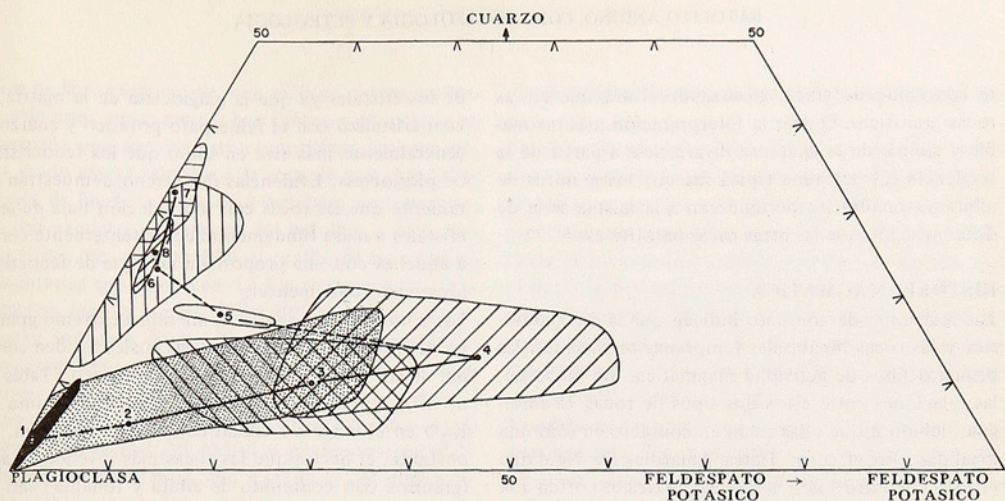


Fig. 5 Composición modal de las unidades intrusivas en términos del porcentaje en volumen de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (recalentado a $100^{\circ}/o$); las líneas continuadas conectan unidades cogenéticas, las líneas segmentadas conectan unidades que se infiere son cogenéticas.

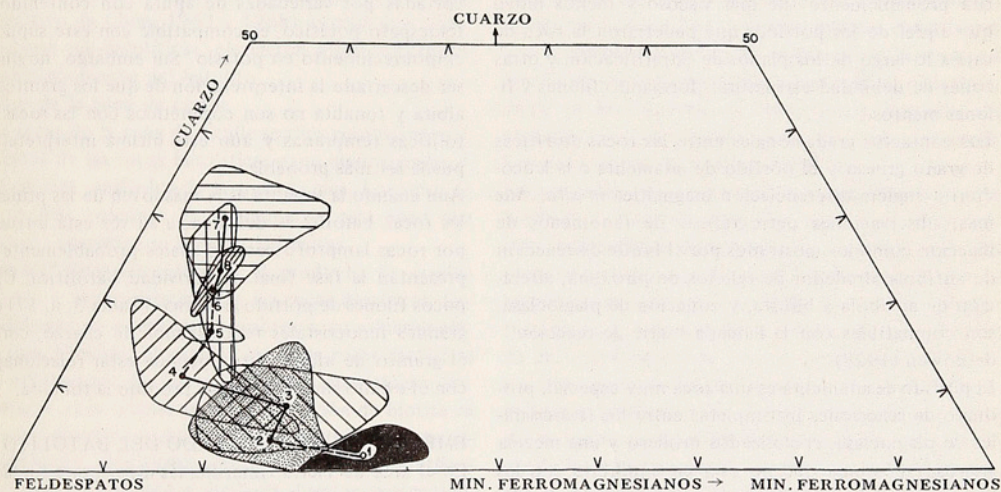










Fig. 6 Composiciones modales de las unidades intrusivas en términos del porcentaje en volumen de cuarzo, minerales ferromagnesianos y feldspatos; las líneas continuadas conectan unidades cogenéticas; las líneas segmentadas conectan unidades que se infiere son cogenéticas.

	MELANODIORITA		GRANODIORITA
	DIORITA PROMEDIO		GRANITO DE HORNBLENDA
	LEUCODIORITA		GRANITO DE ALBITA
	PORFIDO ADAMELITICO		TONALITA

● ○ MEDIA ARITMETICA DE LOS ANALISIS MODALES PARA DETERMINADO CAMPO COMPOSICIONAL 1, 2 etc. POSICION RELATIVA EN LA SECUENCIA INTRUSIVA

te contenido de sílice, alcanzando el máximo en las rocas graníticas. Quizás la interpretación más razonable y simple de la aparente divergencia a partir de la tendencia calcoalcalina típica sea que los granitos de albita y tonalita no pertenezcan a la misma serie de diferenciación que las otras rocas batolíticas.

HISTORIA MAGMÁTICA

Las relaciones de contacto indican que la melanodiorita y las rocas hipabisales tempranas representan las primeras fases de actividad magmática. Sin embargo, las relaciones entre estos dos tipos de rocas, es ambigua, debido a que ellas están en contacto en sólo una localidad. En el cerro Tierra Amarilla, De Neufville (1961) encontró que los filones porfíricos cortan a la melanodiorita (sus "intrusivos meta-básicos"); aquí por lo menos la melanodiorita es más antigua. La ausencia de filones y filones mantos de melanodiorita en la roca de caja sugiere que el magma de melanodiorita probablemente fue más viscoso y menos móvil que aquel de los pórfidos que penetraron la roca de caja a lo largo de los planos de estratificación y otras zonas de debilidad estructural, formando filones y filones mantos.

Los contactos gradacionales entre las rocas dioríticas de grano grueso y el pórfido de adamelita o la leucodiorita sugiere diferenciación magmática *in situ*. Además, observaciones petrográficas de fenómenos de reacción como los mostrados por el borde de reacción de anfíbola alrededor de relictos de piroxena, alteración de anfíbola a biotita, y zonación de plagioclasa, son compatibles con la llamada "serie de reacción" de Bowen (1928).

El pórfido de adamelita es una roca muy especial, producto de reacciones incompletas entre los fenocristales de plagioclasa, cristalizados primero y una mezcla granítica póstuma que no está en equilibrio con los fenocristales. Se caracteriza por fenocristales de plagioclasa relativamente cálcica (promedio An_{46}) en una matriz granítica (feldespato potásico-cuarzo). La prevalencia de plagioclasa zonada, generalmente bordeada por feldespato potásico, sugiere que la cristalización debe haber avanzado más rápido que la reacción entre los fenocristales y los restos líquidos. La zonación composicional y/o depositación de los cristales impidieron que los fenocristales de plagioclasa reaccionaran con el líquido granítico residual. A medida que la diferenciación fraccional y la cristalización progresaban, la proporción de los fenocristales de plagioclasa disminuía a medida que el líquido residual iba siendo más pobre en CaO y se enriquecía en sílice y álcalis. La disminución en la cantidad de fenocristales de plagioclasa se debió probablemente a la depositación

de los cristales ya que la plagioclasa de la matriz, la cual cristalizó con el feldespato potásico y cuarzo, es generalmente más rica en sodio que los fenocristales de plagioclasa. Evidencias de terreno demuestran claramente que las rocas con una relación baja de fenocristales a masa fundamental consistentemente cortan a aquellas con una proporción más alta de fenocristales a masa fundamental.

Las rocas pertenecientes al miembro extremo granítico del pórfido de adamelita, las cuales pueden contener hasta 49,8% de feldespato potásico (Tabla 2, n. 39), representan el enriquecimiento máximo de K_2O en el magma residual con la diferenciación. No obstante, el hecho que las rocas más jóvenes del área (granitos con contenido de albita y tonalita) casi no contienen feldespato potásico, sugiere que el líquido residual por alguna razón se empobreció en contenido de potasio durante las etapas finales del plutonismo. El hecho que estas rocas más jóvenes rara vez están cortadas por variedades de aplita con contenido de feldespato potásico, es compatible con este supuesto empobrecimiento en potasio. Sin embargo, no puede ser descartada la interpretación de que los granitos de albita y tonalita no son cogenéticos con las rocas batolíticas tempranas y aún esta última interpretación puede ser más probable.

Aún cuando la tonalita es la más joven de las principales rocas batolíticas del área, a su vez está intruida por rocas lamprofíricas, las cuales probablemente representan la fase final de actividad batolítica. Unos pocos filones de pórfido granítico (Tabla 3, n. 57) con grandes fenocristales redondeados de cuarzo, cortan el granito de albita; éstos pueden estar relacionados con el evento magmático que produjo la tonalita.

EMPLAZAMIENTO FORZADO DEL BATOLITO

En el área de Tierra Amarilla, las intrusiones forzadas jugaron el rol más importante en el emplazamiento del batolito; la asimilación a lo más fue sólo un proceso subordinado; no hay evidencias que impliquen necesariamente que la asimilación hubiera sido de alguna manera importante. Se podría especular, sin embargo, que los granitos albiticos, pueden ser probablemente productos de magma contaminado por asimilación local de rocas volcánicas prebatolíticas ricas en plagioclasa albitica (e.g. algunas rocas de la Formación Punta del Cobre).

El argumento principal para pensar en el emplazamiento forzado del batolito lo proporciona una zona de cizalle bien desarrollada que marca el contacto entre el batolito y la roca encajadora. Las características estructurales de esta zona de cizalle se señalan en el mapa geológico (fig. 2). En las rocas batolíticas, en y

cerca de la zona de cizalle, que varía en extensión desde sólo unos pocos metros hasta cientos de metros, se desarrolla una notable estructura planar, que en menor grado afecta también a la roca de caja. Las foliaciones, de fuerte inclinación a verticales, en todas partes son paralelas al contacto del batolito, y en la mayor parte, son casi paralelas al rumbo de las rocas sedimentarias que lo rodean. La fuerte inclinación de la foliación (por lo común 75° a 90°) proporciona una prueba indirecta de que el contacto del batolito es esencialmente vertical. En una localidad en el cerro Tierra Amarilla (De Neufville, 1961) y en varios lugares en el flanco noroeste del cerro Los Bronces, la naturaleza vertical del contacto puede observarse directamente. Por tanto, aún cuando el batolito generalmente es concordante con el rumbo de la roca encajadora, es notablemente discordante con respecto al buzamiento. Estos rasgos y el hecho de que regionalmente el batolito tiene una elongación paralela a las direcciones estructurales predominantes (ver mapa Geológico de Chile, 1960 y 1968), sugiere que las estructuras pre-batolíticas, ejercieron algún control en el emplazamiento del batolito.

Rocas de la zona de cizalle

Las rocas de la zona de cizalle son los equivalentes cizallados de las rocas batolíticas o, en menor grado, equivalentes cizallados de la roca de caja. Los tipos de rocas más comunes encontrados en esta zona son gneises, esquistos y brechas intrusivas.

Gneises. Generalmente son el producto de cizallamiento y recrystalización de las rocas dioríticas. Comúnmente no contienen xenolitos y su mineralogía es esencialmente idéntica a la de las rocas dioríticas no deformadas. La única diferencia mineralógica importante es la relativa mayor proporción de biotita en el gneis diorítico comparada con su equivalente no recrystalizado. Aparentemente, se formó más biotita a expensas de piroxena y anfíbola durante la recrystalización. La composición de la plagioclasa no señala diferencias apreciables en el contenido de anortita entre las rocas dioríticas gneisicas y macizas.

La textura gneisica está mejor desarrollada en las rocas más cercanas al contacto del batolito y se va debilitando a medida que se aleja de ese contacto. Sin embargo, aún cuando muestras no foliadas de la periferia de la zona de cizalle muestran poco o nada de recrystalización, ellas muestran deformación por la presencia de cristales de plagioclasa doblados y quebrados.

Localmente, a lo largo de la zona de cizalle (ej. en el cerro El Granate y cerro Los Bronces), los gneises dioríticos están separados de la roca de caja por áreas de gneises félsicos. El gneis félsico es de grano más fino que el gneis diorítico y tiene una foliación ocasionada

por la orientación subparalela de cristales de plagioclasa.

También se presenta foliación ocasionada por zonas ricas en biotita. La abundancia de xenolitos lenticulares de roca de caja con metamorfismo de contacto, especialmente granatita, y las inyecciones lit-par-lit hacia la roca de caja foliada, indican claramente que el gneis félsico estaba en gran parte fundido durante el cizallamiento. Muchos de los cuerpos lenticulares mayores de roca de caja en los gneises, félsicos se muestran en el mapa geológico; lentes menores están representados sólo esquemáticamente (fig. 2).

Esquisto. Comparado con el gneis, el esquisto es cuantitativamente menos abundante en la zona de cizalle. El único cuerpo de esquistos mapeables forma una faja discontinua e irregular cerca del cerro Tierra Amarilla (fig. 2). El esquisto es una roca de color gris oscuro compuesta por biotita, otros minerales ferromagnesianos, y plagioclasa; texturalmente, el grado de esquistosidad depende directamente del contenido de biotita de la roca. Los minerales máficos constituyen por lo menos un 20% en volumen de la roca. La biotita es generalmente el mineral máfico más abundante en los esquistos de cerro Tierra Amarilla; sin embargo, en otros lugares junto a la zona de cizalle hay pequeñas lentes ricas en anfíbola.

No hay seguridad si los esquistos representan a la roca cizallada o a la roca intrusiva; pero en su composición mineralógica los esquistos se asemejan más a las rocas intrusivas que a las rocas sedimentarias con metamorfismo de contacto. La plagioclasa en los esquistos (An_{32-43}) se compara en composición con aquella de la melanodiorita, una roca temprana del batolito. Gran parte de las piroxenas poiquilíticas y con estructuras Schiller en los esquistos parecen ser relictos de la augita de las rocas batolíticas. Sin embargo, la anfíbola y biotita, están completamente recrystalizadas y generalmente están menos alteradas que las rocas batolíticas. Por tanto, las evidencias mineralógicas sugieren que los esquistos pueden corresponder a melanodiorita u otras rocas del batolito ricas en minerales máficos, recrystalizadas y cizalladas.

Brechas intrusivas. Las brechas intrusivas, las cuales se encuentran sólo en el granito de albita, son diferentes de las otras rocas de la zona de cizalle. La foliación, definida solamente por la alineación de los fragmentos de brecha, es aproximadamente paralela al contacto del batolito. Las brechas intrusivas presentan un aspecto no homogéneo debido a que contienen fragmentos de angularidad y tamaño variable incluidos en una matriz de granito de albita. Los fragmentos provienen de la roca de caja y del propio granito de albita; el contacto entre el batolito y la roca de caja se ubica ar-

bitrariamente donde los fragmentos ígneos (autolitos) predominan sobre los fragmentos de la roca de caja (xenolitos). Localmente dentro de la brecha intrusiva hay lentes alargadas de granatita, con una elongación paralela al contacto del batolito.

Al microscopio, los bordes de los fragmentos de la roca de caja se observan más definidos que los de fragmentos de granito de albita. La mayor parte de las brechas intrusivas han experimentado una considerable granulación y han sido silicificadas y alteradas hidrotermalmente. En muchas muestras existe piritita disseminada en la matriz y abundante turmalina.

En resumen, las variedades de rocas cizalladas corresponden más bien a distintas unidades del batolito que a diferencias en la intensidad del cizallamiento (Tilling, 1963a): los gneises provienen de los tipos más feldespáticos de las rocas batolíticas; el esquisto probablemente proviene de la melanodiorita la cual es rica en elementos máficos y la brecha intrusiva está genéticamente relacionada con el granito de albita. En los esquistos y gneises dioríticos, el cizalle (movimiento diferencial) fue absorbida por la recristalización en estado sólido; en los gneises félsicos más móviles, el movimiento diferencial fue en gran manera ajustado por flujo viscoso. Las rocas granodioríticas y graníticas cizalladas y dinámicamente deformadas proporcionan evidencia de que el cizallamiento continuó hasta las etapas finales del emplazamiento del batolito.

Las texturas granuladas de la matriz del granito de albita en las brechas intrusivas atestiguan el movimiento diferencial en la zona de cizalle aún después del emplazamiento del granito de albita.

Rocas "blanqueadas". Algunas de las rocas batolíticas han sido blanqueadas a lo largo de grietas y otras fracturas, por fluidos hidrotermales. Aún cuando este fenómeno de blanqueamiento se observa esporádicamente a través del batolito, está mejor desarrollado en los alrededores de la zona de cizalle. El blanqueamiento se extiende hacia afuera desde la fractura hacia la roca fresca, y por lo general en la parte central del área blanqueada se encuentra actinolita, epidota y/o turmalina. Las características de una muestra de diorita de hornblenda blanqueada estudiada en detalle (Tabla 6) demuestran claramente que está empobrecida en anfíbola primaria y enriquecida en apatita, actinolita, epidota y turmalina. La turmalina se presenta no sólo como agregados irregulares sino también como vetillas que cortan la plagioclasa, la composición de la cual aparentemente no está afectada por el proceso de blanqueamiento. Los componentes químicos de la anfíbola primaria han sido evidentemente recristalizados a actinolita secundaria y/o epidota. El enriquecimiento en apatita y la presencia de turmalina indican que el fluido hidrotermal que blanqueó la roca era rico en volátiles.

TABLA 6. Características petrográficas de la roca "blanqueada" a lo largo de un plano de fractura

	Roca "Blanqueada"		Roca Fresca
	Parte central (adyacente a la fractura)	Zona intermedia	
plagioclasa (*)	An ₃₇	An ₃₈	An ₃₈
anfíbola primaria	nada	nada	común
actinolita	común	nada	nada
turmalina	abundante	escasa	nada
apatita	granos grandes (abundante)	granos grandes (común)	granos pequeños (escaso)
epidota	granos grandes (común)	granos grandes (escaso)	granos pequeños (indicios)

(*) Determinaciones de la composición en platina universal usando el método de Turner (1947)

Profundidad de emplazamiento

Se pueden establecer límites aproximados en la profundidad del emplazamiento del batolito. Las rocas más jóvenes de la región de Copiapó invadidas por el Batolito Andino, son aquellas de la formación Hornitos post-neocomiana (Albiana?). Por lo tanto to-

mando el nivel actual de erosión (expuesto principalmente en la formación Nantoco), la profundidad del emplazamiento del batolito puede estimarse a partir del espesor estratigráfico las formaciones post-Nantoco, hasta e incluyendo la formación Hornitos, la cual presumiblemente cubrió el área de Tierra Amarilla.

Esta profundidad sería aproximadamente de 8 km, sujeto a las siguientes limitaciones:

- 1) Se desconoce el espesor exacto de la cubierta sedimentaria, debido a las discordancias en la sección y debido a que parece poco posible, aunque no puede ser probado, que la sección mesozoica completa se haya acumulado en un solo lugar.
- 2) No se conoce el espesor de la formación Hornitos removido por la erosión antes de la depositación de las rocas terciarias. Si se supone que la profundidad del emplazamiento es de 8 km, la presión total de la carga podría ser aproximadamente 2,3 kilobars, si es que se usa la conversión de Kennedy (1955) (1 bar equivale aproximadamente a 12 pies de carga de roca).

METAMORFISMO DE CONTACTO

El emplazamiento del batolito produjo una ancha aureola de contacto (de hasta 3,5 km) de skarns de calco-silicatos, rocas córneas y rocas metavolcánicas (fig. 2). En otros lugares se han indicado características importantes del metamorfismo de contacto (Ruiz, 1942; Segerstrom y Ruiz, 1962; y Tilling, 1963b, c) las que serán discutidas en detalle en un informe posterior.

AGRADECIMIENTOS

Muchas instituciones y particulares cooperaron para hacer posible la realización de este estudio. Un organismo de Becas de los Estados Americanos (OEA) sufragó los gastos de transporte a y desde Chile.

El Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG) conjuntamente con la rama extranjera del Servicio Geológico de los Estados Unidos proporcionaron todo el apoyo logístico para el trabajo de terreno. El Sr. Carlos Ruiz F., Director del IIG al efectuarse este trabajo, y miembros del Grupo del U.S. Geological Survey en Chile colaboraron en gran manera durante todas las fases del estudio.

Agradezco especialmente al Sr. Kenneth Segerstrom, U.S. Geological Survey, quien me guió en el área de Copiapó y gentilmente me proporcionó mucha información pertinente a la Geología Regional. De gran provecho fueron las críticas y las conversaciones sobre problemas geológicos sostenidas con Segerstrom, John De Neufville y Ruiz.

Este informe representa una parte de la tesis para obtener el título de Doctor, enviada a la Universidad de Yale, bajo la dirección de los profesores Matt S. Walton y M. Leroy Jensen. Mis agradecimientos también a las siguientes personas: a los geólogos del IIG

Francisco Ortiz y Aldo Moraga; al Sr. Aquiles Zentilly y familia, en cuya casa fui invitado durante mis breves estancias en Santiago; y a George Erickson y Kenneth Segerstrom, del U.S. Geological Survey, por leer críticamente la primera versión de este informe y por sus sugerencias hechas con el fin de mejorarlo.

REFERENCIAS

- Biese, N.W.**, 1942, La distribución del Cretáceo Inferior al sur de Copiapó. Santiago, An. Primer Congr. Panamer. Ing. Minas y Geol., t. 2, p. 429 - 466.
- Bowen, N.L.**, 1928, The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334 p.
- Brüggen, J.**, 1950, Fundamentos de la Geología de Chile. Santiago, Inst. Geogr. Mil., 374 p., 108 figs., 6 fot., 1 mapa geol.
- De Neufville, J.**, 1961, Stratigraphy, batholith emplacement, and contact metasomatism at Cerro Tierra Amarilla, near Copiapó, Atacama Province, Chile. A dissertation presented to the faculty of the Scholars of the House Program, Yale University (unpublished), 143 p.
- Kennedy, G. C.**, 1955, Some aspects of the role of water in rock melts. Geol. Soc. America Spec. Paper 62, p. 489 - 504.
- Korzhinskii, D.S.**, 1959, Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, Inc., New York, 142 p., (Translated from Russian).
- Ruiz, C.**, 1942, Estudio geológico de la región Ojancos-Punta del Cobre. Santiago, An. Primer Congr. Panamer. Ing. Minas y Geol. p. 1186-1225.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Rose, H., Segerstrom, K., and Stern, T.W.**, 1961, Ages of batholithic intrusions of Northern and Central Chile. Geol. Soc. America Bull., v. 72, n. 10, p. 1551-1560.
- Segerstrom, K.**, 1959, Geología del cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama: Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 1, n. 1, 33 p.
- , 1960, Structural geology of an area east of Copiapó, Atacama Province, Chile. 21st. Internat. Geol. Cong. (Copenhagen), Part XVIII, p. 14 - 20.
- , 1967, Geology and ore deposits of central Atacama Province, Chile. Geol. Soc. America Bull., v. 78, n. 3, p. 305-318.
- Segerstrom, K., and Parker, R.L.**, 1959, Geología del cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol. Carta Geol. Chile, v. 1, n. 2., 33 p.

- Segerstrom, K., Levi de Valenzuela, B., Mehech, S.,** 1960, Geología del cuadrángulo Chamonate, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 2, n. 3, 42 p.
- Segerstrom, K., and Ruiz, C.,** 1962, Geología del cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 3, n. 1, 115 p.
- Segerstrom, K., Thomas, H., and Tilling, R.,** 1963, Geología del cuadrángulo Pintadas, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol., Chile. Carta n. 12, 52 p.
- Segerstrom, K. and Henriquez, H.,** 1964, Cavities or "tafoni", in rock faces of the Atacama Desert, Chile: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 501C, p. C121-C125.
- Tilling, R.I.,** 1963a, Batholith emplacement and contact metamorphism in the Paipote-Tierra Amarilla area, Atacama Province, Chile. Doctoral dissertation, Yale University (unpublished), 195 p.
- , 1963b, Batholith emplacement and contact metamorphism near Tierra Amarilla, Atacama Province, Chile (Abstract). Geol. Soc. America, Spec. Paper 76, p. 166 - 167.
- , 1963c, Disequilibrium skarns of the Tierra Amarilla aureole, Atacama Province, Chile (Abstract). Geol. Soc. America, Spec. Paper 76, p. 167.
- Turner, F.J.,** 1947, Determination of plagioclase with the four-axis universal stage. Am. Mineralogist, v. 32, p. 389 - 410.

FAUNA VALANGINIANA DE PENINSULA BYERS, ISLA LIVINGSTON, ANTARTICA

VLADIMIR COVACEVICH C. Depto. de Geología Universidad de Chile. Actualmente en el Inst. Investigaciones Geológicas.

RESUMEN

El estudio de la fauna presente en un nuevo nivel fosilífero en Península Byers, Isla Livingston, Antártica, ha permitido determinar la presencia de 15 especies diferentes de moluscos. Dos de ellas, *Nucula (Nuculoma) livingstonensis* y "*Macrocallista*" *antarctica*, son dadas a conocer como formas nuevas para la ciencia. Los ammonoideos, representados por *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin, *B. aff. gerardi* (Stoliczka), *Uhligites* sp. (sp. nov.?) y *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn, permiten fijar la edad del conjunto en el Valanginiano, además de establecer, a la luz de los conocimientos actuales, estrechas vinculaciones con las faunas de la Provincia Este Africana (Sud Africa y Madagascar). Estos fósiles se ubican estratigráficamente por debajo de los niveles del Cerro Negro, con una tafoflora Barremiana y por encima de los horizontes con *Spiticeras (S.) cf. spitiensis* (Blanford) del Berriasiano de Isla Livingston.

ABSTRACT

This work deals with a new fossiliferous level from Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica, which contains 15 different mollusk species. Two of them *Nucula (Nuculoma) livingstonensis* and "*Macrocallista*" *antarctica*, are described for the first time. Ammonites, characterized by *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin, *B. aff. gerardi* (Stoliczka), *Uhligites* sp. (sp. nov.?) and *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn, permit to assign to this assemblage a Valanginian age showing close faunistic relations with East African Cretaceous marine Province (South Africa and Madagascar). These fossils are stratigraphically under the Cerro Negro continental beds - with a Barremian fossil flora -, and over previously known levels with *Spiticeras (S) cf. spitiensis* (Blanford) from Livingston Island Berriasian.

en colaboración con el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

En Península Byers se procedió a la revisión e incremento de las colecciones fosilíferas en los puntos ubicados con anterioridad por Araya y Hervé (1965), González y otros (1970) y Valenzuela y Hervé (1972) en las secuencias sedimentarias marino-continuales mesozoicas expuestas en esa zona. El muestreo de dicha secuencia permitió descubrir nuevos horizontes fosilíferos que resultan de gran importancia en la interpretación del marco estratigráfico regional y que son los que motivan el presente trabajo, que es el primero de una serie de publicaciones en preparación para cada una de las diferentes asociaciones faunísticas fósiles que se presentan en Península Byers. El nuevo nivel, caracterizado por diversas formas de moluscos fósiles con una edad que asignamos al Valanginiano (Cretácico inferior, Neocomiano), se destaca no sólo por sus caracteres paleontológicos sino que también por su aporte estratigráfico al conocimiento geológico antártico como elemento de datación y de correlación con áreas vecinas.

Procedencia y Conservación de la Fauna

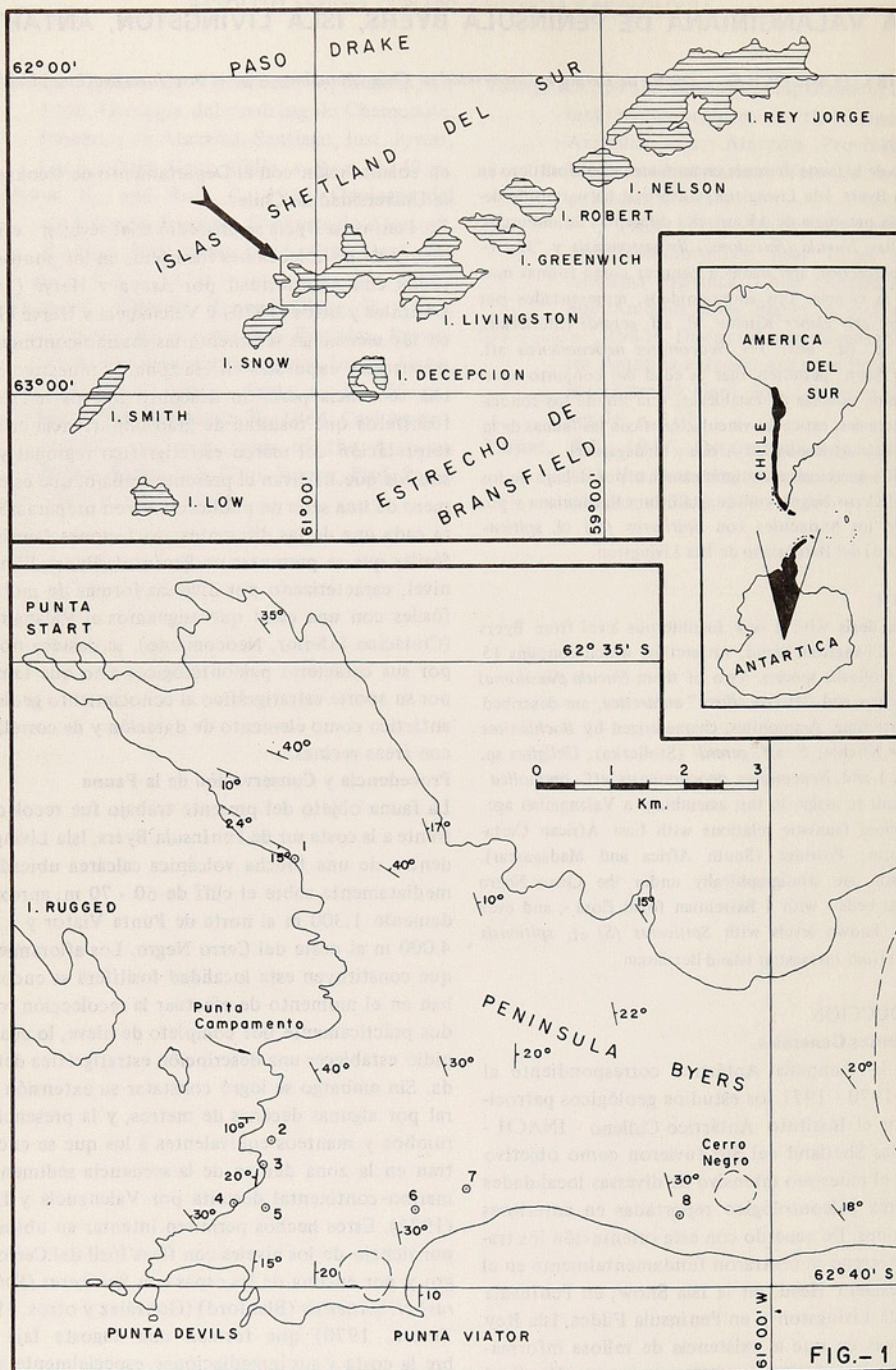
La fauna objeto del presente trabajo fue recolectada frente a la costa sur de Península Byers, Isla Livingston, dentro de una brecha volcánica calcárea ubicada inmediatamente sobre el cliff de 60 - 70 m, aproximadamente 1.300 m al norte de Punta Viator y a unos 4.000 m al oeste del Cerro Negro. Los afloramientos que constituyen esta localidad fosilífera se encontraban en el momento de efectuar la recolección rodeados prácticamente por completo de nieve, lo cual impidió establecer una descripción estratigráfica detallada. Sin embargo se logró constatar su extensión lateral por algunas decenas de metros, y la presencia de rumbos y manteos equivalentes a los que se encuentran en la zona dentro de la secuencia sedimentaria marino-continental descrita por Valenzuela y Hervé (1972). Estos hechos permiten intentar su ubicación por debajo de los niveles con flora fósil del Cerro Negro y por encima de las capas con *Spiticeras (Spiticeras) cf. spitiensis* (Blanford) (González y otros, 1970; Tavera, 1970) que forman una angosta faja sobre la costa y sus inmediaciones, especialmente al sur de Punta Campamento (fig. 1).

Aprovechamos esta ocasión para dar a conocer la po-

INTRODUCCION

Antecedentes Generales.

Durante la Campaña Antártica correspondiente al período 1970 - 1971 los estudios geológicos patrocinados por el Instituto Antártico Chileno - INACH - en las Islas Shetland del Sur tuvieron como objetivo principal el muestreo intensivo de diversas localidades con interés paleontológico reportadas en anteriores expediciones. De acuerdo con esta orientación los trabajos de terreno se centraron fundamentalmente en el Cabo President Head, en la Isla Snow; en Península Byers, Isla Livingston y en Península Fildes, Isla Rey Jorge, áreas en que la existencia de valiosa información geológica previa permitió una integración final satisfactoria. El proyecto forma parte del programa de investigaciones antárticas desarrollado por INACH



sición de las restantes localidades fosilíferas descubiertas durante el desarrollo del trabajo de terreno con la indicación preliminar de sus principales constituyentes, materiales con los que se están preparando las entregas futuras.

Considerando el tipo de sedimento en que aparecen incorporados los especímenes colectados puede decirse que su conservación es bastante buena y posibilita su adecuado estudio paleontológico. Ello se debe principalmente al pequeño tamaño del material fosilífero y a su relleno por un fino cemento calcáreo que los protegió de la fracción gruesa del sedimento y de los procesos diagenéticos posteriores que habrían dificultado aún más su posibilidad de fosilización. La preparación manual del material, aunque lenta y muy delicada, permitió exponer gran parte de los caracteres necesarios para la determinación taxonómica de las principales especies representadas. En el caso de los bivalvos fue posible descubrir diversos rasgos internos de las valvas (*v.gr.*, charnela de los nuculoideos) y en los ammonoideos, como ocurrió con el género *Uhligites*, la observación y estudio de las líneas de sutura y diferentes etapas del crecimiento. Sin embargo, por efecto de la compactación del sedimento, estos últimos presentan sus cámaras de habitación deformadas impidiendo la visión de valiosos antecedentes morfológicos. La pequeña talla de todas estas formas ha hecho igualmente muy difícil su separación

total de la roca, motivo por el cual muchos datos de interés han quedado ocultos por ella.

Trabajos Anteriores

El área de Península Byers, en Isla Livingston, ha sido objeto de numerosas expediciones científicas, tanto extranjeras como nacionales, que han entregado datos de gran importancia para completar el esquema bioestratigráfico y geológico de las Islas Shetland del Sur y ampliar sus vinculaciones con la Península Antártica y otras áreas vecinas. Las observaciones obtenidas por ellas en relación con el tema que nos preocupa puede obtenerse de Hernández y Azcárate (1971). Desde el punto de vista paleozoológico cabe destacar los recientes aportes de Tavera (1970) por la descripción de diversas formas de ammonoideos, que fueron colectados por E. Valenzuela y F. Hervé entre 1968 y 1970, que le permiten reconocer por lo menos la presencia de las zonas de *Lyttohoplites burckhardtii* y de *Cuyanicerias transgrediens* (Titoniano superior a Berriasiano superior).

Hernández y Azcárate (1971) en base a una taflora colectada por R. Araya y F. Hervé, en 1965, en los alrededores del Cerro Negro, asignaron a esos horizontes, los más altos estratigráficamente de Península Byers, una edad tentativa Barremiano (Cretácico inferior). Dicha flora muestra marcadas afinidades con la flora fósil de la Formación Baqueró (Santa Cruz, Argentina).

- Figura 1** Mapa de ubicación de las localidades fosilíferas muestreadas durante la temporada 1970 - 1971 en Península Byers, Isla Livingston. En el presente trabajo se describen los materiales paleontológicos procedentes del punto 250171/1 (Punto 6). Antecedentes estructurales adaptados de Valenzuela y Hervé (1972) y González y otros (1970).
- Punto 1** *Berriassella* ? sp., *Pseudolissoceras*? sp., *Belemnites (Hibolites) jaculum* (Phillips) Feruglio in Tavera, 1970. Principalmente Titoniano. (190171/1).
- Punto 2** *Spiticeras (Spiticeras)* sp., *Himalayites* sp., *Inoceramus* sp., etc. Berriasiano. (180171/3).
- Punto 3** *Spiticeras (Spiticeras)* sp. Berriasiano. (180171/4a).
- Punto 4** *Spiticeras (Spiticeras)* cf. *spitiensis* (Blanford) in González y otros (1970) y Tavera (1970). Berriasiano. (210171/1).
- Punto 5** *Spiticeras (Spiticeras)* sp., *Inoceramus* sp., *Nucula* sp., etc. Berriasiano. (210171/3).
- Punto 6** Nivel con *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn, *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin, *Uhligites* sp. (sp. nov.?), etc. Este trabajo, Valanginiano. (250171/1).
- Punto 7** Flora fósil en impresiones carbonosas (240171/1 y 250171/3).
- Punto 8** Flora del Cerro Negro (Hernández y Azcárate, 1971). Barremiano, comparable con la flora fósil de la Formación Baqueró (Santa Cruz, Patagonia).

Composición de la Fauna

De las muestras obtenidas en terreno se logró formar una colección paleontológica compuesta por cerca de 72 ejemplares de invertebrados agrupados en las clases Scaphopoda, Gastropoda, Bivalvia y Cephalopoda. Junto a ellos se presentan además diversos restos aislados de peces, que incluyen algunas vértebras, espinas y fragmentos craneales muy incompletos, abundantes trozos carbonizados de origen vegetal y una impresión de hoja fósil.

De la observación de la tabla adjunta se desprende que del total de individuos estudiados, los ammonoideos están representados por tres familias, comprendiendo, con 35 ejemplares, un 49% del conjunto faunístico. Los bivalvos, con 33 individuos, determinan cerca de un 46% de la misma fauna, mientras que los gastrópodos y escafópodos con tres formas diferentes (una no descrita) y un número igual de ejemplares, son ele-

mentos de pequeña importancia en la constitución final del conjunto. Los tres últimos grupos de moluscos están caracterizados por especies pequeñas y en la mayor parte de los casos por un reducido número de ejemplares, con excepción de *Nuculoma*. Para la determinación del número de bivalvos se consideró en cada caso el tamaño de las valvas como criterio determinante en su diferenciación cuantitativa.

Entre los ammonoideos, el género *Uhligites*, con cerca de 23 especímenes, es el taxon más abundante y constituye el elemento más característico de esta fauna. La presencia adicional de *Bochianites* y en especial de *Neocomites*, ambos de gran valor estratigráfico y con una distribución prácticamente cosmopolita (fig. 12), confieren al horizonte portador una edad bastante precisa y aportan valiosos antecedentes en la interpretación paleobiogeográfica extraantártica.

Clase	Familia	Géneros	Número de individuos	% de la fauna total
Cephalopoda			35	48.6
	Bochianitidae	<i>Bochianites</i> spp.	9	12.5
	Oppeliidae	<i>Uhligites</i> sp.	23	33.9
	Berriaseillidae	<i>Neocomites</i> spp.	2	2.8
Bivalvia			33	45.8
	Nuculidae	<i>Nucula (Leionucula)</i> sp.	2	2.8
		<i>Nuculoma</i> sp.	12	16.7
	Malletiidae	<i>Malletia</i> sp.	2	2.8
	Pectinidae	<i>Chlamys</i> sp.	2	2.8
	Lucinidae	" <i>Lucina</i> " sp.	2	2.8
	Veneridae	" <i>Macrocallista</i> " spp.	5	6.9
Gastropoda			3	4.2
	Phasianellidae	" <i>Phasianella</i> "	1	1.4
Scaphopoda			1	1.4
	Dentaliidae	<i>Dentalium</i>	1	1.4
			72	100.0

Tabla 1. Relaciones biológicas cuantitativas entre los diferentes géneros en estudio y la fauna total.

Descripción del sedimento y del ambiente

El material en que se encuentra incluida la fauna que motiva este trabajo corresponde a una roca sedimentaria detrítica constituida por fragmentos angulosos a subangulosos con tamaños entre 1 y 10 mm, con predominio de clastos entre 2 y 3 mm, entre los que se

advierten algunos que pueden alcanzar hasta 65 mm. Ellos corresponden casi en su totalidad a rocas ígneas volcánicas, entre las cuales pueden distinguirse, en un corte transparente, dos tipos fundamentales:

- Rocas con textura afanítica o porfírica (25%), relativamente densas, con un porcentaje bajo a

ausente de vesículas o amígdalas, de colores intermedios a oscuros y carácter intermedio. Estos fragmentos presentan en algunos casos una alteración a sílice micro y criptocristalina, clorita y/o calcita.

- b. **Rocas volcánicas con textura vítrea (50⁰/o)**, de posible carácter ácido, muy vesiculares, semejante a piedra pómez. En estos fragmentos las vesículas se presentan rellenas con cristales únicos de calcita, mientras que la masa fundamental o, paredes de las amígdalas, están reemplazadas por calcita en cristales alargados con ordenamiento fluidal. Tanto las amígdalas calcíticas originales como la masa vítrea (reemplazada por calcita) se encuentran recristalizadas, constituyendo sectores en los que cristales calcíticos únicos engloban a ambas. Estos sectores tienen contactos en el interior de los fragmentos en forma de mosaicos suturados. Algunos fragmentos vítreos amigdaloidales presentan la masa vítrea recristalizada parcialmente a sílice y/o clorita, sin evidencias de reemplazo por calcita.

Además de los fragmentos líticos mencionados existen escasos granos de plagioclasa (5⁰/o), con un tamaño cercano a 1 mm. Los restos orgánicos son poco frecuentes (5⁰/o) y corresponden a posibles espinas o vértebras de peces silicificadas y a trozos de bivalvos y eventualmente gastrópodos, los que pueden estar reemplazados en parte por clorita. El cemento de la muestra está constituido por carbonato de calcio esparítico (15 - 20⁰/o) recristalizado que, debido a la ausencia de matriz, ocupa la totalidad del espacio poral de la roca. De acuerdo al sistema de clasificación propuesto por Folk (1959) la muestra puede ser definida como una Litavolcarudita calcárea calcitizada (Varela, J., 1975, comunicación escrita).

Apoyados en la regular selección, el grado de angulosidad y la escasa alteración primaria de los componentes líticos, que presentan un marcado carácter volcánico, además de la presencia de restos vegetales carbonizados y de algunas hojas, pueden estimarse condiciones de depositación costera en la zona mesolitoral donde existiría energía suficiente como para producir el transporte del material correspondiente a la matriz.

En este ambiente se produjeron frecuentes aportes clásticos continentales, de áreas cercanas, sin mediar un transporte muy prolongado del material sedimentario. En su zona de origen se puede visualizar el desarrollo de un manifiesto proceso erosivo sobre un relieve con rasgos juveniles constituido principalmente por rocas volcánicas andesíticas, a las que se deben agregar los aportes a través de medios acuosos o aéreos de

los fragmentos pumicíticos.

Condiciones de depositación similares a las descritas se presentan en los horizontes que incluyen la fauna de *Spiticeras* cf. *spitiensis* (Blanford) de edad Berriasiana sobre la faja costera occidental de Península Byers, al Sur de Punta Campamento. Estas evidencias manifiestan la existencia de una zona en la que se producen frecuentes oscilaciones del nivel del mar, y por lo tanto de la línea de costa, facilitadas por una posible inestabilidad de las áreas emergidas que, a modo de islas volcánicas, aportan los materiales que constituyen la secuencia sedimentaria de Península Byers. Valenzuela y Hervé (1972) reconocen en ella, bajo la denominación de Unidad antigua ("Older Unit"), depósitos marinos y continentales con rocas volcánicas ácidas a básicas que incluyen diversos términos litológicos comparables con los que componen la roca que se ha acabado de describir.

Los antecedentes paleontológicos disponibles se oponen en cambio a la opinión de estos autores en el sentido que esta unidad grada ... "laterally from west to east, from marine to continental facies" (*op. cit.*, p. 83, 89) por una interpretación demasiado amplia del valor cronológico de las faunas y floras fósiles existentes en ella. A nuestro entender la secuencia estratigráfica presenta en posición normal por lo menos dos episodios marinos marcadamente litorales: el primero en el Berriasiano y el segundo en el Valanginiano, sobre los que se disponen los depósitos continentales, más jóvenes, con la flora de Cerro Negro (Barremiano) y no necesariamente un paso progresivo de facies marinas a continentales de oeste a este.

Sistemática

En la determinación de las especies que nos preocupan se ha tratado en lo posible de alcanzar su total reconocimiento taxonómico. A pesar de ello, en diversas oportunidades preferimos mantener abierta la designación final cuando por carencia de información bibliográfica, o por la mala preservación del material paleontológico, no pudo alcanzarse la meta deseada. Han influido también factores como el pequeño tamaño de las especies, la falta de caracteres distintivos o el hecho de contar con una cantidad insuficiente de individuos como para conocer el rango de variación morfológica.

Por estos motivos muchas especies nuevas han permanecido tentativamente como "sp. nov.?", aún cuando lo más probable parezca designarlas como tales. En otros casos, con "*Macrocallista*" y "*Lucina*" por ejemplo, hemos empleado una nomenclatura morfológica conservadora, quedando ella manifestada por las cremillas que acompañan al nombre asignado. La terminología "sp. ind." se empleó para aquellas for-

mas que no presentan suficientes rasgos para completar su identificación específica o para permitir su comparación total con especies conocidas. La distinción de especies diferentes dentro de un mismo género, debido a alguno de los antecedentes expuestos anteriormente, se hizo con letras mayúsculas en forma correlativa. Para los ammonoideos se han consultado en lo posible referencias originales y los trabajos más recientes que, a modo de revisión, destacan los principales caracteres que permiten su identificación genérica y específica. En todo caso, en las observaciones que acompañan a cada descripción se ha intentado establecer, por lo general un paralelismo con especies similares descritas previamente.

Para la nominación de *Nuculoma livingstonensis* sp. nov. y de "*Macrocallista*" *antarctica* sp. nov. se realizó un análisis bibliográfico intensivo en las áreas vecinas. La asignación propuesta para *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin y *B.* aff. *gerardi* (Stol.) queda a la espera de una futura comparación con los originales o plastotipos de estas interesantes especies, en especial con aquellas descritas para Sud Africa y Madagascar, y en la obtención de nuevos ejemplares que permitan completar el conocimiento ontogenético respectivo. La inseguridad de la determinación específica de *Uhligites* sp. (sp. nov.?) es el resultado de la deficiente información bibliográfica disponible, problema que es de esperar pueda ser solucionado en un futuro inmediato.

La clasificación seguida es la adoptada por el Treatise on Invertebrate Paleontology (R.C. Moore, ed.; Partes I, L y N), como una manera de seguir una pauta ya generalizada en la mayoría de los trabajos paleontológicos. Una síntesis de las especies estudiadas es la siguiente:

CLASE SCAPHOPODA

1. *Dentalium* sp. (sp. nov.?)

CLASE BIVALVIA

2. *Nucula* (*Leonucula*) sp. (sp. nov.?)
3. *Nuculoma livingstonensis* sp. nov.
4. *Malletia* sp. ind.
5. *Chlamys* sp. ind.
6. "*Macrocallista*" *antarctica* sp. nov.
7. "*Macrocallista*" sp. A (sp. nov.?)
8. "*Lucina*" sp. ind.

CLASE GASTROPODA

9. "*Phasianella*" sp. ind.

CLASE CEPHALOPODA

10. *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin.
11. *Bochianites* aff. *gerardi* (Stoliczka).
12. *Bochianites* sp. A.

13. *Uhligites* sp. (sp. nov.?)
14. *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sany.
15. *Neocomites* sp. ind.

La fauna descrita en este trabajo se encuentra depositada en la colección paleontológica del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, Santiago. Para cada muestra se ha utilizado la sigla DGCR y una numeración correlativa que corresponde a la Colección de Referencia oficial de tipos de la Sección Paleontología de Invertebrados de esta Institución. Plastotipos de las principales formas comentadas han sido incorporados a las colecciones del Instituto Antártico Chileno en el Museo Nacional de Historia Natural y del Instituto de Investigaciones Geológicas, ambos en la ciudad de Santiago.

Dibujo del material

Las diversas figuras que acompañan este trabajo fueron realizadas por el autor mediante el uso de una cámara clara y la ayuda del material fotográfico correspondiente. En ellas se ha tratado de resaltar en forma de esquemas simples los caracteres fundamentales de cada especie representada.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento al Instituto Antártico Chileno - INACH - patrocinante de los estudios paleontológicos realizados durante la campaña estival del año 1971. Al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, institución en la que se efectuó gran parte del trabajo de investigación teórico, bibliográfico y de fotografía.

Al Dr. J.W. Durham de la Universidad de California, Berkeley, por permitir la observación y estudio de materiales de ammonoideos europeos depositados en las colecciones de esa Universidad y facilitar el acceso del autor a las colecciones de la Academia de Ciencias de California, San Francisco, para estudiar las especies tipo de los bochianítidos californianos. A los Dres. J. Roman y Ph. Brebion, del Museo de Historia Natural de París, que posibilitaron la obtención de plastotipos y el estudio de las líneas de sutura de *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) y *Bochianites neocomiensis* (d'Orb.) de las colecciones originales de A. d'Orbigny. A los Dres. M.R.A. Thomson y B.J. Taylor del British Antarctic Survey, Birmingham, por facilitar la comparación de nuestros materiales con formas afines procedentes de la Isla Alexander I y a M. Cooper del Museo de Sud Africa por el envío de fotografías del tipo de *B. glaber* Kitchin.

A P. Hernández, Paleobotánico del Museo Nacional de Historia Natural, por su apoyo y compañía en la campaña de terreno.

Al profesor R. Martínez por las sugerencias recibidas en la lectura del manuscrito; a J. Varela por su colaboración en la interpretación del ambiente de deposición y descripción petroológica de la roca en que se encontró la presente fauna. A O. Alfaro por su valiosa y activa colaboración en la fotografía del material paleontológico y reducciones de láminas y figuras. Todos ellos miembros del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

DESCRIPCIONES SISTEMATICAS

Phylum MOLLUSCA

Clase SCAPHOPODA

Familia DENTALIIDAE Gray, 1834.

Género *Dentalium* Linné, 1758.

Dentalium sp. (sp. nov.?)

Lám. 1; figs. 1 - c.

Material. Un ejemplar con la concha conservada (DGCR 423), actualmente fragmentado en dos porciones.

Medidas. El espécimen que se describe se encuentra dividido en dos trozos, correspondiendo las figuras a la fracción posterior. Esta alcanza una longitud de 1.10 mm, con diámetros apical de 0.35 mm y anterior de 0.70 mm. El tamaño total es cercano a 1.65 mm.

Descripción. Conchilla muy pequeña, arqueada, con ángulo de expansión de 17° a 18° . Apice circular, algo desgastado, sin evidencias de estructuras especiales. Extremo anterior circular, salvo en su lado convexo, el que se presenta deprimido con una suave invaginación en su parte media producida posiblemente por efectos de la compactación(?) de esa área. La superficie externa está cubierta por 24 costas primarias longitudinales que en el lado dorsal se inician algo alejadas del ápice y cordones transversales finos, espaciados regularmente, que en su cruce con las costas determinan un relieve granular débil.

Observaciones. Los caracteres enunciados para esta diminuta forma concuerdan con el género *Dentalium* s.l., pero una designación taxonómica más precisa, a pesar de su buena preservación, se prefiere dejar abierta al carecer de una muestra más representativa de esta especie. Ella resulta fundamental para aclarar aspectos como el tamaño y la forma deprimida que se manifiesta en la zona ventral cerca de la abertura anterior de nuestro único ejemplar.

Clase BIVALVIA

Subclase PALAEOTAXODONTA

Orden NUCULOIDA

Superfamilia NUCULACEA Gray, 1824.

Familia NUCULIDAE Gray, 1824.

Género *Nucula* Lamarck, 1799

Nucula (*Leionucula*) sp. (sp. nov.?)

Text. fig. 3a - b. Lám. 1, fig. 2.

Materiales. Dos moldes internos, el menor incompleto y el segundo (DGCR 424), que se comenta a continuación, desprovisto de la concha y correspondiente a una valva derecha, permite distinguir esta forma como otro elemento en la asociación faunística que presentamos en esta oportunidad.

Descripción y dimensiones. Nuculoídeo de tamaño mediano, de contorno ovalado, alargado anteriormente, equivalvo e inequilátero con umbo deprimido, poco convexo, en su extremo posterior. Margen dorsal anterior casi recto que desciende para formar un borde anterior ampliamente redondeado; borde ventral convexo ascendente hacia la zona posterior que cae en ángulo recto desde el umbo.

En el molde interno se reconoce parte de la línea paleal, la cual se aleja hasta 1.10 mm de borde ventral en la región anterior. No alcanza a distinguirse la existencia de un seno paleal ni las impresiones musculares. En este molde la superficie cercana al borde ventral se presenta lisa, lo que refleja la ausencia de crenulaciones en la base de la concha.

En la zona dorsal anterior se conserva aún parte de la concha reconociéndose en ella sólo finas líneas de crecimiento. Al preparar parte de la charnela para tratar de observar algunas de sus características, se pudo comprobar que allí se disponen varios dientes que evidencian una típica dentición taxodonta. Este ejemplar mide 7.0 mm de longitud, 5.3 mm de altura, con un espesor aproximado del molde en una valva de 1.8 mm.

Observaciones. El espécimen en discusión no está suficientemente preservado como para permitir su comparación con especies nominadas con anterioridad o para intentar su atribución a una especie nueva. Los caracteres morfológicos que señalamos concuerdan en especial con el contorno y posición posterior del umbo de *Nucula pervicax* Feruglio (1936, p. 220 - 222, Lám. 23, figs. 4 - 10) por él descrita para el Salamanqueano de la Patagonia. Sin embargo esta especie se destaca en particular por un tamaño mucho mayor que la forma que discutimos para Isla Livingston.

Género *Nuculoma* Cossmann, 1907

Nuculoma livingstonensis sp. nov.

Lám. 1, figs. 3a - 3g.

Materiales. Se dispone de por lo menos ocho valvas aisladas, pertenecientes a distintos individuos, en diferente estado de conservación. De ellos se ha elegido como holotipo una valva derecha, dispuesta sobre la roca, con parte del borde ventral posterior defectuoso (DGCR 425). Los ejemplares restantes (DGCR 426, 427 - 1 al 6), todos de distinto tamaño, separados como paratipos permiten completar la descripción de la

especie. Se encuentran en general como moldes internos parcialmente cubiertos por la concha.

Diagnosis. Bivalvo con test subtrigonal, equivalvo, elongado anteriormente con umbo opistógiro posterior. Bordes dorsal y posterior prácticamente rectos, anterior redondeado, algo anguloso en su zona media y ventral convexo. Superficie valvar cubierta por estrías concéntricas de crecimiento, algo onduladas, más fuertes que en la lúnula y área. Lúnula amplia, lisa lanceolada, normal al plano de simetría. Dentición taxodon-

ta con resilifer triangular.

Derivación del nombre. Hace referencia al lugar de su hallazgo en Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártica.

Posición estratigráfica. Valanginiano de Isla Livingston. Nivel con *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* (Sayn), *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin, etc.

Medidas. En la siguiente tabla se entrega una síntesis métrica de los diferentes ejemplares utilizados en la designación de esta especie.

	Longitud	Altura	Espesor	Altura	
				Longitud	Observaciones
1. DGCR	425	16.3	4.9	80.9	Holotipo; VD.
2. DGCR	426	14.0	3.6 +	79.3	Paratipo; VI.
3. DGCR	427 - 1	13.0	3.1 +	79.2	Paratipo; VD.
4. DGCR	427 - 2	13.3	3.5 +	76.7	Paratipo; VI.
5. DGCR	427 - 3	7.9	2.0 +	79.7	Paratipo; VI.
6. DGCR	427 - 4	8.9	2.0 +	73.0	Paratipo; VI.
7. DGCR	427 - 5	11.5	2.9 +	74.8	Paratipo; VD.
8. DGCR	427 - 6	15.6	3.5 +	73.7	Paratipo; VD

Nota. (+) La concha no se conserva o lo hace parcialmente sobre el molde. VD: valva derecha; VI: valva izquierda. El espesor medido corresponde al de una valva.

Descripción. Nuculoídeo de contorno subtrigonal, de tamaño mediano, con concha gruesa, equivalva e inequilátera, bastante convexa y elongada anteriormente. Borde dorsal anterior recto infectado hacia abajo, formando una curva suave obtusa al pasar al borde anterior. El margen anterior es redondeado y algo anguloso en su parte media, en coincidencia con la prolongación de la arista umbonal anterior. Margen ventral suavemente convexo en toda su extensión, curvándose con fuerza al llegar al borde posterior. Este sigue un trazado ligeramente convexo, casi recto en el lado inferior. Umbo opistógiro, sobresaliente de la línea charnelar, con su extremo prácticamente en contacto con la unión de las valvas. Se ubica muy cerca del borde posterior y en él se mide la máxima altura de la valva. Su contorno queda delimitado por los márgenes externos de la lúnula (zona posterior) y del área bajo un ángulo de 84° , los que son más abruptos hacia la zona dorsal. La lúnula está formada por una superficie plana, perpendicular al plano de unión de las valvas y cubiertas por estrías de crecimiento, que se hace más excava-

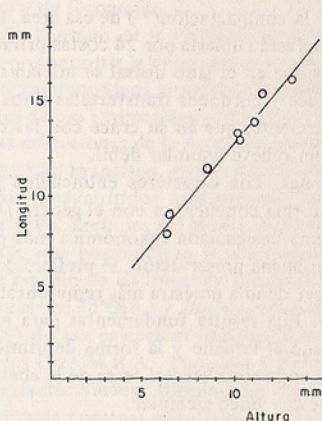


Gráfico mostrando la relación entre la longitud y la altura de las valvas de *Nuculona livingstonensis* sp. nov. Península Byers, Isla Livingston.

da cerca del umbo como consecuencia de la orientación opistógira de éste. En su borde externo un canto o arista umbonal la separa del flanco determinando una forma general lanceolada.

En la zona dorsal el área está limitada por una inflexión suave que a modo de arista en las cercanías del umbo, se va debilitando para terminar en la parte media del borde anterior. Su ornamentación, muy similar a la de la lúnula, corresponde con la de los flancos pero es menos marcada.

Los flancos están caracterizados por una ornamentación compuesta por estrías concéntricas de crecimiento que forman ondulaciones bajas de trazado continuo. Utilizando luz incidente muy baja se ha podido observar en el holotipo evidencias de tenues pliegues radiales sobre el flanco (lám. 1, fig. 3e.). La charnela, despejada parcialmente en varios paratipos, muestra con claridad 8 a 9 dientes anteriores y 5 a 6 posteriores, que se disponen en línea separados por un ángulo cercano a los 115° . Bajo ambas corridas de dientes y del umbo se presenta un resillifer triangular.

La observación de los moldes internos revela además algunos otros caracteres de interés. Se evidencia que la impresión muscular anterior es más profunda y fuerte que la posterior y que ambas quedan unidas por una línea paleal entera. El flanco del molde, antes de alcanzar la arista posterior, presenta un relieve cóncavo, a modo de un sulcus suave, y en esta arista quedan al parecer ubicadas varias impresiones pedales alineadas dorsoventralmente. El umbo, en el molde, es mucho más aguzado que el aspecto que muestra en el exterior. Sobre la zona ventral no se distinguen crenulaciones, lo que manifiesta un borde ventral interno liso en la concha.

Observaciones. En la determinación específica de *Nuculoma livingstonensis* se ha puesto especial énfasis en su comparación con formas similares descritas con anterioridad para secuencias sedimentarias del hemisferio sur.

Por las posibles vinculaciones faunísticas con Sud Africa es indispensable establecer su diferenciación de *Nucula uitenhagensis* Kitchin (1908, p. 87; Lám. 2, fig. 13) del Valanginiano superior de Uitenhage. El contorno oval y redondeado de esta especie se opone claramente a la forma subtrigonal y de umbo más aguzado que caracteriza a los ejemplares de Isla Livingston.

Nucula pueyrredonensis Stanton (1901, p. 17-18; Lám. 4, figs. 8 y 9) de los alrededores del Lago Pueyrredón (Belgrano Beds, Patagonia) es similar en forma y escultura con nuestra especie. Sin embargo su zona antero-dorsal es más suave y no presenta un cambio de relieve en su pasaje al flanco, que en *N. livingstonensis*

determina una suave angulosidad en el borde anterior. De acuerdo con la figura entregada por Stanton, existen además, claras diferencias en la terminación ventral del borde posterior y en el contorno del umbo. Collignon (1950, p. 61; Lám. 1, figs. 4 y 5) describe para el Albiano de Mokaraha (Madagascar) la especie *Nucula hourqi* que se separa de nuestra forma por su lúnula cordiforme muy excavada, un borde anterior redondeado, detenciones más claras del crecimiento reflejadas en la ornamentación y zona postero-ventral más elongada.

Nucula kibberiana Holdhaus (1913, p. 431; Lám. 99, figs. 1a - c) aunque notablemente similar a la especie de Livingston, puede distinguirse por su borde anterior ampliamente redondeado y un área que parece ser más estrecha y profunda, aún cuando en esa región la forma descrita por Holdhaus se encuentra algo deformada.

De los nuculoideos mencionados por Marwick (1953) para el Jurásico superior de Nueva Zelanda *Nucula (Paleonucula) cuneiformis* Sowerby (op. cit., p. 87; Lám. 10, figs. 1 - 3) guarda también una estrecha relación en tamaño y contorno con la nueva especie. En comparación con las figuras ofrecidas, ella se diferencia por un umbo más fuerte y amplio, con un borde ventral más convexo. Agrawal (1956, p. 51) al discutir las formas determinadas como *N. (P.) cuneiformis*, de las "Habo series inferiores" en el Caloviano de India, indica que ellas serían diferentes de la especie figurada por Marwick. Desgraciadamente no nos ha sido posible consultar las figuras correspondientes presentadas por Cox (1940) en la Paleontographica India.

Es conveniente separar nuestra especie de *N. taliabuttica* Boehm (1907, p. 52 - 53; Lám. 8, figs. 1 - 3) y de *N. truncata* Camacho (in Furque y Camacho, 1949; p. 281; Lám. 2, fig. 1). La primera se reconoce con facilidad por su borde anterior ampliamente redondeado, lúnula acorazonada profunda y dientes más numerosos. La especie descrita por Camacho para el Cretácico superior de Tierra del Fuego, hasta donde la ilustración lo permite, parece distinguirse por su ornamentación ondulosa más fuerte y un tamaño algo mayor.

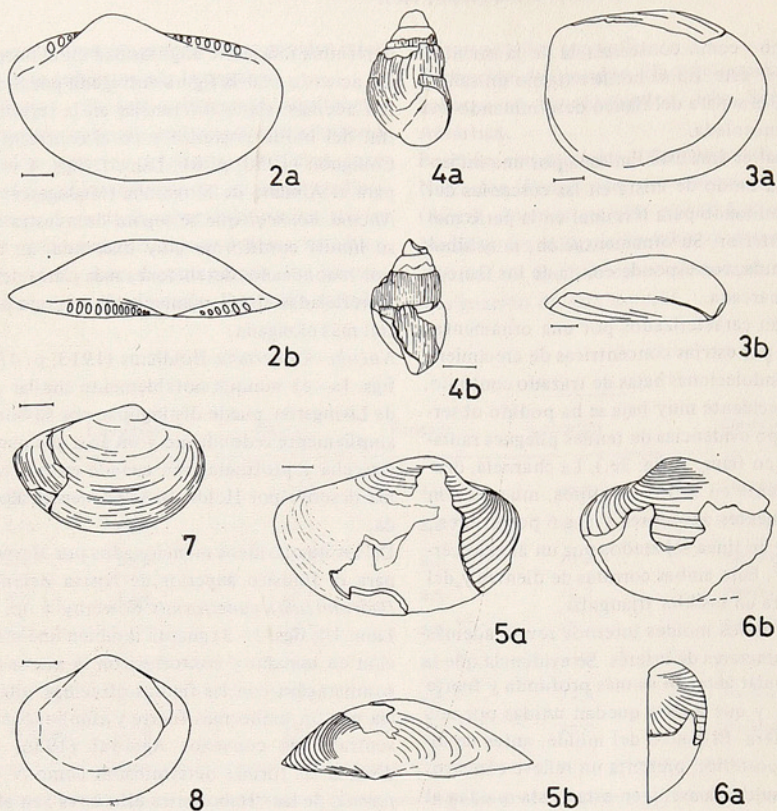
Superfamilia NUCULANACEA Adams y Adams, 1858.
Familia MALLETIIDAE Adams y Adams, 1858.

Género *Malletia* des Moulins, 1832.

Malletia sp. ind.

Text. fig. 2a - b.

Materiales. Un molde interno de una valva izquierda (DGCR 428) que define el contorno y región charnelar de esta forma. Un molde de una valva derecha, de



Figuras 2 - 8. Fósiles valanginianos, Península Byers, Isla Livingston. Escala en milímetros.

- 2a - b. *Malletia* sp. ind. Molde interno de una valva izquierda en vistas lateral y dorsal. DGCR 428.
- 3a - b. *Nucula* (*Leionucula*) sp. (sp. nov.?). Molde interno de una valva derecha en vistas lateral y dorsal. DGCR 424.
- 4a - b. "*Phasianella*" sp. ind. Vistas apertural y lateral. DGCR 433 - 1.
- 5a - b. "*Macrocallista*" *antarctica* sp. nov. Valva derecha en vistas lateral y dorsal del holotipo. DGCR 431.
- 6a - b. "*Macrocallista*" *antarctica* sp. nov. Valva izquierda en vistas anterfor y lateral de un paratipo. DGCR 431 - 1.
7. "*Macrocallista*" sp. A (sp. nov.?). Valva derecha en vista lateral. DGCR 432.
8. "*Lucina*" sp. ind. Molde interno de una valva con estructuras imperfectas. DGCR 433.

menor tamaño muy fragmentario (DGCR 428 - 1).

Dimensiones. Longitud de 8.7 mm, de altura 5.1 mm y de espesor de una valva, en el molde, cercano a 1.8 mm.

Descripción. Molde interno de forma subelíptica con el umbo a un tercio del extremo anterior, alcanzando la línea charnelar, la cual sigue un trazado casi recto. Concha elongada posteriormente y bastante convexa según un plano transversal pasando por el umbo. Borde anterior y posterior redondeados, el primero algo más anguloso; el ventral suavemente convexo, subparalelo al dorsal. El área charnelar presenta al menos 6 dientes anteriores y cerca de 12 posteriores.

No se ha observado la concha del ejemplar, ni impresiones de su posible ornamentación sobre el molde. Tampoco se distinguen trazas de la línea paleal o de las impresiones musculares.

Observaciones. El estado de conservación de este material no permite intentar un estudio comparativo con otras especies atribuidas en la literatura a este género.

Subclase PTERIOMORPHIA

Orden PTERIOIDA

Superfamilia PECTINACEA Rafinesque, 1815.

Familia PECTINIDAE Rafinesque, 1815.

Género *Chlamys* Roding, 1798.

Chlamys sp. ind.

Lám. 1, figs. 4a - b.

Materiales. Disponemos de dos moldes internos de contorno incompleto, uno de ellos conservando parte de las orejas (DGCR 429) y el segundo con trozos de la concha aún adheridos al molde externo (DGCR 430).

Dimensiones. El primero de los especímenes alcanza 18.0 mm de altura y el segundo 16.3 mm. El ancho no puede ser obtenido directamente debido a la condición fragmentaria del material disponible.

Descripción. Individuos de concha pequeña, simétrica, de contorno casi circular, moderadamente convexa con ornamentación radial fuerte reflejada en el molde interno. En la superficie de este molde se cuentan de 13 a 14 costillas simples de sección ondulosa, que se encuentran separadas por espacios de igual o menor ancho, también ondulados. En el molde esta ornamentación comienza a poco más de 3 mm del umbo, desde donde muy atenuadas van aumentando gradualmente su relieve hacia el margen ventral. La superficie de la concha parece estar cubierta por finas líneas de crecimiento. La línea charnelar, en parte visible sobre una de las impresiones, muestra un trazado rectilíneo. No ha sido posible reconocer otros caracteres en esta forma.

Observaciones. Al referirse a colecciones del Cretácico inferior de Isla Alejandro I (Aptiano, Antártica),

Cox (1953, p. 9; Lám. 2, fig. 2) describe como, "*Pecten*" sp. ind. una forma más pequeña que la muestra. En correspondencia de tamaño, se distingue por poseer sólo "eight broadly rounded ribs" en vez de 13 o 14 que caracterizan a la especie de Livingston.

El *Pecten octoplicatus* Stanton (1901, p. 14; Lám. 4, figs. 2 y 3) procedente de las "Belgrano Beds" de Patagonia se distingue por poseer un número menor de costillas con sección angular.

Una especie que merece ser incluida en este comentario es el *P. bagualensis* Wilckens (1905, p. 25; Lám. 4, fig. 11) de Baguales y el ejemplar referido a ella por Feruglio (1936, p. 137 - 138; Lám. 15, fig. 7) del Arroyo Calafate, ambas del Cretácico superior de Patagonia. De acuerdo con este último autor, en el molde a su disposición se destacan 11 a 12 costillas obtusas, lo que junto a un contorno más alargado y un tamaño algo mayor permiten su separación de nuestra forma.

Subclase HETERODONTA

Orden VENEROIDA

Superfamilia LUCINACEA Fleming, 1828.

Familia LUCINIDAE Fleming, 1828.

Género *Lucina* Bruguière, 1797.

"*Lucina*" sp. ind.

Text. fig. 8.

Material. Un molde interno pequeño con su concha adherida al molde externo (DGCR 433).

Descripción. Ejemplar de contorno subcircular con 4.6mm de alto y 5.2 mm de ancho. Umbo ligeramente desplazado hacia el lado anterior (?) y borde ventral liso, al parecer sin desarrollo de seno paleal. Impresiones musculares muy poco definidas.

Observaciones. El estado incompleto de esta forma no permite iniciar un estudio sistemático apropiado. Momentáneamente es indicada como otro elemento en la asociación faunística que se discute en esta oportunidad.

Superfamilia VENERACEA Rafinesque, 1815.

Familia VENERIDAE Rafinesque, 1815.

Subfamilia PITARINAE Stewart, 1930.

Género *Macrocallista* Meek, 1876.

"*Macrocallista*" *antarctica* sp. nov.

Lám. 1, fig. 5; text. figs. 5 y 6.

Materiales. Se designa como holotipo una valva derecha con su contorno completo y gran parte de la concha conservada sobre el molde, a excepción de la zona media y ventral del flanco (DGCR 431). Otros dos moldes, valvas derecha e izquierda, incompletas, con trozos del test aún adheridos al molde corresponden a los paratipos (DGCR 431 - 1 y 2).

Diagnosis. Venérido de contorno oval, equivalvo, con umbo prosógiro a 2/5 del borde anterior. Borde dorsal posterior recto, algo anguloso en su pasaje al margen posterior; el ventral moderadamente convexo y el anterior redondeado. Lúnula y escudete mal definidos. Flancos con ornamentación concéntrica de costillas sobresalientes, separadas regularmente por espacios

intercostales lisos, que se atenúan al alcanzar la lúnula y la región postero-dorsal.

Derivación del nombre. Se refiere al área en que esta especie fue encontrada.

Posición estratigráfica. Valanginiano de Isla Livingston. Nivel con *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn, *Bochianites* aff. *glaber* Kitchin, etc.

Dimensiones. Las medidas de estos ejemplares son:

	Longitud	Altura	Espesor	Altura		Observaciones
				Longitud		
1. DGCR 431	8.2	5.5	2.1*	67.1		V.D. : Holotipo.
2. DGCR 431 - 1	—	5.2	2.0*	—		V.I. : Paratipo.
3. DGCR 431 - 2	5.6	3.8	1.5*	67.8		V.I. : Paratipo.

* Medidas de una valva en el molde.

Descripción. Concha pequeña de contorno oval, convexa, elongada posteriormente con umbo suave a 2/5 del borde anterior con su extremo sobre la línea charnelar. Borde dorsal posterior rectilíneo; margen anterior redondeado y borde ventral, moderadamente convexo, con el posterior ligeramente anguloso en su porción superior. Lúnula indiferenciada, cubierta sólo por débiles líneas de crecimiento y limitada hacia su borde exterior por la ornamentación del flanco que se disipa antes de llegar a ella. Escudete imperfectamente definido, estrecho y elongado, quedando marginado por un borde suave que lo separa del flanco. Este presenta una ornamentación de costillas concéntricas sobresalientes, bajas, dispuestas a distancias regulares y separadas por espacios intercostales de superficie lisa, equivalentes a cuatro o cinco costillas. Se observan de cuatro a seis costillas por milímetro, las que se atenúan al alcanzar la lúnula y el escudete, manteniendo su relieve y continuidad sobre el resto de la valva hasta muy cerca del umbo.

No se ha podido despejar u observar caracteres internos del esqueleto, ni de la dentición. El borde interno ventral es liso.

Observaciones. Tanto la asignación genérica como la comparación con otras especies similares se ve dificultada por el pequeño tamaño de esta forma y la imposibilidad de reconocer caracteres charnelares definitivos. Su nominación como "*Macrocallista*" s. l. se fundamenta en el aspecto morfológico de esta interesante especie, mientras que por su escultura puede separarse como una entidad taxonómica nueva. La re-

visión bibliográfica realizada no permitió encontrar similitudes notorias con especies ya descritas.

"*Macrocallista*" sp. A (sp. nov.?)

Lám. 1, fig. 6; Text fig. 7.

Materiales y medidas. Una valva derecha adherida a la roca (DGCR 432). Alcanza una longitud de 5.6 mm con una altura de 3.8 mm.

Descripción. Bivalvo de pequeño tamaño, transversalmente ovalado, con umbo prosógiro ubicado a un tercio del borde anterior. Margen dorso-posterior recto, anterior redondeado, ventral convexo y posterior anguloso redondeado. Superficie de la valva cubierta por líneas de crecimiento concéntricas con formación de pequeños hilos de desarrollo algo irregular.

Observaciones. El único ejemplar disponible concuerda en la forma general con "*M.*" *antarctica* siendo también válidas en este caso las observaciones generales señaladas anteriormente. Se distingue con toda facilidad por la carencia de costillas elevadas separadas por espacios lisos.

Clase GASTROPODA

Subclase PROSOBRANCHIA

Orden ARCHAEOGASTROPODA

Superfamilia TROCHACEA Rafinesque, 1815.

Familia PHASIANELLIDAE Swainson, 1840.

Género *Phasianella* Lamarck, 1804.

"*Phasianella*" sp. ind.

text. fig. 4a - b.

Material. Un ejemplar incompleto, parcialmente cubier-

to por la concha, con la apertura y ápice destruido. La porción conservada alcanza una altura de 4.0 mm y un ancho máximo de 2.5 mm (DGCR 433).

Descripción. Gastrópodo de pequeño tamaño con forma turbinada y tres vueltas visibles a las que le faltan el ápice y el extremo apertural de la última vuelta. Conchilla imperforada cubierta sólo por líneas de crecimiento tenues, con vueltas de espira de sección aplanaada que se ponen bastante convexas cerca de la sutura. Esta se ha conservado en forma imperfecta.

Observaciones. Asignamos tentativamente esta especie de gastrópodo al género *Phasianella* Lamarck, 1804 basados en su forma general, la carencia de perforación umbilical y la falta de ornamentación en el único ejemplar disponible.

Otros dos gastrópodos presentes en la muestra no han sido estudiados debido a su pésima conservación y a su pequeña talla. Ellos indican por lo menos la existencia de otro taxón en este grupo de moluscos.

Clase CEPHALOPODA

Orden AMMONOIDEA

Suborden LYTOCERATINA

Superfamilia ANCYLOCERATAEAE Meek, 1876.

Familia BOCHIANITIDAE Spath, 1922.

Género *Bochianites* Lory, 1898.

Bochianites aff. *glaber* Kitchin, 1908.

Lám. 2, figs., 1a - c; text. fig. 9e.

Bochianites glaber Kitchin, 1908, *Annals of the South African Museum*, V. 7, P. 2; p. 181 - 184, Lám. 8, figs. 20 - 21.

cf. *B. glaber* Kitchin, Arnould-Saget, 1951, *Annales des Mines et de la Geologie*, 10, p. 111-112, Lám. 10, figs. 12, 13 a-b, 15-17.

Materiales y medidas. Se obtuvieron tres ejemplares cubiertos por la conchilla que conservan el fragmococono y la cámara de habitación incompletos en sus extremos. El espécimen figurado (DGCR 436) alcanza una longitud de 45 mm con alturas de 2.6 y 6.0 mm y anchos de 2.5 y 5.5 mm para los extremos posterior y anterior respectivamente, encontrándose ligeramente deformado por compactación. Los ejemplares restantes (DGCR 437 y 438) aún adheridos a la roca original presentan un mayor aplastamiento y longitudes de 40.0 y 61.0 mm. En este último se miden aproximadamente 8.0 mm de altura en la abertura.

Descripción. Ammonoideo de test recto, expansión lenta de la sección, provisto de ornamentación suave visible con luz rasante. De sección casi circular en su extremo adapical, se vuelve subelíptico hacia la abertura.

La conchilla está cubierta por tenues líneas de crecimiento y costas simples, bajas y ondulosas, espaciadas

irregularmente que en la zona dorsal se disponen casi normales al plano de simetría. En el borde umbilical forman una ligera curva con concavidad anterior para continuar rectas y oblícuas en los flancos, ya con un incremento en su relieve, con un ángulo cercano a los 50°. Sobre el borde ventral algunas de ellas parecen engrosarse, alcanzando su máxima altura, para continuar en la zona ventral describiendo un amplio arco hacia la abertura. En el molde interno se refleja el mismo relieve, sin observarse la presencia de surcos o constricciones.

Por efecto de la deformación (DGCR 436) la cámara de habitación presenta la formación de una arruga en uno de sus bordes umbilicales y sobre el borde ventral opuesto. Debido a ello el dorso se muestra casi plano. Sin embargo en el ejemplar DGCR 437 se destaca una convexidad baja, similar a la de los flancos y del vientre, formando una curva más estrecha en los bordes umbilical y ventral. Este hecho confiere a la sección de la cámara de habitación un contorno más bien subelíptico. La porción conservada del fragmococono (DGCR 436) presenta una altura y ancho semejante y de allí una sección más circular.

La línea de sutura (text. fig. 9e), como consecuencia del escaso diámetro de la sección, presenta elementos simples cuya disposición general concuerda con los del genotipo. Las sillas laterales de aspecto cuadrangular, macizo, se encuentran divididas por lóbulos medianos secundarios. Los lóbulos en cambio, mucho más angostos, toman una disposición rectangular, con desarrollo de una pequeña silla en el ventral, configuración trífida en L y una terminación semejante, aunque más débil, en el dorsal.

Observaciones. De las especies originalmente descritas para el género *Bochianites* Lory, 1898, alrededor de 19, nos parece que la forma señalada por Kitchin (1908, p. 181 - 184; Lám. 8, figs. 20-21) para las capas de Uitenhage (Valanginiano, Sud Africa) como *B. glaber*, es la que más se acerca a nuestros especímenes. Los caracteres destacados por su autor tanto en relación a la forma y secciones del test como a la orientación general de las líneas de crecimiento y costas y el esquema de la línea de sutura, para secciones de diámetro similar, concuerdan favorablemente para intentar un paralelismo específico entre ambas formas. Sin embargo Kitchin señala (*op. cit.*, p. 181) ... "The surface is devoid of ornamentation..." y más adelante (p. 182) ... "In addition to these lines (líneas de crecimiento) there are very faint and indistinct shallow depressions of the surface, of varying breadth, which follow a course similar to that of the growth-lines". Estos hechos indican que los ejemplares sudfricanos están caracterizados por una ornamentación

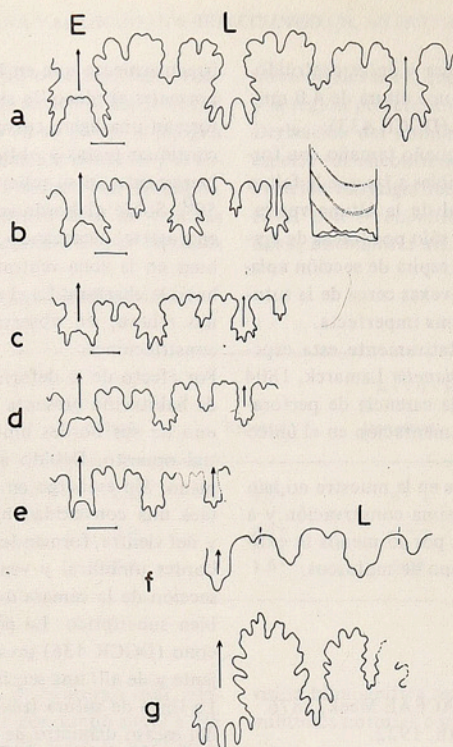


Figura 9. Líneas de sutura de *Bochianites neocomiensis* (d'Orb.) procedentes de diferentes localidades francesas y de los bochianítidos descritos para Península Byers, Isla Livingston. Escala en milímetros.

- a. *B. neocomiensis* (d'Orb.). Valanginiano, Lieou, Basse Alps. Colección A. d'Orbigny N^o 4883 A (R - 734), Mus. Hist. Nat. París. Sección con una altura de 7.1 mm y ancho de 6.2 mm.
- b. *B. neocomiensis* (d'Orb.). Ibid. Sección con una altura de 4.5 mm y ancho de 4.0 mm
- c. *B. neocomiensis* (d'Orb.). Valanginiano superior, Saint Genis, Hautes Alps, Colección Departamento de Paleontología, Universidad de California, Berkeley, B-5802. Sección con una altura de 3,7 mm y ancho de 3.3 mm.
- d. *B. neocomiensis* (d'Orb.). Valanginiano, Lieou, Basse Alps, Colección A. d'Orbigny N^o 4883A(R-734), Mus. Hist. Nat. París. Sección con una altura de 3.5 mm y ancho de 3.2 mm.
- e. *B. aff. B. glaber* Kitchin. Valanginiano, Isla Livingston. DGCR 436. Sección con una altura de 2.6 mm y ancho de 2.5 mm.
- f. *B. aff. B. gerardi* (Stoliczka). Valanginiano, Isla Livingston. DGCR 440. Sección con una altura de 1.8 mm y ancho de 1.6 mm aproximadamente.
- g. *B. sp. A.* Valanginiano, Isla Livingston. DGCR 439. Altura de la sección cercana a 12.0 mm.

mucho más débil que la de los de Isla Livingston, a pesar de las similitudes indicadas. Por ello no establecemos en esta oportunidad una completa identidad entre ambas formas.

Estimamos sin embargo que esta ligera diferencia no es suficiente para crear una nueva entidad taxonómica, más aún cuando para las dos localidades consideradas se cuenta con pocos individuos que presentan algún tipo de deformación. Permiten apoyar esta idea las observaciones llevadas a cabo por el autor en diversos ejemplares de *B. neocomiensis* (d'Orb) depositados en el Museo de Historia Natural de París y pertenecientes a la Colección A. d'Orbigny (Lieous, Basse Alps, No. 4883). En los diferentes moldes que componen esta muestra se pueden apreciar formas con costas bien definidas, igualmente espaciadas, junto a individuos con costillas muy atenuadas visibles con luz rasante. Tanto de ellos como de ejemplares depositados en el Departamento de Paleontología, Universidad de California, Berkeley, se acompañan en la figura 9 esquemas de líneas de sutura a modo comparativo para distintas etapas de crecimiento.

Bochianites aff. *gerardi* (Stoliczka)

Lám. 2, figs. 2a-d; text. fig. 9f.

B. gerardianus Stoliczka, Uhlig, 1910. The fauna of the Spiti Shales. Mem. Geol. Surv. India Palaeont. Indica, p. 381 - 383; Lám. 79, figs. 3a - f.

B. cf. gerardi Stol., Collignon, 1962. Atlas Foss. Caract. de Madagascar. Fas. 8. Rep. Malgache, Serv. Geol., p. 35, Lám. 187, fig. 858.

Material. Un ejemplar cubierto por la concha, adherido a la roca por uno de sus flancos y parte de la zona ventral (DGCR 440). En su extremo adapical muestra parcialmente la línea de sutura.

Dimensión. Alcanza una longitud de 20.0 mm con 2.3 y 3.0 mm de altura en sus extremos posterior y anterior respectivamente.

Descripción. Ejemplar de pequeño tamaño con expansión angular lenta, recto y ornamentación fuerte bien preservada. Zona dorsal con convexidad suave que aumenta en el borde umbilical para continuar atenuada sobre los flancos. Esto determina una sección subredondeada a subcuadrada poco clara dada la posición del espécimen con su vientre fijo a la roca. La ornamentación está compuesta por cordones sobresalientes, anchos, que en la zona dorsal describen un arco muy suave y quedan separados entre sí por 1.7 mm en correspondencia con una altura de la sección de 2.8 mm. En la parte inferior del flanco presentan una clara concavidad anterior para continuar con un ángulo de 50° - 60°, rectos y con marcado relieve hasta el borde ventro-lateral. Su continuación ventral

no es visible en la presente muestra.

La línea de sutura (fig. 9f), incompleta y algo deformada por aplastamiento del extremo adapical presenta elementos similares a los de *B. aff. B. glaber* Kitchin ya descritos. Su trazado más simple es debido al menor diámetro de la sección del test observado.

Observaciones. *Bochianites* aff. *gerardi* Stol. se ha separado de los restantes individuos que en esta fauna participan de los caracteres distintivos del género debido a la fuerte ornamentación que lo cubre. Este rasgo lo distingue tanto de nuestro *B. aff. glaber* como del que utilizó Kitchin para crear su especie al ser comparados en estados similares de crecimiento. *B. sp. A*, otra de nuestras especies, se reconoce por su mayor tamaño y línea de sutura más compleja, elementos con los cuales reconocemos es imposible establecer una correspondencia directa en atención al diferente desarrollo de ambos ejemplares.

El aspecto de esta interesante especie recuerda en parte al *Bochianites gerardianus* Stol. (in Uhlig, 1910, p. 381-383; Lám. 79, figs. 3a-f) y en especial al espécimen conferido a ella por Collignon (1962, p. 35; Lám. 187, fig. 858). Estas similitudes se basan en la forma, relieve y orientación de la costulación, las que lo acercan más a esta especie que a otras que han sido asignadas previamente al género *Bochianites*.

Una completa identidad no puede establecerse en este momento dadas las diferencias de tamaño entre estas tres formas y la carencia de información con respecto a las variaciones en la sección de la concha y de la línea de sutura para distintas etapas de crecimiento. Por estos mismos motivos la comparación intentada no es completa y no permite tampoco, ante los caracteres conocidos, describirla como un nuevo taxón.

Bochianites sp. A.

Text. fig. 9g

Material. Un fragmento muy deformado e incompleto del fragmocono de un bochianítido de tamaño apreciable (DGCR 439).

Descripción. Ejemplar correspondiente a un ammonoideo recto del que se conserva un fragmento del fragmocono con una longitud de 14 mm. Por lo menos 3/5 de la sección transversal se presentan deformados destacándose con bastante nitidez sobre la superficie del molde interno, desprovisto de la concha, la porción de sutura que acompañamos en la figura 9g. Se estima una altura del orden de 12.5 mm para la sección de la vuelta.

En la zona dorsal se distinguen con luz rasante los únicos elementos de ornamentación. Se trata de tres costas normales, tenues, separadas entre sí por 4.5 mm, bordeadas anteriormente por un relieve más fuerte,

quedando unidas por una superficie lisa. Su continuación hacia los flancos no es visible. La línea de sutura muestra sólo parcialmente los elementos característicos del género *Bochianites* debido a una fuerte asimetría de la rama interior de la silla dorsal y a la carencia de su total trazado.

Observaciones. Separamos esta forma de las restantes especies de *Bochianites* en estudio en consideración a su mayor tamaño, a la presencia de una línea de sutura más compleja y a la falta de relieve superficial apropiado para intentar una comparación adecuada con las formas previamente descritas. Por estos mismos motivos se ha preferido mantener abierta la designación específica de este ejemplar.

Suborden AMMONITINA

Superfamilia HAPLOCERATAEAE

Familia OPPELIIDAE Bonarelli, 1894.

Subfamilia STREBLITINAE Spath, 1925.

Género *Uhligites* Kilian, 1907.

Uhligites sp. (sp. nov? .)

Lám. 2, figs. 3a-e; text. fig. 10 - 11.

Materiales. La preparación de las muestras paleontológicas permitieron despejar alrededor de seis individuos preservados completamente con su cámara de habitación, fragmocono y aún la protoconcha. Sin embargo, la mayor parte de los especímenes se encuentran incompletos o representados por fragmentos aislados. Por estos motivos para la descripción siguiente se ha tomado en consideración aquella parte de este material que aporta los mejores antecedentes en relación con su caracterización morfológica y de la línea de sutura de esta abundante forma (ver Tabla 1). DGCR 441 al 443; DGCR 444 - 1 al 444-5.

Medidas. En nuestro estudio participan ocho individuos cuyos datos biométricos se encuentran en la siguiente lista:

		Diámetro	Altura	Altura	Diámetro	Diámetro	Ancho
		Total		Diámetro	Umbilical	Umbilical	
						Dia. Total	
DGCR	441	12.3	6.7	54°/o	1.5	12°/o	2.7+
DGCR	442	8.6	4.3	50°/o	—	—	—
DGCR	443	—	13.5	—	3.2	—	4.6+
DGCR	444 - 1	6.4	3.2	50°/o	1.1	17°/o	—
DGCR	444 - 2	26.2	14.8	56°/o	3.5	13°/o	—
DGCR	443 - 3	30.0+	17.0+	57°/o	3.3	11°/o	—
DGCR	444 - 4	16.0	8.9	56°/o	2.3+	14°/o	—
DGCR	444 - 5	2.8	1.3	46°/o	0.6+	21°/o	—

NOTA : medidas aproximadas (+)

Descripción. La presente especie puede ser descrita con bastante amplitud debido a la buena preservación de algunos de los ejemplares disponibles. Sin embargo el frecuente aplastamiento lateral de la cámara de habitación y su posición con apoyo de los flancos en la roca ha dejado sin reconocer caracteres como el ancho de la sección y el tipo de abertura, dificultando al mismo tiempo la conservación y estudio de la ornamentación.

El individuo de mayor tamaño, por desgracia con deformación lateral, alcanza un diámetro cercano a los 30 mm con la cámara de habitación extendiéndose sobre la mitad de la última vuelta y una quilla serrada visible en el comienzo de ésta (DGCR 444 - 3). Las formas adultas se caracterizan por sus flancos muy poco convexos, casi planos, con umbilico pequeño

(11 a 14°/o del diámetro), profundo, de trazado curvo en su extremo externo. En el borde ventro-lateral los flancos pasan a la zona ventral con una curva acentuada para acrecentar el relieve en el plano de simetría en forma de una quilla serrada dando un aspecto final de tipo ojival obtuso (DGCR 443, fig. 11d). Las vueltas incrementan su altura con rapidez cubriendo en 3/5 a la precedente. Para estas formas no contamos con evidencias claras de ornamentación.

Para tamaños intermedios (DGCR 441 y 442) los flancos son algo más convexos pasando a la zona ventral por medio de una curva redondeada que deja en su parte central, sin definir una quilla marcada, las típicas espinas. Estas se extienden en el comienzo de la cámara de habitación quedando su continuación oculta por la deformación de los ejemplares disponibles.

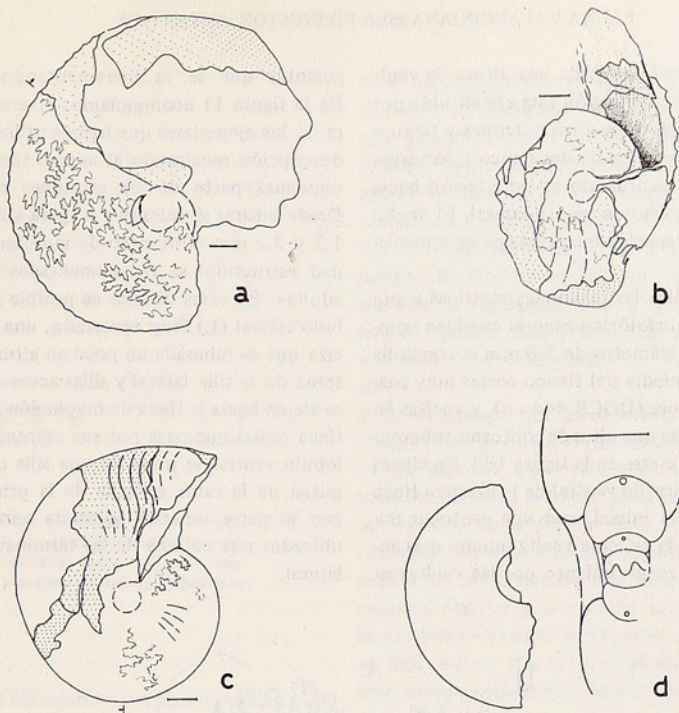


Figura 10. Esquemas simplificados de *Uhligites* sp. (sp. nov. ?) mostrando su forma general, suturas, ornamentación, vientre serrado y secciones de las vueltas iniciales. Escala en milímetros.

- a. DGCRCR 441. Ejemplar con el vientre serrado desde el comienzo de la última vuelta hasta la parte inicial de la cámara de habitación, la que no presenta deformación. Diámetro máximo 12.0 mm; altura de la última vuelta 6.6 mm.
- b. DGCRCR 441-1. Conchilla con flancos convexos cubiertos por costas tenues; vientre serrado por lo menos al final del fragmocono. Cámara de habitación completamente deformada. Diámetro del fragmocono 6.3 mm; altura correspondiente de la vuelta 3.3 mm.
- c. DGCRCR 442. Individuo con gran parte de la cámara de habitación conservada, poco más de la mitad de la última vuelta, con ornamentación fina flexuosa. Diámetro máximo 9 mm; altura de la última vuelta 4.5 mm.
- d. DGCRCR 444-5. Vista lateral y sección transversal de las primeras vueltas destacándose el trazado ventral de la primera línea de sutura.

Su iniciación se observa ya desde una altura de vuelta de 3.0 mm. La ornamentación está constituida por costillas simples en todo su recorrido, tenues y flexuosas, convexas en la zona media del flanco y cóncavas en el tercio externo acentuando su orientación hacia la abertura al pasar el borde ventro-lateral. El ancho de las costas y sus espacios intercostales es sensiblemente similar.

En las formas juveniles las relaciones métricas y por lo tanto el aspecto morfológico general cambian completamente. Con un diámetro de 2.8 mm la conchilla muestra en la parte media del flanco costas muy suaves, a modo de pliegues (DGCR 444 - 6), y vueltas en proporción más anchas que altas de contorno subcircular, como puede apreciarse en la figura 10d. En ella es visible además el desarrollo ventral de la primera línea de sutura en la vuelta inicial, con una protoconcha elíptica y sección en la primera vuelta mucho más ancha que alta con un recubrimiento por las vueltas si-

guientes que se va incrementando cada vez más. En la figura 11 acompañamos diversas líneas de sutura de los ejemplares que hemos utilizado para nuestra descripción mostrando al mismo tiempo en forma de esquemas parte de las secciones correspondientes. Desde suturas simples (a y b) para alturas de vuelta de 1.2 y 2.2 mm el número de incisiones y la complejidad estructural se ven aumentadas hasta las formas adultas. En estas últimas es posible reconocer un lóbulo lateral (L) muy recortado, una silla externa maciza que es rebasada un poco en altura por la rama interna de la silla lateral y sillitas accesorias menores que se alejan hacia la línea de involución limitadas por una línea radial que pasa por sus extremos distales. En el lóbulo ventral se presenta una silla que llega casi a la mitad de la rama externa de la primera silla lateral con su parte superior aplanada e incisiones laterales ubicadas por encima de las terminaciones del lóbulo lateral.

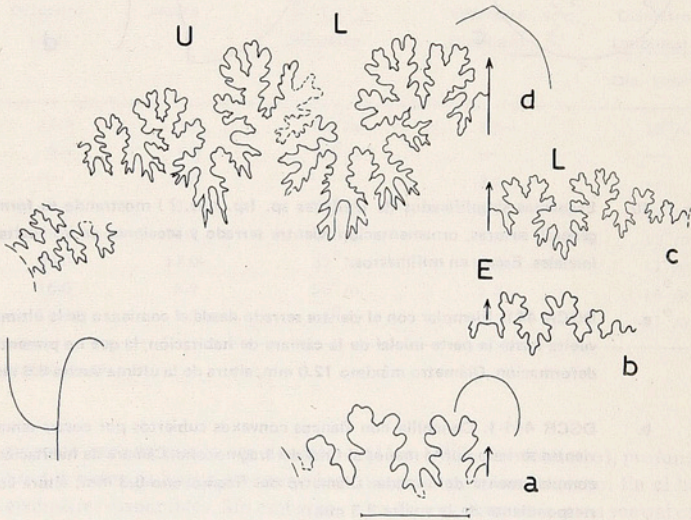


Figura 11. Líneas de sutura de *Uhligites* sp. (sp. nov.?) para distintas etapas de crecimiento en diferentes individuos.

- a. DGCR 444-1. Se muestra una sección parcial de la vuelta para una altura de 1.5 mm.
- b. DGCR 442. Línea de sutura para una sección de 2.2 mm de altura.
- c. DGCR 441. Altura de la vuelta de 2.2 mm.
- d. DGCR 443. Trozos de la sección de la vuelta en las zonas ventral y umbilical con una altura de 12.0 mm.

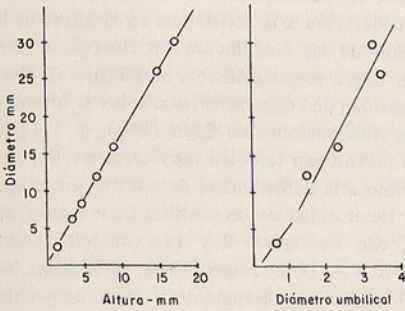


Gráfico de las relaciones entre el diámetro total, la altura de la sección y el diámetro umbilical para *Uhligites* sp. (sp. nov.?) según valores entregados en el texto.

Observaciones. Los caracteres enunciados para esta especie, en particular su forma, ornamentación y línea de sutura permiten atribuirle, sin no ciertas dificultades, a la subfamilia *Streblitinae* Spath, 1925 en vez de algún representante de la subfamilia *Aconeceratinae* Spath, 1923, con la cual se presentan evidentes problemas para su separación taxonómica. Su estatus genérico usando como base la clasificación entregada por Arkell y otros (1957, L283-L284), debe ser sin embargo discutido entre los géneros más cercanos como son *Uhligites* Kilian, 1907 y *Gymnodiscoceras* Spath, 1925. El desarrollo descrito para la zona ventral, con una clara quilla serrada, permite su separación de *Substreblites* Spath, 1925 (Genotipo: *Ammonites zonarius* Oppel) donde esta zona presenta una quilla estrecha y plana.

Con los antecedentes antes señalados pensamos que nuestros ejemplares se acercan a las especies que Uhlig (1903) coloca en el grupo de *Oppelia* (*Streblites*) *Adolphi* Oppel, donde ubica también a *O. (S.) Krafftii*, el genotipo de *Uhligites* Kilian, 1907. Esta comparación se fundamenta especialmente en el trazado de la línea de sutura (figs. 11a - d) sobre la zona ventral, donde la posición y forma de la silla ventral, en relación a la rama externa de la primera silla lateral y las terminaciones del lóbulo ventral, tanto por su inclinación como por su finalización muy por encima de la base del primer lóbulo lateral lo separan del grupo de *Oppelia acucinata* Blanford, genotipo de *Gymnodiscoceras* Spath, 1925. Más aún, el aspecto general del lóbulo lateral (L) en forma de disco, que observamos

en el ejemplar adulto figurado (fig. 11d) es diferente al contorno triangular que Uhlig señala en el mismo caso para *O. (S.) acucinata* Blanford.

A pesar de estas grandes similitudes la estructura final de la línea de sutura muestra diferencias importantes con *U. krafftii* (Uhlig) debido a la mayor división que ésta presenta (Uhlig, 1903; p. 33) como resultado del diferente tamaño de los individuos originales. Ella se fundamenta en la orientación de los extremos distales, talla y ancho de las sillas accesorias y una mayor profundización de U2 en comparación con L.

Debemos agregar que las observaciones entregadas por Uhlig (1903, p. 33 - 34) para el desarrollo de la concha en las especies que pertenecen a este grupo es semejante tanto en la forma general del flanco como en la evolución de la sección de la vuelta y de la región umbilical. Otro carácter destacado por este autor se refiere a la quilla serrada (*op. cit.*, p. 34) ... "On the external periphery is a finely serrated carina, which at the body-chamber is traceable on the internal cast as well, but at the other chambered portion can be seen only on the shell". Más adelante agrega con respecto al fragmocono ... "or at most show very scant traces of a granulate carina", como ocurre con *O. (S.) lymani* Oppel (*op. cit.*, p. 56). En el ejemplar DGCR 441 se distingue con toda claridad en la periferia del fragmocono y en el comienzo de la cámara de habitación (fig. 10a) la presencia sobre el molde de pequeños nudos. Este rasgo morfológico permitiría comparar nuestras formas al grupo de *G. acucinata*, pero se ha preferido considerar la línea de sutura como un carácter más distintivo, ya que la manifestación de estas crenulaciones puede ser distinguida sólo en ejemplares muy bien conservados a la vez que no constituye un carácter constante dentro del grupo separado por Uhlig.

La falta de bibliografía actual sobre este género, en especial para el Neocomiano europeo, nos ha obligado a mantener estas formas como especies indeterminadas a pesar de contar con antecedentes como para intentar su designación dentro de un nuevo taxón.

Superfamilia PERISPHINCTACEAE

Familia BERRIASSELLIDAE Spath, 1922.

Subfamilia NEOCOMITINAE Spath, 1924.

Género *Neocomites* Uhlig, 1905.

Neocomites neocomiensis aff. *premolica* Sayn.

Lám. 2, figs. 4a -c.

Neocomites neocomiensis (d'Orb) var. *premolica* Sayn, 1901. Mem. Soc. Geol. France, 23, p. 30-31; Lám. 3, figs. 4, 7 - 11.

aff. *Neocomites* cf. *N. neocomiensis* var. *premolica* Sayn, Imlay, R. M. y D. L. Jones, 1970. Geol. Surv. Prof. Paper 647-B, p. B50; Lám. 14, figs. 17-19.

Materiales y medidas. Se dispone de un ejemplar comprimido lateralmente, septado en su totalidad y cubierto por la concha (DGCR 434). Estos hechos han impedido la observación de su línea de sutura y obtención de una sección transversal representativa. Alcanza un diámetro máximo de 34 mm con 10 mm de diámetro umbilical (29^o/o) y 14.5 mm de altura en la última vuelta (43^o/o).

Descripción. El único espécimen existente en la colección que damos a conocer presenta un test discoidal con involución moderada en que la última vuelta cubre a la anterior aproximadamente en 3/5, con ornamentación flexuosa y flancos aplanados.

Las costillas comienzan cerca de la línea de involución dirigiéndose hacia atrás sobre el plano umbilical. En el borde umbilical forman un engrosamiento a modo de nudo desde el cual, en el comienzo del flanco, se desprenden dos costillas con dirección prorsirradiada. Poco más arriba de la mitad del flanco la costa anterior vuelve a bifurcarse, mientras que la posterior continúa simple. En el tercio externo del flanco todas ellas se orientan con suavidad hacia adelante determinando en el borde ventro-lateral un pequeño nudo alargado, oblicuo al plano de simetría. Ya en el vientre las costas se interrumpen originando una superficie plana en los lugares con concha y un débil surco sobre el molde. Los espacios intercostales tienen casi el mismo ancho de las costillas.

Debemos indicar que en la parte exterior del flanco pueden verse hasta dos costillas bifurcadas seguidas, pero desgraciadamente no se puede reconocer su continuación hacia el borde umbilical o intentar una estimación porcentual debido a la deformación del ejemplar en estudio.

La sección de la vuelta presenta sus flancos ligeramente aplanados, que caen con ángulo recto en la región umbilical y convergen con suavidad en su parte externa para definir una zona ventral achatada.

En el tercio externo del flanco de la última vuelta se cuentan cerca de 76 costillas, las que en su recorrido muestran una disposición flexuosa con un fuerte relieve. En el comienzo de la penúltima vuelta se observan en cambio costas simples inclinadas hacia la abertura, que se dividen a diferentes alturas del flanco (Lám. 2, fig. 4c) para adquirir los caracteres ya descritos para la ornamentación en la porción terminal de esta misma vuelta.

Observaciones. Las características morfológicas señaladas para la ornamentación, sección de la vuelta y ca-

rencia de constricciones concuerdan con las del género *Neocomites* Uhlig, 1905. Comparamos nuestro espécimen con *N. neocomiensis* (d'Orb.) *premolica* Sayn en consideración a la constancia en la altura de la bifurcación de las costillas en los flancos, a su nacimiento desde engrosamientos umbilicales dobles y a una densidad de costas semejante sobre la última vuelta. Las observaciones de Sayn (1901, p. 31) para el estado juvenil son también muy cercanas. Sin embargo debido a la deformación de nuestra forma parece que la flexuosidad de las costillas fuese menor, en especial, con las figuras 8 y 11a (*op. cit.*, Lám. 7). Imlay, R.W. y D. L. Jones (1970, B50, Lám. 14, figs. 17-19) señalan la presencia de *N. cf. N. neocomiensis* (d'Orb.) var. *premolica* Sayn en California (Tehama County; Valanginiano medio a superior). En correspondencia de tamaño y a pesar de que ambos ejemplares se encuentran bastante comprimidos existe concordancia en el grado de flexuosidad y número de costas, forma del vientre y sección general de la vuelta. Sin embargo la forma californiana tiene un mayor número de costas bifurcadas en la parte superior del flanco y un umbilico algo más estrecho. Por estos últimos motivos intentamos una comparación menos concluyente, que ha quedado manifestada en la sinonimia.

Neocomites sp. ind.

Lám. 2, fig. 5.

Material. Un molde incompleto representando una sección de la parte media superior del flanco y de la zona ventral (DGCR 435).

Descripción. De la muestra estudiada separamos como *Neocomites* sp. ind. un trozo de ammonoideo similar al ejemplar descrito anteriormente, pero que por su carácter fragmentario y tamaño algo mayor se prefiere mencionar en forma independiente, más aún considerando el valor estratigráfico de este género. Sobre el molde se conserva la impresión de parte de los flancos y de la región ventral con su respectiva ornamentación. En los flancos se distinguen costas flexuosas simples y bifurcadas alternadas, interrumpidas al comienzo del tercio inferior, que se proyectan hacia la abertura en la parte externa del flanco para formar antes de disiparse en la zona media ventral tubérculos oblicuos al plano de simetría.

Observaciones. El estado de conservación indicado para este ejemplar impide un estudio más avanzado que el aquí expuesto.

EDAD Y COMPARACIONES FAUNISTICAS

Edad de la Fauna de Península Byers

Como consecuencia del estudio sistemático efectuado en el capítulo anterior sobre cerca de 72 ejemplares

fósiles, en general de pequeñas dimensiones y provenientes de un mismo nivel estratigráfico, podemos señalar que ellos corresponden por lo menos a 15 especies diferentes, con dos especies que proponemos como nuevas para la ciencia y otras 4 posibles especies nuevas representadas por individuos escasos o mal conservados que han sido descritos con una nominación abierta. De las restantes formas sólo tres especies pueden ser comparadas directamente con especies ya conocidas y 6 permanecen como organismos indeterminados.

De todas las especies que constituyen esta nueva fauna son sin duda los ammonoideos los elementos que nos permitirán fijar con mayor precisión la edad del conjunto fosilífero que nos preocupa, a la vez que informarnos sobre las vinculaciones con otras asociaciones semejantes, como se tratará de materializar en páginas siguientes.

Dentro de este grupo de organismos el género *Uhligites* Kilian, 1907, que al parecer se encuentra representado por una sola especie, creemos que debe ser considerado como una forma conservadora dentro de los oppélidos, y más aún de carácter localizado cuyas líneas evolutivas se encuentran posiblemente en la rica fauna descrita por Uhlig (1903) bajo el grupo de "*Oppelia* (*Streblites*) *Adolphi Oppel*" de las Spiti Shales. La persistencia de estas formas en el Neocomiano, especialmente para el Valanginiano del sur de Francia, se mantiene aún con algunas especies hasta el Hauteriviano inferior (Spath, 1939, p. 139; *vide* Kilian, 1910).

La presencia de *Uhligites* en el hemisferio sur ha sido ya reportada en varias localidades: Titoniano y Valanginiano de Madagascar (ver *infra*) (Spath, 1939; Collignon, 1962); Titoniano de Nueva Zelandia (Spath, 1923) y para el límite Titoniano-Berriasiano de la Isla Sula en Indonesia (Boehm, 1904). Su presencia no ha sido comprobada, en cambio, en las cuencas andina y patagónica.

El género siguiente *Bochianites* Lory, 1898 que se destaca en nuestras muestras no sólo por su alta frecuencia sino que también por una manifiesta diversidad, con tres especies reconocidas, aporta una mayor información estratigráfica. Con orígenes ya demostrados para el Titoniano alcanza su más amplia dispersión durante el Valanginiano, período sobre el que se ha puesto mayor énfasis en la figura 12, para declinar notoriamente en el Hauteriviano. Dos de las especies disponibles, *B. aff. glaber* Kitchin y *B. aff. gerardi* (Stoliczka) nos permiten intentar conexiones faunísticas preliminares con las asociaciones descritas para las capas de Uitenhage (Sud Africa), de Ankerika (Madagascar) y aún para las Spiti Shales (India), co-

mo se ha hecho evidente en las respectivas descripciones sistemáticas. Para *B. gerardi* su exacta posición geográfica es desconocida, pero proviene indudablemente de las Spiti Shales (Stoliczka; *in* Uhlig, 1910, p. 383).

Las dos primeras localidades, mejor conocidas paleontológicamente, han entregado además diversos ammonites que permiten una excelente datación de los niveles portadores de estos bochianítidos en el Valanginiano superior. Sin embargo, no podemos concluir que el rango total de estas especies corresponda sólo a aquel que manifiestan en las localidades en que fueron ubicadas originalmente. Esta posición puede verse apoyada por las diferencias morfológicas señaladas, que esperamos puedan ser confirmadas por una comparación directa entre los especímenes en discusión.

La datación del presente material paleontológico se ve apoyada finalmente por un argumento mucho más concluyente como es la presencia de *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn, subespecie cuyo rango estratigráfico está limitado al Valanginiano, edad que en primera instancia debemos aceptar para nuestra fauna. Es necesario recordar que el rango del grupo de *N. neocomiensis* (d'Orb.), formado por diversas variedades en la terminología de Sayn (1901), ha sido suficientemente confirmado en los últimos trabajos presentados a los Coloquios del Cretácico Inferior (Lyon, 1963) y del Límite Jurásico-Cretácico (Lyon, 1973) por lo que no es necesario insistir sobre este hecho. Este análisis nos permite concluir una edad valanginiana en un sentido amplio para la presente fauna de acuerdo con la posición cronoestratigráfica de los fósiles más significativos que han sido considerados. Las correlaciones extraantárticas propuestas más adelante con aquellas áreas en que se encuentran asociaciones semejantes vienen a apoyar estos argumentos. La carencia de otros elementos paleontológicos dificultan indudablemente una mayor precisión en la edad final. Sin embargo la misma ausencia de géneros, que como *Olcostephanus* y las Trigonias australes, que se encuentran muy bien representados en áreas cercanas y permiten asignar a esas capas un rango Valanginiano superior a Hauteriviano inferior, puede permitirnos pensar que nuestro horizonte fosilífero de Península Byers tendría una edad ligeramente menor. Por estos motivos intentamos al final ubicar nuestra fauna en el lapso Valanginiano inferior a medio (zona de *Kilianella robaudiana*) y posiblemente hasta la base del Valanginiano superior (zona de *Saynoceras verrucosum*). La distribución de esta fauna, y en particular de *N. neocomiensis* aff. *premolica* en el esquema presentado por Kauffman (1973) comprende tanto las provincias caribeña y mediterránea (Dominio de la Tethys)

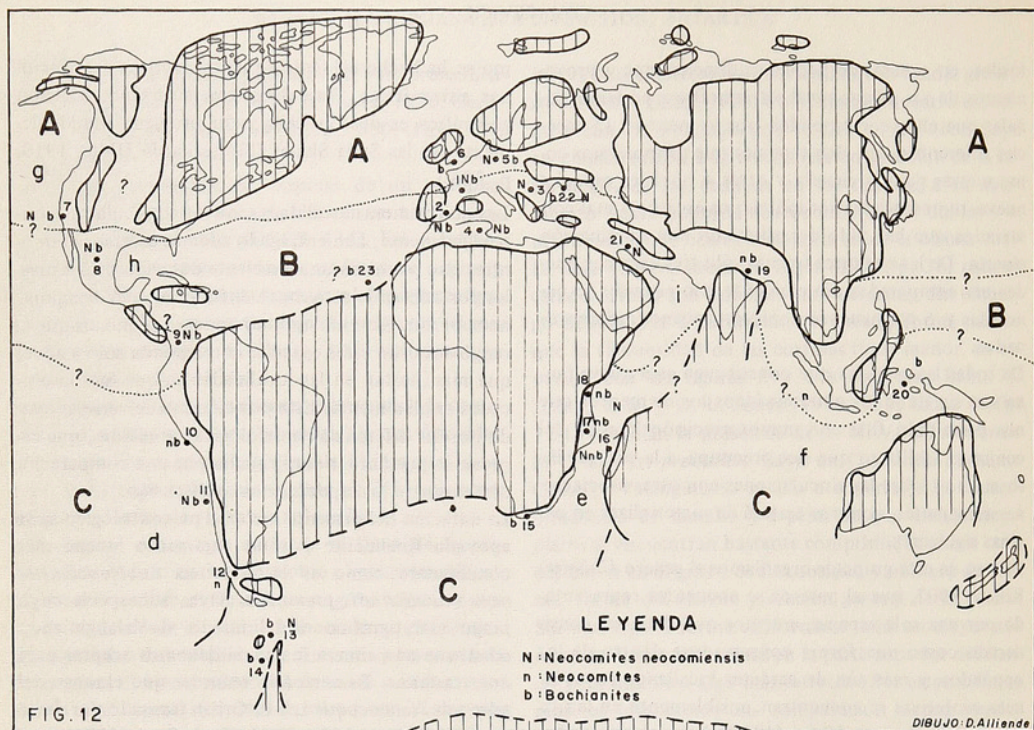


Figura 12. Distribución de los géneros *Neocomites* Uhlig, 1905, con énfasis en *N. neocomiensis* (d'Orb.), y *Bochiianites* Lory, 1898, durante el Valanginiano. Paleogeografía adaptada de Termier y Termier (1960), Kauffman (1973), Sachs y otros (1975). Principales unidades biogeográficas tomadas de Kauffman (1973). Para cada localidad figurada se indica una referencia destacada y las formas allí representadas.

- 1: Sureste de Francia y este de Suiza (Sayn, 1901 - 07). 2: España (Allemann y otros, 1975). 3: Rumania occidental y Bulgaria del Norte (Nikolov, 1965). 4: Norte de Africa (Túnez, Algeria, Marruecos; Arnould-Saget, 1951). 5: Alemania del Norte y Polonia (Dembowska y Marek, 1975). 6: Gran Bretaña (Spath, 1924). 7: California (Imlay y Jones, 1970). 8: México (Burckhardt, 1930). 9: Colombia (Karsten, 1858; Bürgl, 1960). 10: Perú (Lisson, 1938). 11: Chile (Tavera, 1956). 12: Patagonia (Leanza, 1967). 13: Isla Livingston (este trabajo). 14: Isla Alejandro I (Thomson, 1974). 15: Sud Africa (Kitchin, 1908). 16: Madagascar (Collignon, 1962). 17: Mozambique (Besaire, 1932). 18: Tanganica (Spath, 1939). 19: India (Uhlig, 1903 - 10; Spath, 1939). 20: Indonesia (Boehm, 1904 - 07). 21: Irán (Seyed- Emami, 1975). 22: Crimea (Karakasch, 1907). 23: Isla Cabo Verde (Stahlecker, 1935).

A: Dominio Norte Temperado. B: Dominio de la Tethys. C: Dominio Sur Temperado. d: Subprovincia andina. e: Provincia Este - africana. f: Provincia Austral. g: Subprovincia noreste - pacífica. h: Provincia caribeña. i: Región indomediterránea.

El género *Bochiianites* se presenta también en el Berriasiano superior y Valanginiano de Siberia del Norte junto a representantes de la familia *Polyptychitidae* (*vide* Shulgina, 1975; p. 144).

como la provincia este-africana (Región Indopacífica; Dominio Sur Temperado) con contactos marginales con las provincias nortepacífica y noreuropea del Dominio Norte Temperado en California y Alemania-Polonia respectivamente (fig. 12).

Basados en estos antecedentes biogeográficos podemos estimar una mayor relación faunística con la provincia esteafricana, tomando en consideración los ammonoideos descritos en esta oportunidad, más bien que con la subprovincia andina o la cuenca patagónica a la luz de los conocimientos actuales. En esta última no existe información con respecto a las especies en discusión, mientras que *N. neocomiensis* (d'Orb.) y en especial *Bochianites* cuenta sólo con escasas referencias bibliográficas y más aún pobremente ilustradas en el área andino chileno-argentina y peruana.

Correlaciones Faunísticas

En las líneas siguientes trataremos de establecer en base a los taxa ya descritos, las principales vinculaciones faunísticas con aquellas áreas en las que participan formas comunes con Península Byers. Para que esto sea posible ha debido recurrirse principalmente a los ammonoideos, grupo que juega un papel fundamental no sólo como géneros sino que también a nivel específico, en la interpretación cronológica y paleobiogeográfica del problema que nos preocupa.

Cuenca Patagónica. La presencia en los depósitos marinos de la Cuenca Patagónica o Geosinclinal de Magallanes, de diversas asociaciones faunísticas portadoras de ammonites han permitido probar con claridad la existencia de los pisos Titoniano y Berriasiano, o por lo menos de parte de ellos, a nuestro entender los más bajos estratigráficamente a la luz de los conocimientos macropaleontológicos actuales.

Estas faunas, dadas a conocer principalmente por Feruglio (1936) y revisadas en los últimos años por Leanza (1967), en base a los ya clásicos materiales del Lago Argentino, sostienen géneros característicos de este lapso como son *Virgatospinctes*, *Aulacosphinctes*, *Himalayites*, *Corongoceras*, *Berriasella* y *Blanfordiceras*, entre los mejor definidos, y *Argentiniceras*, *Substeueroceras* y *Spiticerias*, entre los que necesitan una confirmación actualizada. No conocemos en este momento estudios sistemáticos o publicaciones más recientes basadas en nuevos muestreos estratigráficos detallados de la zona en referencia.

El equivalente faunístico y cronológico de estas faunas se encuentra en Isla Livingston, sin lugar a dudas, en parte de la información paleontológica entregada por Tavera (1970) y en las localidades fosilíferas que junto con algunas determinaciones preliminares, damos a conocer en la figura 1 de acuerdo con nuestras propias recolecciones del verano de 1971. Estos ante-

cedentes no sólo señalan evidentes similitudes cronoestratigráficas entre ambas áreas sino también con la Cuenca Andina al norte del paralelo 42° latitud sur. Estos factores sirvieron con anterioridad a diversos autores (fide Reyes, 1970) para postular la continuidad paleogeográfica entre dichas cuencas septentrionales que de algún modo debemos relacionar además con el ámbito antártico.

Argumentos que apoyen la presencia del Valanginiano en la Patagonia son en cambio menos concluyentes. En su "Palaeontographia Patagónica", Feruglio, describe, utilizando por lo general ejemplares fragmentarios y muy deformados, diversas especies con afinidades valanginianas, que siguiendo la opinión de Leanza (1967) transcribimos con los cambios establecidos por este autor:

1. *Lyticoceras transgrediens* (Steuer) (Localidad C; p. 57-58; Lám. 5, fig. 8) = *Neocomitidae* indet.
2. *Thurmannia thurmanni allobrogica* Kilian (Localidad I, p. 54 - 55, Lám. 5, fig. 7) = *Neocomites* (?) sp. ind. (Lám. 1, fig. 5).
3. *Thurmannia* cf. *groeberi* Weaver (Localidad D, p. 56 - 57) = *Thurmanniceras* (?) sp. ind. (Lám. 2, fig. 5).
4. *Thurmannia* cf. *salinensis* Weaver (Localidad J, p. 56) = *Thurmanniceras* sp. ind. (Lám. 2 fig. 7).

Apoyados en los rangos estratigráficos de los géneros *Thurmanniceras* (in Allemann et al., 1975) y *Neocomites* se observa que estas formas presentan aspectos tanto berriasianos como valanginianos. La primera edad parece verse favorecida por el conjunto de fósiles descritos para la Localidad C, al oeste de la Estancia Cristina en la ribera norte del Lago Argentino, aún cuando los antecedentes disponibles no son del todo definitivos. La ausencia de los géneros *Uhligitis* y *Bochianites* y la no correspondencia entre *Neocomites* sp. ind. (Localidad I) y *N. neocomiensis* aff. *premolica* nos impide establecer en este momento la conexión esperada de nuestra fauna con aquellas de la región patagónica a pesar de la cercanía geográfica entre ambas zonas.

Además de estos elementos de juicio debemos mencionar las faunas estudiadas por Fuenzalida (1954) y más tarde por Reyes (1970) de las capas que encierran las conocidas Trigonias de Aisen, en las que estos autores reportan las especies *Megatrigonia rogersi* (Kitchin), *Iotrigonia stowi* (Kitchin), *I. s. aisenensis* Reyes, *S. (Steinmannella) herzogii* (Hausmann) y *S. (S.) cf. transitoria* (Steinmann) con una edad valanginiana superior a hauteriviana inferior. Nuevamente, sin embargo, la carencia de formas comunes dificultan el intento de una posible correlación. Las especies de bivalvos de Isla Livingston, un total de siete, entre las

que no se reconoció la presencia de Trigonias, tampoco pueden ser comparadas satisfactoriamente con las que ya han sido descritas para la Patagonia, a pesar de la existencia de varios géneros comunes.

Es interesante recordar que la fauna de Trigonias de Aisén permite postular claras afinidades faunísticas, y posiblemente también cronológicas, con las que se presentan en las más conocidas capas de Uitenhage (Sud Africa), en los depósitos de la costa suroriental de Africa y en la Cuenca Andina chileno-argentina al ser consideradas como un eslabón intermediario en el esquema de distribución de estas interesantes formas de bivalvos litorales australes. En el Cañón del Río Coyhaique las capas con Trigonias se ubican inmediatamente por debajo de lutitas negras de la Formación Coyhaique con *Favrella americana* (Favre), para las que en principio aceptamos una edad Hauteriviano-Barremiano (Riccardi, 1970).

Cuenca Andina. En los Andes Meridionales propiamente tales, la participación del género *Neocomites*, como asimismo de numerosos otros representantes de la subfamilia Neocomitinae, han sido documentados con una amplia gama de especies propias y con algunos aportes foráneos (Leanza, 1945). Por el contrario, *Bochianites* y *Uhligites*, y en particular, las especies de ammonites reconocidas en Isla Livingston, se encuentran completamente ausentes o basados en materiales muy exigüos, pobremente descritos y figurados.

Tavera (1956) en su estudio de las faunas del Cretácico inferior de Copiapó, según recolecciones efectuadas por W. Biese, menciona para la Formación Abundancia algunos ejemplares atribuidos a *N. aff. N. neocomiensis* (d'Orb.) Su presencia en esta unidad junto con *Olcostephanus curacoensis* (Weaver), *Acanthodiscus* y *Thurmanniceras* prueban con claridad un rango valanginiano superior para estos depósitos. Esta misma opinión es ratificada más tarde por Corvalán (in Segerstrom, 1960) y detallada con amplitud para la parte alta y media de esta Formación en la secuencia litológica que describe para Quebrada Meléndez, donde también aparece *Lissonia riveroi* (Lisson) (Corvalán, 1974; p. 19 - 20).

Individuos muy incompletos asignables al género *Bochianites*, con caracteres morfológicos que permiten compararlos con *B. neocomiensis* (d'Orb.), han sido obtenidos junto a *Thurmanniceras* spp. en la Cordillera de la Costa de Chile Central en la provincia de Santiago (Covacevich, en preparación). Esta información, con valor de carácter biogeográfico, no permite en cambio aumentar el esquema de relaciones taxonómicas intentadas.

Andes Centrales y Septentrionales. Más al norte, en

los alrededores de Lima, y gracias a los trabajos de Lisson (1938), son reportados los géneros *Neocomites*, *Bochianites* y *Lissonia* junto a otros ammonites. Estas formas, que indudablemente necesitan ser reestudiadas a partir de cuidadosos trabajos estratigráficos y sistemáticos, nos entregan antecedentes que sobre el margen occidental sudamericano vislumbran la continuidad de estas faunas durante el Valanginiano. Para Colombia Burgl (1967, 1960) da a conocer algunos especímenes que refiere a *N. aff. neocomiensis* (d'Orb.) junto a faunas ammonitíferas que definen las zonas del *Spiticeras* (*Kilianiceras*) *damesi* y *Cuyanicerans transgrediens* en el Berriasiano superior de acuerdo con el esquema bioestratigráfico de Leanza (1945). El género *Bochianites* cuenta con dos especies descritas por Karsten (1858) bajo los nombres *Baculites granatensis* y *B. maldonadi* (Barremiano) que no han sido mencionados en los trabajos posteriores que conocemos de este país, y que Durand Delga (1954) coloca con una posición genérica incierta por desconocimiento de sus líneas de sutura.

México y California. En su síntesis del Mesozoico mexicano Burckhardt (1930) da a conocer para diversas localidades del Valanginiano superior, que están representadas por las "couches a *Astieria*" (= *Olcostephanus*) (v.gr., San Pedro de Gallo, Sierra Madre Oriental, etc.), la presencia de *N. neocomiensis* (d'Orb.) y *Bochianites* sp., junto con diferentes especies de *Olcostephanus*, *Acanthodiscus* y *Thurmanniceras* que ratifican esta edad y con los cuales postulamos también una tentativa semejanza cronológica.

Sobre el margen Pacífico las últimas manifestaciones de los géneros en discusión se encuentran en California, de donde fueron actualizados o descritos por primera vez por Imlay y Jones (1970). Una comparación directa ha sido ya propuesta en la parte sistemática con *N. cf. N. neocomiensis premolica* Sáyñ de la zona de *Buchia keyserlingi* (Valanginiano medio-superior). El género *Bochianites* dentro de este mismo piso está presente con *B. paskentaensis* Anderson (zona de *Buchia pacifica*; Valanginiano inferior a medio), que según Wiedmann (1963) corresponde a *B. oosteri* (Sarasín y Schöndelmayer) del Cretácico inferior europeo. Las dos especies californianas *B. paskentaensis* Anderson y *B. glennensis* Anderson, están caracterizadas por la presencia de claras constricciones, motivo por el cual no pueden ser comparadas directamente con las formas descritas para Isla Livingston.

Sud Africa. Entre las especies descritas para Península Byers el elemento de mayor importancia para intentar una posible correspondencia con Sud Africa, y en especial con la secuencia marina del Río Sunday donde se presenta la fauna de Uitenhage, es *Bochianites* aff.

		CUENCA ANDINA (Chile - Argentina) Leanza, 1945; Im- lay y Jones, 1970.	ISLA LIVINGSTON (Antártica) Este trabajo; Tavera 1970 (in pars).	ISLA ALEJANDRO I (Antártica) Thomson, 1972, 1974; Willey, 1973.	CUENCA PATAGONICA Feruglio, 1936; Leanza, 1967; Reyes, 1970, etc.	MADAGASCAR Besaire y Collig- non, 1959; Co- llignon, 1962.	ZONACION STANDARD EUROPEA (Súr de Europa)		
CRETACICO INFERIOR	HAUTERIVIANO	Sup.	Paracrioceras andium	No	Favrella americana	Phyllopacchyceras eichwaldi Saynella besairiei	Pseudothurmannia angulicostata		
		Med.	Holcoptychites neuquensis	reconocido			Subsaynella sayni Crioceratites duvalli		
		Inf.	Lyticoceras Acanthodiscus			Megatrigonia rogersi; Iotrigonia stowi; Steinmannella herzogi.	Duvalia dilatata Hibolites subfu- siformis	Acanthodiscus ra- diatus; Leopoldia	
	VALANGINIANO	Sup.	Olcostephanus curacoensis Lissonia riveroi	Neocomites neo- miensis aff. pre- mollica. Uhligites sp.	No reconocido		Olcostephanus schenki Neocomites teschenensis	Saynoceras verrucosum	
		Med.	Neocomites wichmanni			Neocomites	Neolissoceras grassi	Kilianella roubaudiana	
		Inf.	Thurmanniceras pertransiens	Bochianites spp.		Thurmanniceras	Duvalia emerici Belemnopsis	Thurmanniceras thurmanni	
	BERRIASIANO	Sup.	Spiticeras (Ki- lianiceras) da- mesi; Cuyaniceras transgrediens	Spiticeras cf. spitiensis Himalayites sp.	? Himalayites Neocosmoceras Sarasinella aff. hondana		Subthurmannia aff. boissieri Spiticeras indicum Neocosmoceras	Subthurmannia boissieri	
		Inf.	Argentiniceras noduliferum Neocosmoceras egregium	Argentiniceras fasciculatus Berriasella	Substreblites Bochianites Spiticeras	? Argentiniceras Berriasella	Neocomites Berriasella	Berriasella grandis	
	JURASICO	TITONIANO	Sup.	Substeuoceras koeneni	Hibolites Blanfordiceras		Lythoplites Corongoceras cf. mendozanum	Aulacosphinctes hollandi Virgatosphinctes Lythoplites, Co- rongoceras, Spi- ticerias, etc.	Berriasella chaperi
			Med.	Corongoceras alternans		Corongoceras cf. lotenoense Spiticeras Aulacosphinctoides	Aulacosphinctes		Berriasella delphinensis
		Inf.	Med.	Windhauseniceras internispinosum Pseudolissoceras zitteli	? Pseudolissoceras			Hildoglochiceras kobelli	Pseudolissoce- ras y Semifor- miceras semi- forme
			Inf.	Virgatosphinctes andensis	? Virgatosphinctes	Virgatosphinctes aff. densepicatus	Virgatosphinctes aff. andensis	Virgatosphinctes Glochiceras, Hy- bonoticerias, etc.	Glochiceras li- thographicum Hybonoticerias

Sup.

Med.

Inf.

glaber Kitchin. Nuestros especímenes manifiestan una serie de caracteres comunes en el tamaño, ornamentación y línea de sutura con la forma original de Kitchin, los cuales no permiten establecer en forma definitiva su separación como una especie diferente. Además de esta forma, *Bochianites* se encuentra documentado por *B. africanus* Tate, el que es considerado por Spath (1930) junto a la muy diversificada fauna de *Rogersites* como los elementos más característicos de esta fauna sudafricana.

La carencia actual en la asociación estudiada en este trabajo del género *Olcostephanus* y de Trigonias, así como el dominio cuantitativo de los opelidos que ella manifiesta, son sin lugar a dudas las mayores dificultades que enfrentamos para ampliar el paralelismo faunístico que entregamos en esta oportunidad. A pesar de que con Sud Africa se mantienen en común una serie de bivalvos (v. gr. *Nucula*, *Chlamys*, "*Meretrix*") las especies que los representan son totalmente diferentes y no apoyan el análisis planteado.

Madagascar. Los diversos trabajos de Besaire a partir de 1930 y las revisiones de Collignon (1962) permiten probar la presencia indudable del Valanginiano en Madagascar. En la lista revisada que entrega Spath (1939; p. 137-138) y Besaire y Collignon (1959; p. 146-147*) de los fósiles procedentes de la famosa localidad "cota 140" en un cerro al noroeste de Ambiky se destacan entre otros *Uhlites ambikyensis* Besaire, *Olcostephanus* -con cerca de 12 especies diferentes-, *Thurmanniceras*, *Neocomites*, *Distoloceras*, *Bochianites* y diversos belemnítidos (*Belemnopsis*, *Hibolites*, *Duvalia*). Con anterioridad Besaire (1932) menciona en un sentido general parte de estas mismas faunas bajo nombres diferentes, como es el caso de *U. cf. adolphi* Oppel por el de *U. ambikyensis*.

Perteneciendo esta especie (ver nota infrapaginal) al mismo grupo en que ubicamos a *U. sp.* (sp. nov.?) y recordando la comparación intentada de *B. aff. gerardi* con una forma similar figurada por Collignon (1962; fig. 858) es que creemos en la existencia de fuertes relaciones faunísticas y posiblemente temporales entre las regiones malgache y antártica noroccidental.

Las diferencias taxonómicas y cuantitativas de los grupos de organismos considerados pueden explicarse por pequeñas diferencias de edades o de ambientes. Para resolver esta situación es indudable que contamos con un número muy escaso de elementos de referencia, sobre todo si pensamos en las ricas faunas

de Sud Africa y de Madagascar que han sido dadas conocer a través de numerosos trabajos apoyados en abundantes colecciones de terreno a lo largo de muchos años de investigaciones estratigráficas y paleontológicas.

Mozambique y Tanganica. La extensión de las faunas de *Olcostephanus* sobre el margen suroriental sudafricano, y que entregamos a modo de revisión somera, se continúa con las asociaciones que para Fernao Veloso, en la parte norte de Mozambique, señala Besaire (1930) con *Olcostephanus schenki* (Oppel), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) y *Bochianites africanus* (Tate). Un posible Valanginiano superior vuelve a aparecer en las "capas de *Trigonia schwarzi*" de Tendaguru (Tanganica) con *Olcostephanus*, *Holcodiscus*, *Lytocebras*, etc. las que según Spath (1939, p. 140) muestran una gran diferencia con aquellas de Salt Range (India). En esta zona se encuentra el *Bochianites janenschii* Zwierzycki (1914; Lám. 10, fig. 6; text. fig. 39) el que dadas sus características suturales se separa fácilmente de nuestros ejemplares.

Región Indomediterránea. Con las Spiti Shales y Salt Range (India) en el dominio de la Tethys, en la región indomediterránea (Kauffman, 1973), nuestra fauna presenta una posible vinculación basada en el ejemplar que determinamos como *B. aff. gerardi* (Stoliczka) y en el género *Neocomites*. Desgraciadamente la forma original figurada por Uhlig bajo *B. gerardi* (1910, p. 381-383; Lám. 79, fig. 3) no puede ser comparada en forma directa con el único ejemplar de Isla Livingston por la gran diferencia de tamaño que existe entre ambos. A pesar de ello los antecedentes morfológicos discutidos favorecen una conexión bastante fuerte entre estos especímenes, mayor que con las restantes especies de los bochianítidos conocidos en otras partes del mundo (fig. 12).

Al concluir el estudio expuesto en este capítulo, debemos expresar que el material descrito en esta oportunidad como *N. neocomiensis* aff. *premolica* Sayn puede ser comparado con bastante fidelidad con la variedad de Sayn (1901, p. 30 - 31) de las "marnes valanginiennes" del sureste de Francia.

En el ámbito mesógeno el grupo de formas que integran *N. neocomiensis* (d'Orb.) alcanzan su más amplio desarrollo y diversificación a partir desde el Valanginiano inferior, en la zona de *Kilianella roubaudiana*, como ha sido ya demostrado para la variedad que comentamos por diversos autores (v. gr. Le Hegarat, 1965; Nikolov, 1975). En este mismo nivel es fre-

(*) En el momento de escribir estas líneas el autor ha carecido de gran parte de la información bibliográfica original por lo que muchos de los comentarios que siguen están basados en fichas manuscritas y fotocopias parciales o bien en referencias a otros autores.

cuenta su asociación con *Thurmanniceras thurmanni* (Pictet y Campiche), género que de acuerdo con Allemann y otros (1975) se encuentra ya en el Berriasiano más alto (zona de *Berriasella callisto*).

Península Antártica. Los equivalentes cronológicos más cercanos con las faunas que se conocen de Isla Livingston son los mencionados para el Jurásico superior y Cretácico inferior del Sureste de Isla Alejandro I. Así, para el Titoniano de esta isla Thomson y Willey (1972) y Willey (1973) en sus trabajos sobre los *Inoceramus* y *Belemnitidae* respectivamente, entregan diversas determinaciones preliminares de ammonites que han sido incorporados en la Tabla de correlación (p. 50), permitiendo establecer las bases para una correspondencia bioestratigráfica entre estas dos áreas.

Simultáneamente, Thomson (1972-1974) da a conocer diferentes faunas de ammonoideos, entre las que merecen destacarse aquellas recolectadas en los acantilados costeros del lado Norte del Glaciar Pluto, en la Localidad Z. Estos fósiles consisten en general en fragmentos mal conservados y han sido asignados, muchos de ellos con las debidas reservas, a los géneros *Phylloceras*, *Phyllopachyceras*, *Bochianites*, *Substreblites*, *Himalayites*, *Neocosmoceras* y *Sarasinella*. Este autor sugiere para esta fauna una edad general Berriasiano de acuerdo con el rango estratigráfico de los elementos más representativos que se encuentran en su poder. Su estudio permite reconocer además una falta de información paleontológica para el lapso Valanginiano-Barremiano y la presencia de faunas desde el Aptiano inferior al Albiano inferior inclusive.

La asociación faunística descrita en esta ocasión para Península Byers adquiere por lo tanto un mayor significado cronológico y biogeográfico en la interpretación del Cretácico inferior antártico al completar parcialmente la carencia de información paleontológica hasta ahora existente durante el Valanginiano.

CONCLUSIONES FINALES

1. Se describen 15 especies de moluscos pertenecientes a las clases Scaphopoda, Gastropoda, Bivalvia y Cephalopoda, con dos especies nuevas para la ciencia, que permiten datar y correlacionar el nivel original con otras localidades dentro y fuera del ámbito antártico.
2. El estudio de estas faunas, colectadas frente a la costa Sur de Península Byers, permite su ubicación en el Valanginiano, en sentido amplio, y en el Valanginiano inferior a Valanginiano superior basal en forma restringida, en consideración a la presencia de *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn. La participación en el mismo conjunto de *Bochianites*

spp., con formas cercanas a *B. glaber* Kitchin y *B. gerardi* (Stoliczka), si bien apoyan esta datación, el escaso conocimiento de sus rangos estratigráficos y de sus desarrollos morfológicos, hace que su utilización con este fin deba emplearse con ciertas limitaciones. La carencia de otras faunas, como son las de *Olcostephanus* y de Trigonias australes, plantean un interesante problema futuro y una posible restricción en el rango cronológico.

3. Se establece una depositación en un ambiente mesolitoral, en el que se producen aportes de materiales volcánicos con carácter andesítico y pumicítico, procedentes de áreas próximas sin mediar un transporte muy prolongado del material sedimentario. Las áreas positivas, constituidas por islas de naturaleza volcánica, habrían manifestado frecuentes variaciones en la posición de la línea de costa.
4. La secuencia mesozoica marino-continental existente en Península Byers presenta una depositación continua desde el Titoniano? -Berriasiano al Barremiano, con frecuentes cambios de facies laterales, más que un cambio de ambientes marino a continental en sentido oeste a este.
5. La presencia en la fauna de los géneros *Neocomites*, *Bochianites* y *Uhligites*, con especies similares a aquellas descritas con anterioridad para Sud Africa y Madagascar sugieren una estrecha relación con la Provincia sur-este africana más bien que con las cuencas patagónica y andina.

REFERENCIAS

- Agrawal, S.K., 1956, Contribution a l'etude Stratigraphique et Paléontologique du Jurassique du Kutch (Inde). Ann. Centre d'Etudes Document. Palónt. n. 19, 188 p., 15 figs., 12 láms.
- Allemann, F., W., Grün y J. Wiedmann, 1975, The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. In: Col. Lim. Jur.-Crét., Lyon, 1973. Mem. B.R.G.M. n. 86, p. 14-22, 4 figs.
- Araya, R. y F. Hervé, 1965, Serie sedimentaria volcánica con plantas en las Islas Snow y Livingston. Soc. Geol. de Chile. Resúmenes. 10, 3 p.
- Arnould-Saget, S., 1951, Les Ammonites pyriteuses du Tithonique supérieur et du Berriasien de Tunisie central. Ann. Mines et Geol. Tunes, n. 10, 133 p., 11 láms., 61 figs.
- Boehm, G., 1904 - 07, Beiträge zur Geologie von Niederländisch - Indien. Die Südküsten der

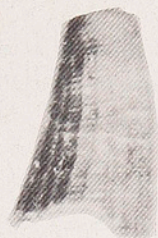
- Sula - Inseln Taliabu und Mangoli. Palaeontographica, Suppl. 4, Abt. 1, 46 p., 7 láms. (1904). Abt. 3, p. 47 - 120, láms. 8 - 31 (1907).
- Besaire, H.**, 1930b, Les rapports du Crétacé malgache avec le Crétacé de L'Afrique Australe. Bull. Soc. Geol. de France, S. 4, T. 30, fasc. 7, p. 613 - 643.
- , 1932, Fossiles caractéristiques du Nord et du Nord-Ouest de Madagascar. Ann. Géol. Serv. des Mines de Madagascar, fasc. 2, p. 37-53.
- Besaire, H. y M. Collignon**, 1959, Le Systeme Crétacé a Madagascar. In: Cong. Geol. Internac. México, 1956. T. 2. El Sistema Cretácico, p. 135 - 198, 6 tablas.
- Burckhardt, C.**, 1930, Etude synthétique sur le Mesozoïque mexicain. Mem. Soc. Paléont. Suisse. T. 49, 280 p., II Láms.
- Bürgl, H.**, 1957, Biostratigrafía de la Sabana de Bogotá y sus alrededores. Bol. Geol., Serv. Geol. Nac. Colombia, v. 2, n. 2, p. 115 - 147, 19 láms.
- , 1960, El Jurásico e Infracretáceo del Río Batá, Boyacá. *ibid.* v. 6, n. 1 - 3, p. 173 - 211, 4 láms.
- Collignon, M.**, 1950c, Recherches sur les Faunes Alpiennes de Madagascar. IV La Faune de Mokaraha. Ann. Géol. Serv. des Mines de Madagascar, T. 17.
- , 1960-62, Atlas des Fossiles caractéristiques de Madagascar. Rep. Malgache, Serv. Géol. Fasc. 6 (Tithonique) Fasc. 8 (Berriasiano a Barremiano).
- Colloque sur le Crétacé inférieur**, 1965, Lyon, Sept. 1963, Mem. B.R.G.M., n. 34, 840 p. París.
- Colloque sur la Limite Jurassique - Crétacé**. 1975. Lyon, Neuchâtel, Sept. 1973. Mem. B. R.G.M., n. 86, 393 p. París.
- Cox, L.R.**, 1940, The Jurassic Lamellibranch fauna of Kuchh (Cutch). Mem. Geol. Surv. India. Palaeont. Indica, S. 9, v. 3, p. 3, 157 p., 10 láms. (no revisado).
- , 1953, Lower Cretaceous Gastropoda, Lamellibranchia and Annelida from Alexandre I Land. F.I.D.S., Scient. Rep. n. 4, 14 p., 2 láms.
- Corvalán, J.**, 1974, Estratigrafía del Neocomiano marino de la Región al Sur de Copiapó, Provincia de Atacama. Rev. Geol. de Chile, n. 1., p. 13 - 36, 8 figs.
- Covacevich, V.**, (en preparación). Observaciones sobre los géneros *Bochianites* y *Thurmanniceras* (Ammonitina) en la Cordillera de la Costa de Chile Central.
- Dembowska, J. y S. Marek**, 1975, Développement du bassin de sédimentation sur la basse plaine de Pologne à la limite du Jurassique et du Crétacé. In: Coll. Lim. Jur-Cret., Lyon 1973. Mem. B.R.G.M., n. 86, p. 110 - 116, 2 figs.
- Durand - Delga, M.**, 1954, A propos de "*Bochianites*" *superstes* Perv.: Remarques sur les Ammonites droites du Crétacé inférieur. C.R.S. Soc. Géol. de France, n. 7, p. 134 - 137.
- Feruglio, E.**, 1936, Palaeontographia Patagonica. Mem. Inst. Geol. Univ. di Padova, v. 11, 384 p., 26 láms.
- Folk, R.**, 1959, Practical Petrographic classification of Limestones. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. v. 43, n. 1, 38 p.
- Fuenzalida, H.**, 1964, El Geosinclinal Andino y el Geosinclinal de Magallanes. Comun. Esc. Geología, Univ. Chile. n. 5, 26 p., 6 figs.
- Furque, G. y H.H. Camacho**, 1949, El Crétacé superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. Rev. Asoc. Geol. Arg. t. 4, n. 4, p. 263-297, 4 láms.
- González-F., O.**; **Y. Katsui y J. Tavera**, 1970, Contribución al conocimiento geológico de la Península Byers de la Isla Livingston, Shetland del Sur, Antártica. INACH, Ser. Cient. 1 (1), p. 41 - 54.
- Hernández, P. y V. Azcárate**, 1971, Estudio Paleobotánico preliminar sobre restos de una tafloflora de la Península Byers (Cerro Negro), Isla Livingston, Antártica. INACH, Ser. Cient., v. 2, n. 1, p. 15 - 50, 2 figs., 8 láms.
- Holdhaus, K.**, 1913, Fauna of the Spiti Shales (Lamellibranchia and Gastropoda). Mem. Geol. Surv. India. Palaeont. Indica, S. 15, v. 4, p. 2, fasc. 4, p. 397 - 456, láms. 94 - 100.
- Imlay, R.W. y D.L. Jones**, 1970, Ammonites from the *Buchia* Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon. Geol. Surv. Prof. Pap., 647 - B. 59 p., 15 láms.
- Karakasch, N.I.**, 1907, Le Crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. Trav. Soc. Imp. Natur. St. Petersburg. Sec. Geol. Min., v. 32, liv. 5, 482 p., 28 láms.
- Karsten, H.**, 1858, Über die geognostische Verhältnisse des Westlichen Columbiens der Heutigen Republiken Neu Granada und Ecuador. Amtl. Ber. 32, Vers. Deutsch. Naturf. und Ärzte.
- Kauffman, E.**, 1973, Cretaceous Bivalvia. In: A. Hallam, ed. Atlas of Palaeobiogeography. p. 353 - 383, 10 figs.

- Kitchin, F.L.**, 1908, The Invertebrate Fauna and Palaeontological Relations of the Uitenhage Series. Ann. S. African Mus. v. 7, p. 21-250, 10 láms.
- Leanza, A.F.**, 1945, Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la Provincia de Mendoza. Ann. Mus. La Plata, 99 p., 13 figs., 23 láms.
- , 1967, Anotaciones sobre los fósiles Jurásico-Cretácicos de Patagonia Austral (colección Feruglio) conservador en la Universidad de Bologna. Acta Geol. Lilloana, T. 9, p. 121-187, 3 láms.
- Le Hégarat, G.**, 1965, Stratigraphie et Macrofaune. In: Busnardo, R; G. Le Hégarat y J. Magné. Le Stratotype du Berriasien. Coll. Cret. Inf. Mem. B.R.G.M., n. 34, p. 5-33, 9 tablas, 3 figs.
- Lisson, C.I.**, 1938, Prolongación por el Norte y por el Sur del Cretácico de Lima y la determinación de sus diferentes pisos. Univ. Mayor S. Marcos. Fac. Cienc. Fís. y Mat., p. 149-164, 5 láms.
- Marwick, J.**, 1953, Divisions and Faunas of the Hokonui System (Triassic and Jurassic). N. Z. Geol. Surv., Palaeont. Bull., 21, 141 p., 17 láms.
- Moore, R.C. (Editor)**, 1957-1969, Treatise on Invertebrate Paleontology. Part I (Mollusca 1); Part L (Mollusca 4); Part N (Mollusca 6). Geol. Soc. America, Univ. Kansas Press.
- Nikolov, T.**, 1965, Etages, sous-étages et zones d'Ammonites du Crétacé inférieur en Bulgarie du Nord. In: Coll. Cret. inf. Mem. B.R.G.M., n. 34, p. 803-817.
- Reyes, R.**, 1970, La Fauna de Trigonias de Aisén. Inst. Invest. Geol. Bol. 26, p. 4-31, 4 láms.
- Riccardi, A.C.** 1970, *Favrella* R. Douvillé, 1909 (Ammonitina, Cretácico inferior). Edad y distribución. AMEGHINIANA, T. 7, n. 2, p. 119-138.
- Sayn, G.**, 1901-1907, Les Ammonites Pyriteuses des Marnes Valanginiennes du Sud-est de la France. Soc. Geol. de France, Paléont. Mem. n. 23, T. 9 (1901); T. 17 (1907).
- Sachs, V.N., V.A. Basov; V.A. Zakharov; T.I. Nahnjaeva y N.I. Shulgina**, 1975, Jurassic-Cretaceous boundary, position of Berrisian in the Boreal realm and correlation with Tethys. In: Coll. Lim. Jur.-Cret., Lyon, 1973. Mem. B.R.G.M., n. 86, p. 135-141, 5 figs.
- Segerstrom, K.**, 1960, Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. 2, n. 1, 35 p.
- Seyed - Emami, K.**, 1975, Jurassic - Cretaceous boundary in Iran. In: Coll. Lim. Jur.-Cret., Lyon, 1973. Mem. B.R.G.M., n. 86, p. 77-83, 2 figs.
- Shulgina, N.I.**, 1975, Boreal Ammonites at the turn of the Jurassic and Cretaceous and their correlation with Tethyan Ammonites. In: Coll. Lim. Jur.-Cret., Lyon 1973. Mem. B.R.G.M., n. 86, p. 142-146, 2 figs.
- Spath, L.F.**, 1923, On Ammonites from New Zealand, appendix to Trechmann, C.T. The Jurassic of New Zealand. Geol. Soc. London Quart. Jour. v. 79, p. 286-312.
- , 1924, On the Ammonites of the Speeton Clay and the subdivision of the Neocomian. Geol. Magaz., v. 61, n. 716, p. 73-89.
- , 1930, On the Cephalopoda of the Uitenhage Beds. Ann. S. African Mus., v. 28, p. 131-157, 3 láms.
- , 1939, The Cephalopoda of the Neocomian Belemnite Beds of the Salt Range. Mem. Geol. Surv. India. Palaeont. Indica, N.S., v. 25, 154 p., 25 láms.
- Stahlecker, R.**, 1935, Neocom auf der Kapverden - Insel Maio. N. Jahr. Min. Geol. und Pal. B.B. 73, Ab.B, p. 265-301, 3 láms.
- Stanton, T.W.**, 1901, The Marine Cretaceous Invertebrates. Rep. Princeton Univ. Exped. to Patagonia, 1896-1899. v. 4, Paleont., 43 p., 10 láms.
- Tavera, J.**, 1956, Fauna del Cretáceo Inferior de Copiapó. Inst. Geol. Univ. Chile. Publ. 9, p. 205-216.
- , 1970, Fauna Titoniana-Neocomiana de Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártica. INACH, Ser. Cient., v. 1, n. 2, p. 175-186, 5 láms.
- Thomson, M.R.A.**, 1972, Ammonite Faunas of South-eastern Alexander Island and their Stratigraphical Significance. In: Adie, R.J. ed. Antarctic Geol. and Geophy., Oslo, p. 155-160, 3 figs.
- , 1974, Ammonite faunas of the Lower Cretaceous of South - Eastern Alexander Island. Br. Antarct. Sur. Scient. Rep. n. 80, 44 p., 8 figs., 5 láms.
- Thomson, M.R.A. y L.E. Willey**, 1972, Upper Jurassic and Lower Cretaceous *Inoceramus* (Bivalvia) from South-East Alexander Island. Br. Antarctic. Sur. Bull., n. 29, 19 p., 10 figs.

- Termier, H., y G. Termier, 1960, Atlas de Paléogéographie.** 99 p. Masson., Paris.
- Uhlig, V., 1903 - 1910, The fauna of the Spiti Shales.** Mem. Geol. Surv. India. Palaeont. Indica. S. 15, v. 4, 132p., 18 láms. (1903); p. 133 - 395, láms. 19 - 93 (1910).
- Valenzuela, E., y F. Hervé, 1972, Geology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands.** In: Adie, R.J., ed., Antarctic Geol. and Geophy. Oslo, p. 83 - 89, 5 figs.
- Wiedmann, J., 1962, Unterkreide - Ammoniten von Mallorca, Lytoceratina, Aptychi.** Akad. Wissens. Liter. 36 p., 10 láms.
- Wilckens, O., 1905, Die Lamellibranchiaten, Gastropoden, etc., der oberen kreide Süd-Patagoniens.** Ber. naturf. Ges. Freiburg 15, p. 91 - 156, 9 láms.
- Willy, L.E., 1973, Belemnites from South-Eastern Alexander Island: II The occurrence of the family Belemnopseidae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous.** Br. Antarct. Sur. Bull., n. 36, p. 33 - 59, 7 figs.
- Zwierzycki, J., 1914, Die Cephalopoden - fauna der Tendaguru - Schichten in Deutsch - Ostafrika.** Archiv. für Biontologie, v. 3, n. 4, p. 7 - 96, 10 láms.



1a



1b



1c



5



4a



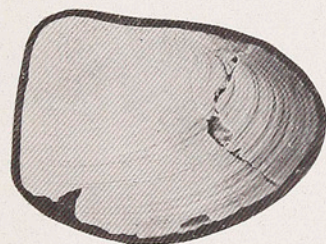
4b



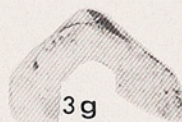
2



6



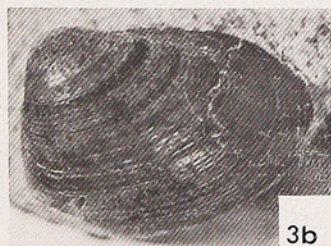
3a



3g



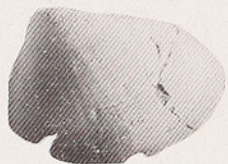
3f



3b



3c



3e



3d

LAMINA 1.

- Figs. 1a - c. *Dentalium* sp. (sp. nov. ?)
1a y 1b: vistas dorsal y lateral, (x 30). DGCR 423.
1c : vista dorsal, (x 20) . DGCR 423.
2. *Nucula (Leionucula)* sp. (sp. nov. ?).
Vista lateral del molde interno de una valva derecha, (x 3). DGCR 424.
- 3a - g *Nuculoma livingstonensis* sp. nov.
3a - 3e: vistas laterales, dorsal y posterior del holotipo; a y b (x 2.75); c - e (x 2).
DGCR 425.
3f : vista lateral de un paratipo parcialmente cubierto por el test; (x 2.75).
DGCR 426.
3g : vista charnelar de un paratipo; (x 2). DGCR 427 - 2.
- 4a - b *Chlamys* sp. ind.
4a : vista lateral de un molde interno con una aurícula parcialmente conservada; (x 1.5). DGCR 429.
4b : ejemplar bastante incompleto; (x 1.5). DGCR 430.
5. "*Macrocallista*" *antarctica* sp. nov.
Vista lateral del holotipo con gran parte del test adherido al molde; (x 3). DGCR 431.
6. "*Macrocallista*" sp. A (sp. nov. ?)
Vista lateral del ejemplar DGCR 432, (x 3.5).

Todas las figuras corresponden a vistas aumentadas en diferentes escalas. Se encuentran cubiertas con cloruro de amonio las indicadas bajo los números 3a, 3c - 3e, 4a - 4b y 5. 3 f y 3 g fueron fotografiadas en agua. Las restantes al natural.

LAMINA 2.

Figs. 1a - c. *Bochianites* aff. *B. glaber* Kitchin.

1a : vista ventral en detalle, (x 2 aprox.)

1b y 1c : vistas lateral y oblicua ventro - lateral, (x 1.5 aprox.). DGCR 436.

2a - d. *Bochianites* aff. *B. gerardi* (Stoliczka).

2a - 2c : vistas dorsal, oblicua dorso - lateral y lateral, (x 2).

2d : vista lateral, escala en mm. DGCR 440.

3a - e. *Uhligites* sp. (sp. nov.?).

3a y 3b : vista lateral del ejemplar DGCR 441 con gran parte de la cámara de habitación conservada, (x 2.75).

3c y 3d : fotografía mostrando la línea de sutura y la zona ventral serrada de un individuo adulto, (x 2.75). DGCR 443.

3e : vista lateral destacando parte de su débil ornamentación, (x 2.75). DGCR 442.

4a - c. *Neocomites neocomiensis* aff. *premolica* Sayn.

4a y 4b : vistas lateral y ventral del ejemplar DGCR 434, (x 1.4).

4c : región umbilical y comienzo de la última vuelta aumentadas, (x 3). Ibid.

5. *Neocomites* sp. ind.

Vista lateral del ejemplar DGCR 435, (x 1).

Figuras a diferentes escalas. 3b y 3c sumergidas en agua, las restantes con cloruro de amonio.



2a



2b



2c



2d



1a



1b



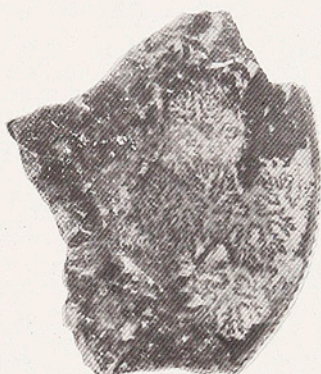
1c



3a



3d



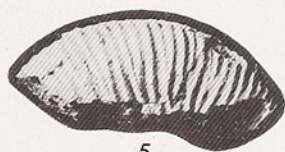
3c



3e



3b



5



4a



4b



4c

EL DESLIZAMIENTO DEL VALLE DEL MURTA: UN COLCHON DE AIRE COMO MECANISMO DE TRANSPORTE

RICARDO FUENZALIDA P. *Actualmente Noranda Exploraciones, El Vergel 2784, Santiago - Chile*
 JORGE SKARMETA M. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

El terremoto de mayo de 1960 produjo un deslizamiento en el margen oriental del valle del río Murta (Aisén - Chile). Este deslizamiento devastó un área de 2.5 km² y el material removido alcanza a los 5 millones de m³ de rocas. Las características morfológicas y las estructuras presentes sugieren que éste se transportó sobre un colchón de aire.

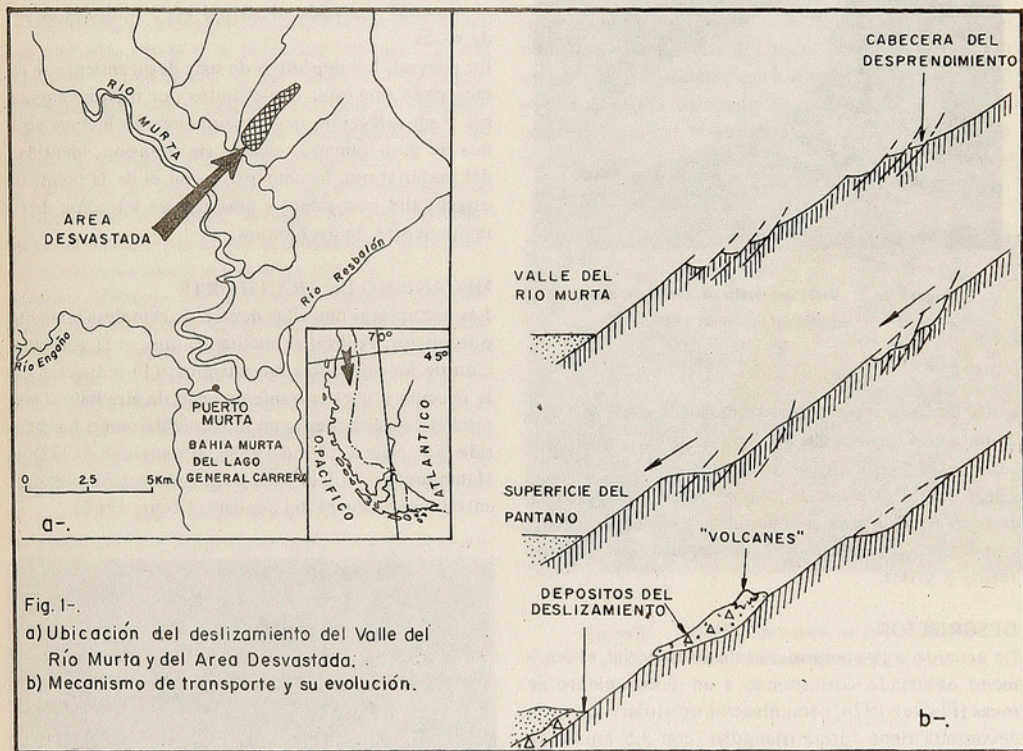
eastern side of the Murta river valley (Aisén - Chile). This landslide covered a 2.5 km² area and removed 5 million m³ of rocks. Morphological features and present structures suggest that it traveled on an air cushion.

INTRODUCCION

En mayo de 1960, y con motivo de los fuertes sismos ocurridos en el sur del país, se produjo en el margen oriental del valle del río Murta (Aisén) un deslizamiento de dimensiones considerables (fig. 1a).

ABSTRACT

The May 1960 earthquake released a huge landslide on the



Los autores del presente trabajo reconocieron los depósitos de este deslizamiento en marzo de 1974 al recorrer el valle del mencionado río como parte de los estudios de levantamiento geológico regional que el

Instituto de Investigaciones Geológicas está realizando en la Provincia de Aisén desde 1968.

OCURRENCIA

Los depósitos en cuestión están ubicados 5 km al nor-

te del poblado de Murta en el borde oriental del valle del mismo nombre (fig. 1a).

El desprendimiento de rocas se produjo cerca de la cumbre de la ladera del valle a unos 1.100 m sobre el nivel del mar. Gran parte de estos materiales se precipitaron al fondo del valle (350 m s.n.m.) donde han sido progresivamente absorbidos por el pantano en que están albergados (fig. 1b).

La figura 2 muestra una vista aérea de este deslizamiento tomada en 1968, en la cual aún se aprecia



Figura 2. Vista del deslizamiento tomada desde un avión en 1968.

parte de los materiales en el fondo del valle; en 1974, cuando fue reconocido el terreno, estos depósitos se restringían a las márgenes del valle.

Estos depósitos están ubicados sobre rocas metamórficas pertenecientes al "Basamento Metamórfico", constituido, en este sector, por esquistos sericíticos verdes y grises.

DESCRIPCION

De acuerdo a la composición de su material, el fenómeno observado corresponde a un deslizamiento de rocas (Plafker 1974, comunicación epistolar). La zona devastada tiene forma triangular, con 3.5 km en su parte basal más ancha y 150 m en su parte superior más angosta, siendo la altura de este triángulo de 1,5 km (fig. 2).

El depósito ubicado en el tercio superior está formado por bloques angulosos de esquistos verdes y grises de hasta 0.5 m^3 , mientras que en la parte inferior predomina la presencia de tierra sobre rocas que engloba troncos de árboles (fig.3). En su parte superior se des-

taca la presencia de pequeños "volcanes" formados por esquistos fracturados a una fracción más fina, los que se ubican sobre los bloques gruesos típicos del deslizamiento (fig. 4).

Estos "volcanes" tienen un orificio de 1-5 cm en su parte superior, el que está rodeado por material fino; la base de ellos es un área circular de alrededor de 1.5 m de diámetro (fig. 5).

Los depósitos más bajos de este deslizamiento, han sido en parte cubiertos por material fino proveniente de la parte superior debido a las intensas lluvias que han afectado esta zona en los últimos 15 años (2.500 mm/año) y que han originado cárcavas y canales en algunos sectores (fig. 6).

En base a mediciones de terreno y a la observación de las fotografías aéreas recientes, se estima que este deslizamiento devastó un área de 2.5 km^2 y que el material removido alcanza a los 5 millones de m^3 de rocas.

En general, los depósitos de este deslizamiento se caracterizan por estar constituidos por bloques angulosos y sin selección, que ocasionalmente incluye algunos de gran tamaño, clastos sin abrasión, identidad del material que lo constituye con el de la fuente de origen, alta porosidad, y ausencia de selección de tamaño dentro de los bloques.

MECANISMO DE TRANSPORTE

Las estructuras descritas dentro de este deslizamiento pueden ser explicadas mediante uno, o la combinación de los siguientes mecanismos: (1) reducción de la fricción por el entrapamiento de aire bajo el material del deslizamiento en movimiento como fue sugerido por Shreve (1966,1968), Marangunic (1972) y Marangunic y Bull (1968) y (2) fluidización por aire entrapado dentro del depósito (Kent, 1966).



Figura 3. Parte inferior del deslizamiento. Troncos y bloques de roca.



Figura 4. Visión estereoscópica de los "volcanes" de asentamiento

La angulosidad y mala selección de los bloques, su escasa o ausente abrasión, su identidad litológica, su alta porosidad y la presencia de los "volcanes" ya descritos, hacen que nos inclinemos en favor de un transporte sobre un colchón de aire entrampado bajo los depósitos del deslizamiento en movimiento.

La presencia de los "volcanes" sugiere que éstos se formaron por el escape vertical del aire retenido bajo el deslizamiento, el que al detenerse acarreo consigo el material fino que los cubre (fig. 4).

Autores anteriores han descrito derrumbes transportados por colchones de aire en los diferentes dominios cordilleranos del mundo. Shreve (1966, 1968) indica que el roce se reduce por entrampamiento de aire bajo el material del deslizamiento en movimiento. Kent (1966) sugiere que éstos aumentan notablemente su fluidez debido al aire entrampado, y Howard (1973) sugiere que los grandes derrumbes son más eficaces en entrapar aire que los pequeños.

Antecedentes que demuestran categóricamente la presencia de aire como mecanismo de transporte han sido sugeridos por diversos autores anteriores. En el derrumbe de Frank Slide, Canadá, (Mac-Connell y Brock, 1904, *vide* Kent, 1966) el fenómeno fue acompañado por un gran estampido que produjo un fuerte vendaval, que arrancó árboles del valle, cubrió el área de tierra y fragmentos de rocas y las casas de la vecindad fueron levantadas hasta 3 m para luego ser enterradas. El deslizamiento del Madison Canyon, USA (Mudge, 1965), de alto grado de movilidad, al detenerse volcó una caravana y cubrió de polvo los árboles del sector. El deslizamiento del Sherman Glacier, Alaska (Marangunic, 1972, Marangunic y Bull, 1968) saltó en el aire y viajó sobre un colchón de aire por 4 km, a velocidades extremas.

Por los antecedentes expuestos sugerimos que el des-

lizamiento del valle del río Murta se habría desplazado ayudado por el aire que permitió el aumento de su movilidad. Al detenerse, el aire entrampado escapó por la cabecera del depósito, acarreado consigo el material fino que se acumuló sobre el derrumbe formando los volcanes ya descritos. Estos volcanes son el



Figura 5. Orificio de escape de aire de uno de los volcanes de asentamiento

producto del escape del aire al producirse la detención y asentamiento de estos depósitos, y marcan el término del desarrollo de este corto fenómeno.

SINTESIS

El derrumbe en cuestión presenta características propias coincidentes con los grandes derrumbes observados y descritos en otros lugares del mundo:

(1) disposición caótica de los bloques sin ordenamiento

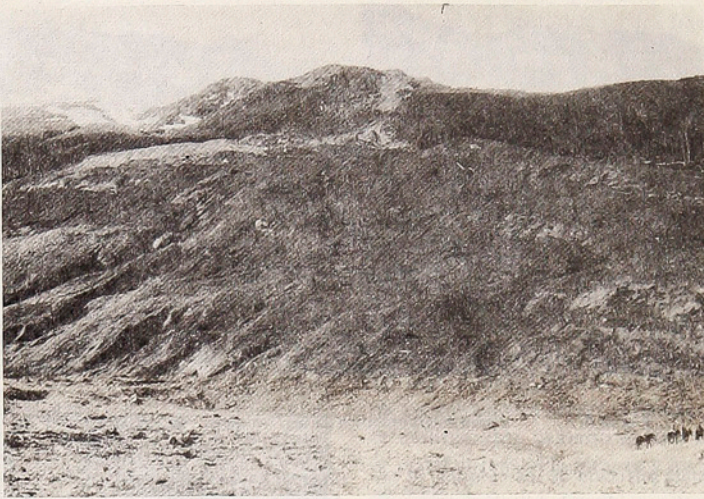


Figura 6. Carcavas en la parte inferior del deslizamiento producto de la erosión del agua superficial y lluvias.

to modal; (2) bloques ausentes de abrasión; (3) gran desarrollo longitudinal y escaso desarrollo lateral; (4) la presencia de "volcanes" formados por el escape del aire, el que habría sido un eficaz medio movilizante y antiabrasivo, y (5) la extensión del área devastada que alcanza a los 2.5 km² y el material removido a los 5 millones de m³ de rocas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Cedimir Marangunić quien leyó críticamente los manuscritos y proporcionó una gran cantidad de comentarios y antecedentes bibliográficos.

REFERENCIAS

Howard, K., 1973, Avalanche mode of motion: implications from lunar examples: *Science*, v. 80,

p. 1032 - 1055.

- Kent, P., 1966, The transport mechanism in catastrophic rock-falls: *Jour. Geol.*, v. 74, p. 79-83.
- Marangunić, C., 1972, Effects of a Landslide on Sherman Glacier, Alaska: Institute of Polar Studies, Report 30, Ohio State University, USA.
- Marangunić, C., and Bull, C., 1968, The Landslide on the Sherman Glacier: The Great Alaska Earthquake of 1964, vol. 3, p. 383-394, U.S.A.
- Mudge, M., 1965, Rock-fall avalanche and rock slide avalanche deposit at Sawtooth Ridge, Montana: *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 76., p. 1003-1014.
- Shreve, R., 1966, Sherman Landslide, Alaska: *Science*, vol. 154, p. 1639-1643.
- , 1968, The blackhawk landslide: *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 108, 47 p.

INFORMACIONES GENERALES

La Revista Geológica de Chile acepta para publicar trabajos geológicos y de ciencias afines que sean de interés general en Chile prefiriendo aquellos que sean útiles en más de una disciplina de las ciencias geológicas.

Los autores deben enviar dos copias del manuscrito a doble espacio en papel de buena calidad, tamaño carta con un margen de por lo menos 2,5 cm arriba, abajo, y a los lados, acompañados de dos copias legibles de las ilustraciones (dibujos y fotos), al Editor, Revista Geológica de Chile, Casilla 10465 - Agustinas 785, 6^o piso, Santiago. Los manuscritos a espacio simple, en papel copia, con márgenes inadecuados o ilustraciones y tablas ilegibles, serán devueltos al autor. No envíe los originales de las ilustraciones hasta que le sean solicitadas. Los autores deben conservar en su poder una copia del manuscrito e ilustraciones, porque la Revista no puede responsabilizarse por material perdido en Correos.

Los trabajos que se entreguen para su publicación deben estar totalmente terminados y en lo posible con la aceptación final de uno o más especialistas en el tema tratado. Es derecho del Editor responsable el efectuar la redistribución de las figuras, la valoración crítica general de los trabajos presentados y la designación de nuevos Editores en caso que ello sea necesario. La crítica se basa en la conveniencia, originalidad y propiedad de la presentación.

Los manuscritos deben estar preferentemente escritos en español, pero pueden ser aceptadas contribuciones en inglés.

Casi todos los manuscritos son enviados nuevamente al autor para revisión, condensación o pulimiento final. Las pruebas de imprenta son enviadas al autor para su revisión y aprobación final. Cada columna de las dos que van en cada página se envían en una hoja con amplios márgenes para comentarios y correcciones. Los números y letras que figuran a la derecha de cada línea sirven para que el operador de la máquina de escribir pueda marginar la línea al escribir las matrices de impresión. Se ruega no alterar o borrar estos símbolos.

El autor debe en esta etapa limitarse en lo posible sólo a corregir errores de copia, ya que toda corrección mayor altera la marginación del resto del párrafo.

Cuando un manuscrito se encuentra en proceso de revisión para su aceptación no debe ser enviado para publicación en otras revistas, excepto con consentimiento escrito del Editor.

LIMITACIONES DE TAMAÑO

La extensión máxima de los manuscritos normalmente aceptados en la Revista es de 50 páginas, mecanografiadas a doble espacio, que equivalen aproximadamente a 15.000 palabras.

Ocasionalmente se aceptarán manuscritos de hasta 75 páginas, sólo en el caso que se juzguen de excelente calidad.

Manuscritos de 12 páginas o menos con un mínimo de ilustraciones, que informen sobre hallazgos, nuevas técnicas y procedimientos, nuevos datos, progresos alcanzados en investigaciones de larga duración y que requieran publicación rápida son bienvenidos en la Revista. Discusiones de trabajos publicados recientemente en la Revista serán revisados en forma expedita

para su rápida publicación. En general mientras más corto y mejor escrito el manuscrito, más expedita será la publicación.

REQUISITOS QUE DEBEN CUMPLIR LOS MANUSCRITOS

Resúmenes. Los trabajos en español deben llevar un resumen breve y objetivo, que incluya en un máximo de 250 palabras el contenido y conclusiones del trabajo en una página separada. Las frases iniciales deben indicar la orientación general del trabajo, las siguientes deben poner énfasis en la información nueva aportada. Omítase referencias, críticas, ilustraciones y diagramas. Sobre todo, el resumen debe presentar la información efectiva y los resultados en forma de síntesis en vez de decir sobre qué es el estudio o cómo se realizó el trabajo. El resumen deberá presentarse además en uno o más idiomas de gran difusión, con una extensión máxima de 500 palabras.

Organización. En la parte inicial del trabajo debe dejarse claramente establecida cual es la contribución principal aportada. Debe también indicarse el propósito principal de la publicación, agregando sólo un mínimo de información de trabajos anteriores; los datos que llevan a las conclusiones deben ser además presentados concisamente; la diferencia entre hechos e interpretaciones claramente definida; las conclusiones deben ser sólo aquellas justificables con los datos presentados y quizás adelantar algunas implicaciones de las conclusiones indicadas. Se puede suponer que los lectores de la Revista están familiarizados con la literatura general al respecto y no necesitan que se les explique detalladamente principios básicos; por lo tanto sólo debe presentarse el mínimo necesario de información de trabajos anteriores y material de referencia. Concéntrese en la contribución específica y preséntela claramente y en la menor cantidad posible de palabras, de modo que el lector pueda obtener un máximo de ideas en un mínimo de tiempo.

Las descripciones de cosas tales como métodos y técnicas de laboratorio deben presentarse en la forma más breve posible y preferiblemente ubicadas en el artículo como un apéndice. Métodos de práctica corriente no deben describirse en detalle si es posible citar referencias al respecto.

Debido a que las tablas, notas al pie de página, y referencias se componen en tipos y posiciones diferentes al resto del artículo, deben ser enviadas en página aparte a doble espacio. No envíe manuscritos corcheteados o empastados. Evite poner clips a las fotos brillantes.

Explicaciones de figuras. Haga que la explicación de cada figura sea precisa; explique todos los términos y símbolos usados. Muchos de los símbolos tales como letras, sufijos, letras griegas etc., pueden ser ventajosamente puestos en la explicación dejando dentro de los márgenes de la figura sólo los símbolos geológicos. Escriba todas las explicaciones de figura en párrafos seguidos en una o más páginas del manuscrito, doble espacio. No ponga número de figura, título ni explicación dentro de los márgenes de la figura.

Tablas. Las tablas deben ser preparadas cuidadosamente y deben reemplazar al texto y no duplicarlo. Deben numerarse consecutivamente y estar encabezadas por un breve título; cada una sola en una página de manuscrito. Suprima líneas verticales y horizontales, alinee los decimales y use coma en vez de punto para separarlos de los números enteros. Los símbolos de referencia * † § # pueden ponerse dobles o triples si se necesitan en mayor cantidad. Compruebe los totales de cada columna si son sumables. Una línea horizontal corta al final de la columna indica su término, pero si continúa en la próxima página déjela sin línea.

Notas al pie de página. Reemplace en lo posible las notas al pie de página con información incluida en el texto; pero cuando sean imprescindibles escribalas aparte en una hoja separada del manuscrito marcadas con los símbolos indicados.

Apéndices. Todos los apéndices deben tener un título, como por ejemplo: **Apéndice 1. Descripción de las muestras.** Los apéndices se ubican al final del texto antes de las Referencias citadas.

Símbolos Matemáticos. Los símbolos matemáticos escritos a mano en los manuscritos son generalmente difíciles de leer y pueden inducir a error al componer el texto. Se sugiere escribir con lápiz suavemente al margen de qué símbolo se trata, como por ejemplo: "sub gama, super delta, pi", etc. Las expresiones que deben ir en itálicas o cursivas se subrayan en el manuscrito.

Referencias citadas. Las referencias en el texto se indican por autor, año y páginas específicas cuando sea necesario. Sólo se usa el apellido a menos que haya dos autores con el mismo apellido, en cuyo caso se usará la inicial del nombre. Los autores que tengan dos publicaciones en el mismo año se diferenciarán agregando "a", "b" o "c" al año. Cuando se trate de varios autores se citará como (Pérez y otros, 1972), y no como (Pérez, González y Cabrera, 1972) o (Pérez *et al.*, 1972). La sección referencias también debe escribirse en el manuscrito con márgenes de 2,5 cm alrededor, con el nombre del autor, año de publicación, título del artículo, nombre del periódico, número de volumen y número de la página inicial y final. Para libros ponga el nombre de la editorial y la ciudad en que fue publicado. No se listan en las referencias datos inéditos, informes inéditos, o investigación en progreso. Este material se pone en el texto con el nombre del autor o investigador como por ejemplo (Pérez, 1973 com. oral). Cualquier material que no se encuentre fácilmente accesible a un lector interesado no se listará en las referencias, al igual que los trabajos que no hayan sido citados en el texto.

Ilustraciones. Todas las ilustraciones se clasifican como figuras e incluyen dibujos lineales que pueden ser impresos en tamaño página o mayores y las fotografías. Todas las ilustraciones deben ser identificadas con el nombre del autor y numeradas consecutivamente con lápiz al borde del papel o por detrás en el caso de fotografías. Marque en el margen del texto el lugar que considere apropiado para ubicar las ilustraciones, pero mantenga las ilustraciones separadas del texto. La explicación y título debe ser repetida dentro de los márgenes de la figura. Para material relacionado estrechamente use Figura 1A, 1B, y 1C y una explicación conjunta en vez de tres explicaciones repetidas.

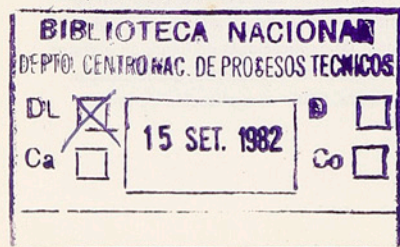
Fotografías nítidas y brillantes de los dibujos lineales reducidas a tamaño página o columna son preferibles a originales grandes y difíciles de mantener en buen estado durante el proceso de impresión. Los dibujos deben ser sobre un buen papel blanco opaco o transparente. Cuando planea los tamaños de las figuras tome en cuenta el tamaño de las páginas de la Revista.

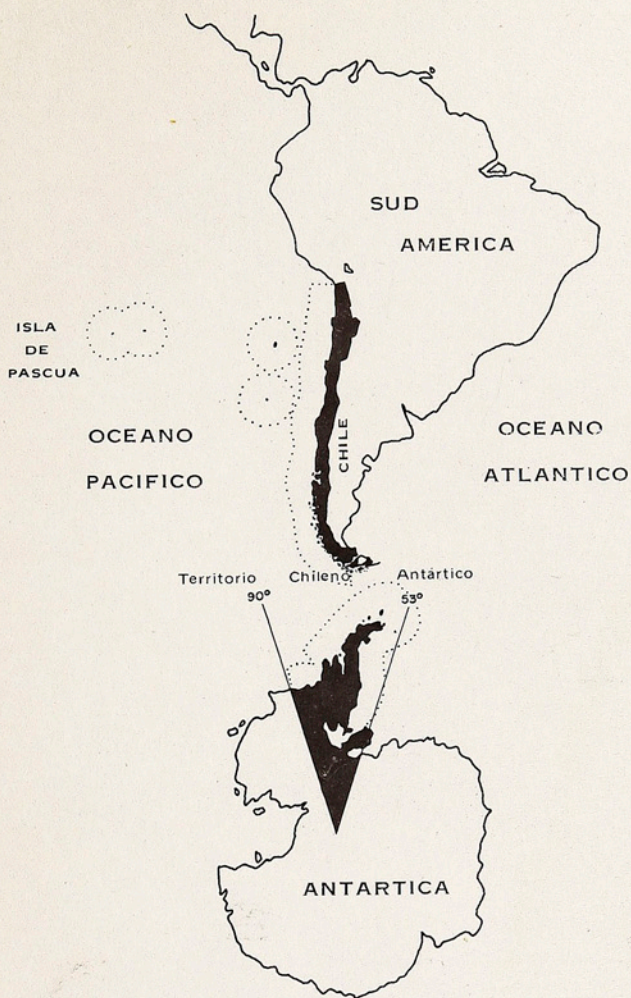
Página completa, límite máximo de escritura 15,6 cm (37 picas) de ancho; 22,4 cm (53 picas) de alto. Ancho de cada columna 7,6 cm (18 picas) por el alto necesario hasta un máximo de 22,4 cm (53 picas) cuando se piensa usar una sola columna.

Figuras de mayor tamaño sólo pueden ser impresas por el momento hasta 21 cm (50 picas) por 31 cm (73 picas) para ser incluidas dobladas. Las ilustraciones mientras más pequeñas, simples y compactas sean, más probabilidades tienen de ser estudiadas en detalle por el lector. Una figura puede ser dividida en dos para ponerla en páginas diferentes frente a frente eliminando el doblez. Use escalas gráficas en todos los mapas y microfotografías en vez de escalas numéricas que pueden cambiar con la reducción o ampliación. Planea todos los tipos de letra de tamaño tal que sean legibles luego de la reducción. Use líneas y letras finas porque se reproducen mejor. Las líneas gruesas tienden a perder nitidez en los bordes y la tinta no toma bien en el centro, disminuyendo la calidad de la reproducción. Envíe las figuras en lo posible del tamaño en que se desea sean reproducidas, si son mayores mantenga en todo caso las proporciones adecuadas entre largo y ancho para su reducción.

Apartados. La Revista proporciona 50 apartados por cada artículo al autor o autor principal si son varios. Si se necesitan más de 50 apartados éstos podrán ser ordenados al momento de devolver las pruebas de imprenta con una orden firme de compra.

Los apartados extra serán cargados al costo. Cualquier duda consúltela escribiendo o llamando al Editor, Revista Geológica de Chile, Casilla 10465, teléfono 30121, Santiago.





EL TERRITORIO CHILENO ANTARTICO ABARCA UNA SUPERFICIE DE 1.250.000 KM²; ENTRE LOS 90° Y 53° DE LÓNGITUD OESTE. COMPRENDE LA PENINSULA ANTARTICA O TIERRA DE O'HIGGINS Y TODAS LAS ISLAS ADYACENTES; EL PASO DE DRAKE Y PARTE DE LOS MARES DE WEDDELL Y BELLINGHAUSEN.

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

NUMERO 3 1976

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

INDICE

- El Batolito Andino Cerca de Copiapó, Provincia de Atacama. Geología y Petrología. 1 - 24
Robert I. Tilling
- Fauna Valanginiana de Península Byers, Isla Livingston, Antártica 25 - 56
Vladimir Covacevich C.
- El Deslizamiento del Valle del Murta: Un Colchón de Aire Como Mecanismo de Transporte 57 - 60
Ricardo Fuenzalida P. y Jorge Skarneta M.
-