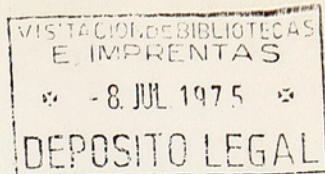




REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

12 (433 a-)

NUMERO 2 1975



REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

Editada por

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

Con el auspicio de

SOCIEDAD GEOLOGICA DE CHILE

DEPARTAMENTO GEOLOGIA UNIVERSIDAD DE CHILE

INDICE

<i>Pholidophorus Domeykanus</i> n. sp. del Jurásico de Chile	1 - 9
. Gloria Arratia F., Augusto Chang G. y Guillermo Chong D.	
Sobre un Pez Fósil del Jurásico de Chile y sus Posibles Relaciones con Clupeidos Sudamerica- nos Vivientes	10 - 21
. Gloria Arratia F., Augusto Chang G. y Guillermo Chong D.	
Estudio Petrográfico del Gabro Coronítico de Laguna Verde, Provincia de Valparaíso, Chile	22 - 33
. Francisco Hervé y Mónica del Campo	
Presencia de Suelos Ricos en Aluminio en la Zona Sur de Chile (Bío-Bío, Llanquihue)	34 - 40
. Arturo Hauser Y.	
Geología de los Depósitos Salinos Andinos, Provincia de Antofagasta, Chile.	41 - 55
. Tomás Vila G.	
El Yacimiento Cobre Porfídico "Andacollo", Provincia de Coquimbo, Chile	56 - 66
Carlos Llaumett P., Luis Olcay V., Carlos Marín B., J. Carlos Marquardt L. y Eduardo Reyes F.	

DEPOSITO LEGAL
1975
F. 10.11.1975

REVISTA GEOLÓGICA DE CHILE

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS
SOCIEDAD GEOLÓGICA DE CHILE
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA UNIVERSIDAD DE CHILE

INDICE

1	1	1
2	2	2
3	3	3
4	4	4
5	5	5
6	6	6
7	7	7
8	8	8
9	9	9
10	10	10
11	11	11
12	12	12
13	13	13
14	14	14
15	15	15
16	16	16
17	17	17
18	18	18
19	19	19
20	20	20
21	21	21
22	22	22
23	23	23
24	24	24
25	25	25
26	26	26
27	27	27
28	28	28
29	29	29
30	30	30
31	31	31
32	32	32
33	33	33
34	34	34
35	35	35
36	36	36
37	37	37
38	38	38
39	39	39
40	40	40
41	41	41
42	42	42
43	43	43
44	44	44
45	45	45
46	46	46
47	47	47
48	48	48
49	49	49
50	50	50
51	51	51
52	52	52
53	53	53
54	54	54
55	55	55
56	56	56
57	57	57
58	58	58
59	59	59
60	60	60
61	61	61
62	62	62
63	63	63
64	64	64
65	65	65
66	66	66
67	67	67
68	68	68
69	69	69
70	70	70
71	71	71
72	72	72
73	73	73
74	74	74
75	75	75
76	76	76
77	77	77
78	78	78
79	79	79
80	80	80
81	81	81
82	82	82
83	83	83
84	84	84
85	85	85
86	86	86
87	87	87
88	88	88
89	89	89
90	90	90
91	91	91
92	92	92
93	93	93
94	94	94
95	95	95
96	96	96
97	97	97
98	98	98
99	99	99
100	100	100

Representante Legal

Sr. Jorge León Villarreal, General de Brigada, Presidente del Consejo I.I.G.

Director Responsable

Sr. Oscar González-Ferrán, Director Ejecutivo I.I.G.

Editor:

Sr. Eduardo Abad Escobar, domiciliados en Agustinas 785, 6° Piso. Santiago.

La Revista Geológica de Chile es publicada aproximadamente tres veces al año por el Instituto de Investigaciones Geológicas, con el auspicio de la Sociedad Geológica de Chile y el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los tomos son numerados consecutivamente con indicación del año de aparición.

Suscripciones y Correspondencia:

Publicaciones, Instituto de Investigaciones Geológicas, Casilla 10465, Santiago - Chile.

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

Instituto de Investigaciones Geológicas es miembro de la Asociación Latinoamericana de Editores de Geociencias ALEGEO.
Impreso en Offset, Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile, FACH.

INSTRUCCIONES A LOS AUTORES

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 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.

La aceptación o rechazo de un manuscrito se basa normalmente en la evaluación hecha por dos o más revisores del Comité Editorial o designados por el Comité, que están relacionados con el tema del trabajo. La crítica se basa en la conveniencia, originalidad y propiedad de la presentación. 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 juzgen de excelente calidad.

Manuscritos de 12 páginas o menos con un mínimo de ilustraciones, que informen sobre hallazgos, nuevas técnicas o 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. El resumen debe ser breve y objetivo, incluyendo

en un máximo de 250 palabras el contenido y conclusiones del trabajo. Las frases iniciales deben indicar la orientación general del trabajo, las siguientes deben poner énfasis en la información nueva aportada. Omite referencias, críticas, ilustraciones y diagramas. Sobre todo, el resumen debe presentar la información efectiva y los resultados en forma de cápsula 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.

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. Concéntrase 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. Suprime 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 escribálas 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 del 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.**

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 ilustracio-

nes 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 1 C 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 pueden ser sobre buen papel blanco opaco o transparente. Cuando planee 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 (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. Planee 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 20 apartados de cada artículo al autor o autor principal si son varios. Si se necesitan más de 20 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.

PHOLIDOPHORUS DOMEYKANUS n. sp. DEL JURASICO DE CHILE

GLORIA ARRATIA FUENTES, *U. de Chile, Departamento de Ciencias Naturales y Exactas, Sede Santiago Sur.*
AUGUSTO CHANG GARRIDO, *U. de Chile, Departamento de Ciencias Naturales y Exactas, Sede Santiago Sur.*
GUILLERMO CHONG DIAZ, *Instituto de Investigaciones Geológicas.*

RESUMEN

Se presentan los resultados parciales del estudio de peces fósiles que se está realizando en Chile. Se ha determinado la presencia de una nueva especie de la familia Pholidophoridae la que se describe bajo la denominación de *Pholidophorus domeykanus*. Los especímenes fueron colectados en unidades bioestratigráficas del Jurásico Superior de la Cordillera de Domeyko, provincia de Antofagasta, durante los levantamientos de geología regional realizados por el Instituto de Investigaciones Geológicas (I.I.G.).

ABSTRACT

Partial results of an investigation about fossil fishes of Chile are reported. Authors have determined a new species of the Pholidophoridae family, *Pholidophorus domeykanus*. The specimens discussed were collected from biostratigraphic units of Late Jurassic age exposed in the Cordillera de Domeyko, (Antofagasta Province) during a regional geology survey made by the Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile (I.I.G.).

INTRODUCCION

Los peces foliodóforidos existieron entre el Triásico Medio y el Jurásico Superior y actualmente están considerados dentro de un grupo de posición taxonómica discutida. Uno de sus géneros mejor conocido es *Pholidophorus* y en este trabajo describimos una especie nueva para Chile.

Se estima que tanto los foliodóforidos como los leptolépidos son los antecesores de los Teleósteos. Bardack (1965) y otros, ubican a los foliodóforidos y leptolépidos como pertenecientes a los órdenes Pholidophoriformes y Leptolepiformes del superorden Halecostomi, siendo este último el taxón intermedio entre los superórdenes Holostei y Teleostei y que exhibe un mosaico de caracteres (Schaeffer, 1965).

La historia filogenética de los Teleósteos es discutida. Saint-Seine (1949), Gardiner (1960), Nybelin (1961), Jakolev (1962, 1965), Bardack (1965), Schaeffer (1965), Gaudant (1966), Patterson (1967) han comentado la línea evolutiva de Foliodóforidos-Leptolépidos-Teleósteos. Rayner (1948) estableció el origen de leptolépidos a partir de foliodóforidos pero es opinión de muchos ictiopaleontólogos que no todos los teleósteos tienen este ancestro. Parece ser que el origen probable de los clupeiformes primitivos no es único, sino que fue a partir de foliodóforidos y leptolépidos (Bardack, 1965).

Los leptolépidos han sido considerados por Gregory

(1933), Dunkle (1940) y Rayner (1941, 1948) como antecesores de ciertos clupeiformes porque muestran semejanzas en ciertos caracteres comunes y, por otro lado, ellos son demasiado especializados en la estructuración de la mandíbula y algunos huesos craneanos para ser considerados antecesores de todos los clupeiformes. Bardack (1965) y Patterson (1967) establecieron un probable origen de clupeidos a partir de leptolépidos y de chirocéntridos y de elópidos a partir de foliodóforidos. El origen de elópidos a partir de foliodóforidos fue sugerido por Gardiner (1960) y Schaeffer y Rosen (1961).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. B. Schaeffer, Curator y Chairman del American Museum of Natural History de Nueva York, por su valiosa cooperación con respecto a bibliografía y por sus sugerencias y críticas al manuscrito; al Prof. O. Nybelin del Museo de Historia Natural de Gotemburgo, Suecia, por su colaboración bibliográfica y al Dr. O. Reig, Director del Instituto de Genética y Evolución de la Universidad Austral de Valdivia, Chile, por el estímulo y colaboración que ha brindado a nuestro trabajo. Agradecemos al Sr. O. Aguilera, Jefe del Laboratorio Fotográfico de la Universidad de Chile, Sede Santiago Sur, por el trabajo fotográfico realizado, y al Sr. E. Ardiles, Dibujante del Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, por su colaboración en la preparación de las figuras.

UBICACION ESTRATIGRAFICA (*)

Los materiales estudiados fueron recolectados en los levantamientos regionales realizados por el Instituto de Investigaciones Geológicas en la Cordillera de Domeyko, de la provincia de Antofagasta. El punto fosilífero se encuentra ubicado en la ladera norte de la quebrada Aguada Chica, unos mil metros al oeste de la Aguada y sus coordenadas aproximadas son 24° 59' Lat. S y 69° 12' Long. W. (fig. 1).

Los peces se encuentran en una secuencia de margas, calizas, lutitas e intercalaciones de yeso. La estratificación es fina con estratos de hasta 15 cm y es una característica sobresaliente la presencia de abundantes concreciones generalmente fosilíferas y que se desarrollan principalmente en las margas. Los sedimentos

(*) Este capítulo fue preparado por G. Chong, geólogo.

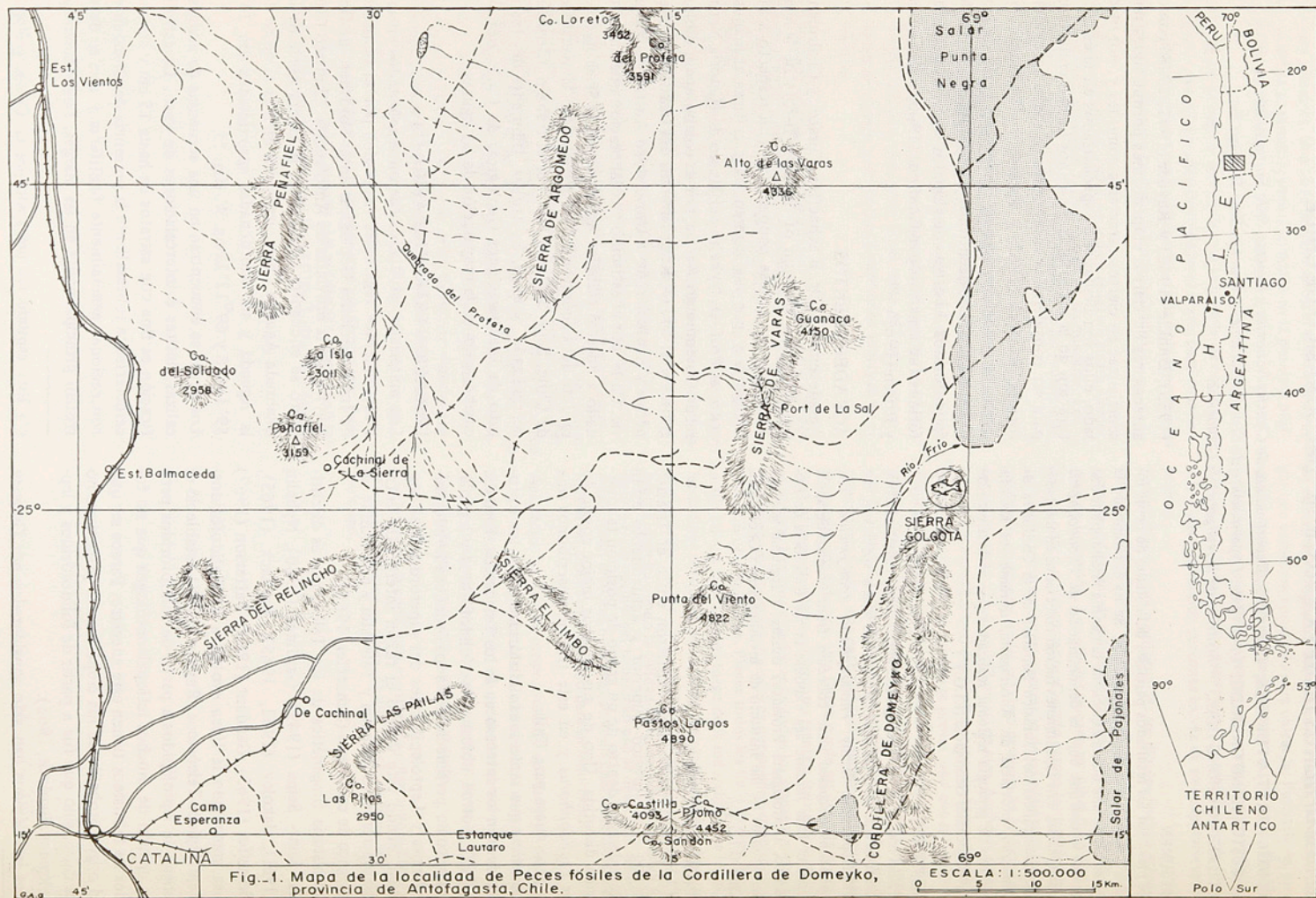


Fig. 1. Mapa de la localidad de Peces fósiles de la Cordillera de Domeyko, provincia de Antofagasta, Chile.

marinos se depositaron en una región de plataforma, de mar somero que ocasionalmente configuraba cuencas de circulación restringida que ha sido interpretada regionalmente como parte del ambiente miogeosinclinal del geosinclinal andino.

Los estratos están plegados en pliegues volcados hacia el oeste y en la localidad fosilífera aparece el núcleo de un anticlinal volcado en que se puede observar claramente la repetición de las capas. Este núcleo está constituido por una secuencia sedimentaria de depositación rítmica donde alternan calizas duras con margas friables y debido a la diferente resistencia a la erosión la serie tiene un aspecto muy característico.

Se han reconocido por lo menos cinco niveles con peces, de los cuales aparecen tres en el perfil tentativo planteado en la fig. 2. En este perfil, desde abajo estratigráficamente aparece un estrato de margas con concreciones calcáreas fértidas, elipsoidales y que no superan los 10 cm en su eje mayor, (nivel 2). Las concreciones contienen peces mal conservados en los cuales sólo se pueden observar restos de columna vertebral y escamas. El nivel, por efectos del plegamiento se repite unos mil metros más arriba topográficamente, (nivel 3). A continuación aparece un estrato de unos cinco metros de margas friables, bituminosas y yesíferas, que contienen abundantes concreciones calcáreas elipsoidales y esféricas que pueden tener hasta 20 cm de diámetro mayor y que contiene peces del género *Pholidophorus* (nivel 4). Los peces tienen un regular estado de conservación y en la mayoría de los casos faltan cola y/o cabeza.

Este estrato se repite en la parte superior del perfil (no aparece en la fig. 2), aunque con una potencia menor, debido probablemente a un acúñamiento. Margas bituminosas con concreciones y una abundante fauna de ammonites sobreyace al nivel con los peces descritos. Los ammonites de los niveles 5 y 6 son: *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp., *Mirosphinctes* (?), *Oppelia* (*Oxycerytes*) exótica, *Orthosphinctes*, *Gregoryceras*, *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis*, *Ochetoceras* y *Euaspidoceras* sp. (Corvalán y Tapia en comunicación personal). Esta fauna define una Edad Oxfordiana Superior que es la que se asigna a estos peces. Un biocrón más preciso en el piso Oxfordiano, se definirá posteriormente con la revisión que se hará del estudio de la fauna de ammonites.

Ambiente de depositación

Las rocas en que se encuentran los peces son lutitas negras, bituminosas, yesíferas y en parte piritosas, lo que indica que el ambiente en que vivieron estos peces correspondía a cuencas parcialmente cerradas o

semicerradas, con aguas de poco oxígeno y con condiciones reductoras que eventualmente podían ser muy severas.

La abundancia de los restos, su concentración en los estratos y su similar estado de conservación en los diferentes ejemplares hacen considerar, como una hipótesis de trabajo, entre otras, la posibilidad que los peces hayan muerto en forma masiva por cambios locales en las condiciones de depositación de la cuenca. Estos cambios podrían haberse producido por variaciones en los umbrales que definían las cuencas cambiando su salinidad e incluso por aumentos en la concentración de ácido sulfhídrico debido a emanaciones volcánicas.

TAXONOMIA

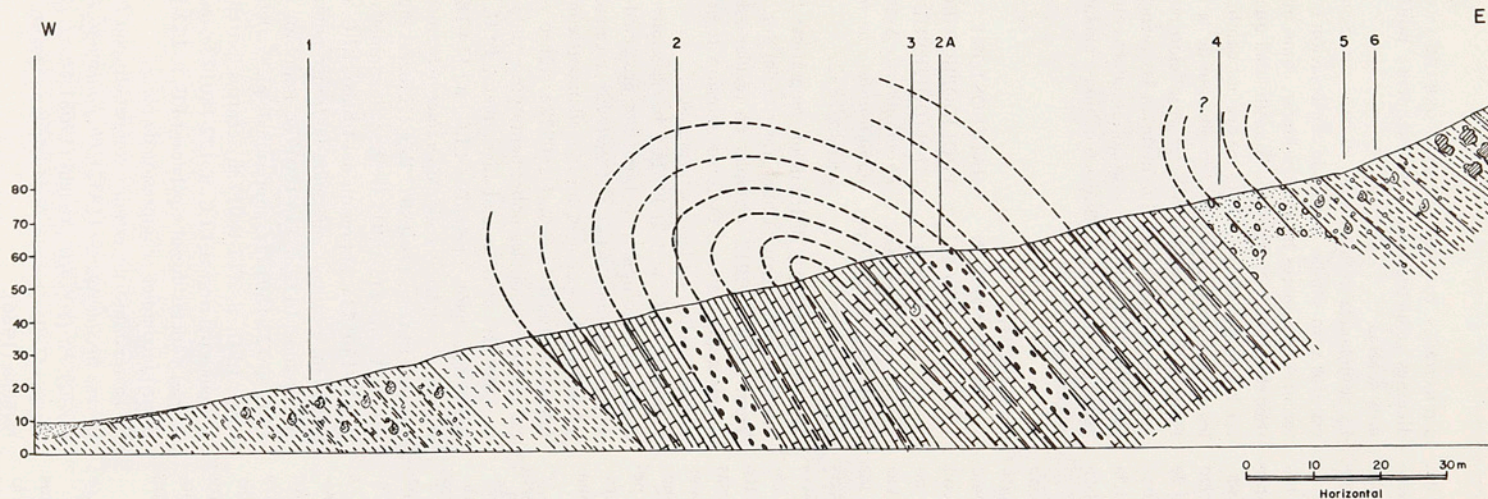
- SUPERORDEN : HALECOSTOMI
ORDEN : PHOLIDOPHORIFORMES
FAMILIA : PHOLIDOPHORIDAE
GENERO : *Pholidophorus* Agassiz 1832
Especie - Tipo: *Pholidophorus bechei*
Agassiz 1832.

Tiempo geológico y distribución geográfica: Jurásico Superior, Oxfordiano; Chile, América del Sur.

Tipo: I.I.G. n. 2012, ejemplar en regular estado de conservación, falta el extremo anterior de cráneo y la aleta caudal; molde y contramolde.

Paratipos: I.I.G. n. 1-260972a y b, especimen aproximadamente completo, pobremente preservado; molde y contramolde; I.I.G. n. 1-260972c, escamas; I.I.G. n. 1-260972d, especimen aproximadamente completo, falta aleta caudal; I.I.G. n. 1-260972e, cráneo y primeras vértebras caudales pobremente preservados; I.I.G. n. 260972f, aleta caudal incompleta; I.I.G. n. 1-260972g, región opercular; I.I.G. n. 114-180173a, tronco incompleto y región opercular pobremente preservada; I.I.G. n. 114-180173b y c, cabezas incompletas; I.I.G. n. 115-180173 cabeza incompleta; I.I.G. n. 118-180173a, impresión del tronco; I.I.G. n. 118-180173b, escamas y músculos del tronco pobremente preservados; I.I.G. n. 118-180173c, impresión de piel; I.I.G. n. 122-180173a, impresión de piel y aleta pectoral; I.I.G. n. 112-180173b, centros vertebrales y músculos del tronco; I.I.G. n. 122-180173c, impresión de piel y aletas dorsal y pélvica; I.I.G. n. 122-180173 cráneo incompleto e impresión de piel.

Se ha realizado un estudio comparado con *Pholidophorus bechei* Agassiz (1832), *Ph. latiusculus* Agassiz (1832), *Ph. (?) caffii* Airaghi (1908), *Ph. cf. pusillus* Agassiz (1895), basado en descripciones realizadas por Nybelin (1966).



LEYENDA

Margas friables bituminosas y yesíferas. Intercalaciones de lutitas.

Yeso y/o anhidrita.

Secuencia rítmica de calizas, lutitas y margas en estratificación fina.

Margas con concreciones fétidas.

Margas con concreciones calcáreas.

Secuencia de lutitas y calizas.

Principalmente *Pherisphinctes* spp.

Ammonites no clasificados

Euaspidoceras sp.

Oppelidos

Concreciones diámetro mayor de 60 cm.

Concreciones en general no superiores a 10 cm, fétidas y contienen peces mal conservados del género *Pholidophorus*.

Concreciones calcáreas de hasta 20 cm esféricas y elipsoidales contienen peces del género *Leptolepis*

Concreciones variadas formas, predominan las esféricas conteniendo ammonites del Oxfordiano.

1 *Perisphinctes*
Perisphinctes (*Arisphinctes*) sp.
Miosphinctes (?)

2 y 2A Peces mal conservados de género *Pholidophorus*

3 *Miosphinctes* sp.

4 Peces: *Leptolepis*

5 *Oppelia* (*Oxycerites*) *exotica* Steinmann 1881

Perisphinctes

Orthosphinctes

Aulacosphinctoides

Perisphinctes (*Arisphinctes*) sp.

Gregoryceras

Perisphinctes (*Arisphinctes*) *plicatilis*

Aptychus

Ochetoceras

6 *Euaspidoceras* sp.

Oppelidos

Figura 2 Perfil Geológico Quebrada de Aguada Chica - Cordillera de Domeyko de la Hoja Sierra de Varas.

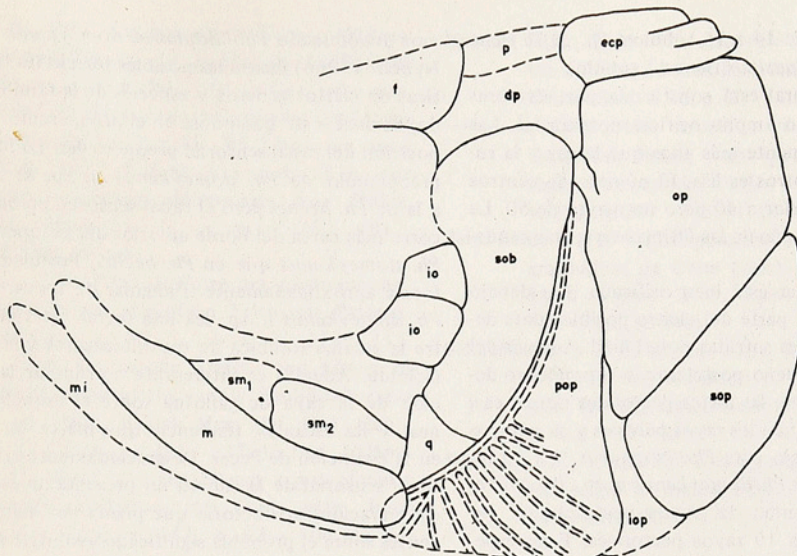


Figura 3. Restauración en vista lateral del cráneo de *Ph. domeykanus* n.sp. (G. Arratia).

dp: dermopteriótico; ecp: extraescapular; f: frontal; io: infraorbitales; iop: interopercular; m: maxilar; mi: mandíbula inferior; op: opérculo; p: parietal; pop: preopercular; q: cuadrado; sm_{1,2}: supramaxilares 1-2; sob: suborbitario; sop: subopérculo. (Escala 1:1)

Diagnóstico específico preliminar

Peces fusiformes con una longitud total de 100 a 115 mm; la cabeza está contenida aproximadamente dos veces en la longitud standard y la altura máxima del tronco está contenida aproximadamente 3,6 veces en la longitud standard. Aleta pectoral con 9 a 10 rayos, aleta pélvica con 5 rayos; aleta dorsal con 10 a 12 rayos. Las escamas tienen forma aproximadamente triangular y presentan circulii.

Descripción

Los huesos del exoesqueleto craneal están cubiertos por una delgada capa de ganoína sin ornamentaciones; sin embargo, en *Ph. bechei*, *Ph. latiusculus*, *Ph. cf. pusillus*, la capa de ganoína que cubre las partes expuestas del exoesqueleto craneal está ricamente ornamentada; *Ph. (?) caffii* presenta escasas estriaciones sobre estos huesos.

El análisis de los huesos del cráneo en vista lateral muestra que tanto el borde superior y el extremo anterior de la cabeza y región orbitaria están destruidos o parcialmente conservados. Se observa un macizo dermopteriótico que en su borde dorsal articula con parietal; posteriormente a éste se ubica el extraescapular de forma ovalada y con el borde posterior ondulado. De la región orbitaria se ha conservado un

gran suborbitario y dos infraorbitarios. (fig. 3)

El maxilar es largo y gentilmente curvado y su extremo anterior está destruido al igual que el premaxilar. No se observa dentición. Sobre el borde dorsal del maxilar se ubican los supramaxilares uno y dos pobremente preservados. La mandíbula inferior está parcialmente destruida en los ejemplares. El cuadrado es de forma triangular; la porción palatopterigoidea está destruida; el hiomandibular es fuerte y bien osificado y se expande en su porción superior.

El opérculo tiene forma aproximadamente trapezoidal y una apófisis para articular con el hiomandibular. *Ph. bechei*, *Ph. latiusculus*, *Ph. (?) caffii* tienen un opérculo de forma triangular. El opérculo está separado del subopérculo mediante una sutura oblicua. La altura máxima del subopérculo está contenida aproximadamente 2 veces en el opérculo. El preopérculo es de forma triangular y su rama dorsal alcanza casi hasta el dermopteriótico. El canal sensorial preopercular está muy próximo al borde anterior del hueso y en su rama ventral se cuentan 11 a 13 túbulos sensoriales que alcanzan el borde inferoposterior del hueso; en la rama dorsal no se observan túbulos. El número y distribución de túbulos del canal sensorial preopercular es variable en las distintas especies de *Pholidophorus*, por ejemplo, *Ph. bechei* presenta de 17 a 19 túbulos,

Ph. latiusculus tiene 14 a 15 túbulos, *Ph. caffii* tiene 8 túbulos y *Ph. cf. pusillus* tiene 11 túbulos.

La columna vertebral está constituida por vértebras osificadas y con un amplio orificio notocordal. Las vértebras son levemente más altas que largas y la superficie de sus centros es lisa. El número de centros vertebrales es superior a 40 pero no mayor de 50. La disminución de tamaño de las últimas vértebras caudales no es manifiesta.

La cintura escapular está bien osificada. Por debajo de ella se proyecta parte del cleitro posiblemente debido a compresiones sufridas por el fósil. Además del cleitro hay un pequeño postcleitro y supracleitro delicados. Los rayos de las aletas pectorales tienen casi la misma longitud que los rayos pélvicos y su número es relativamente bajo para *Pholidophorus*, 9 a 10 rayos. A diferencia de *Ph. domeykanus* n. sp., *Ph. bechei* y *Ph. caffii* presentan 18 rayos pectorales y *Ph. latiusculus* presenta 19 rayos pectorales. Estas especies presentan en la aleta pectoral algunas fulcras, estructuras que no se han observado en *Ph. domeykanus* n. sp.

El origen de las aletas pélvicas es opuesto a la dorsal. La aleta pélvica presenta 5 rayos; en *Ph. (?) caffii* hay 8 rayos y en *Ph. bechei* 14 a 15 rayos. La aleta dorsal tiene 10 a 12 rayos pero no se encuentra bien preservada en los ejemplares al igual que la aleta anal. La aleta caudal no se ha conservado en ninguno de los ejemplares.

Las escamas tienen formas aproximadamente triangulares con el borde anterior suavemente redondeado y con el borde libre posterior aguzado. La superficie de la escama presenta circuli alrededor de un pequeño focus. La cubierta de ganoína de las escamas es reducida. La línea lateral rectilínea sólo es visible en la región media del tronco, perdiéndose su trayecto en las regiones anterior y caudal del tronco.

DISCUSION

Estos especímenes en regular estado de preservación presentan una serie de dificultades para su diagnóstico, pero responden a las características del género *Pholidophorus*, según diagnosis preliminar de Nybelin (1966). La especie descrita en este trabajo se diferencia de *Ph. bechei*, *Ph. latiusculus*, *Ph. (?) caffii* y *Ph. cf. pusillus* en la ornamentación de la cubierta de ganoína de los huesos del exoesqueleto craneal, la forma del extraescapular, del suborbitario, del opercular, en el número de rayos de las aletas pectorales y pélvicas, que en *Ph. domeykanus* n. sp. es reducida, en el número de túbulos del canal sensorial preopercular y en la forma de las escamas. Esto nos ha llevado a suponer la presencia de una nueva especie a la que he-

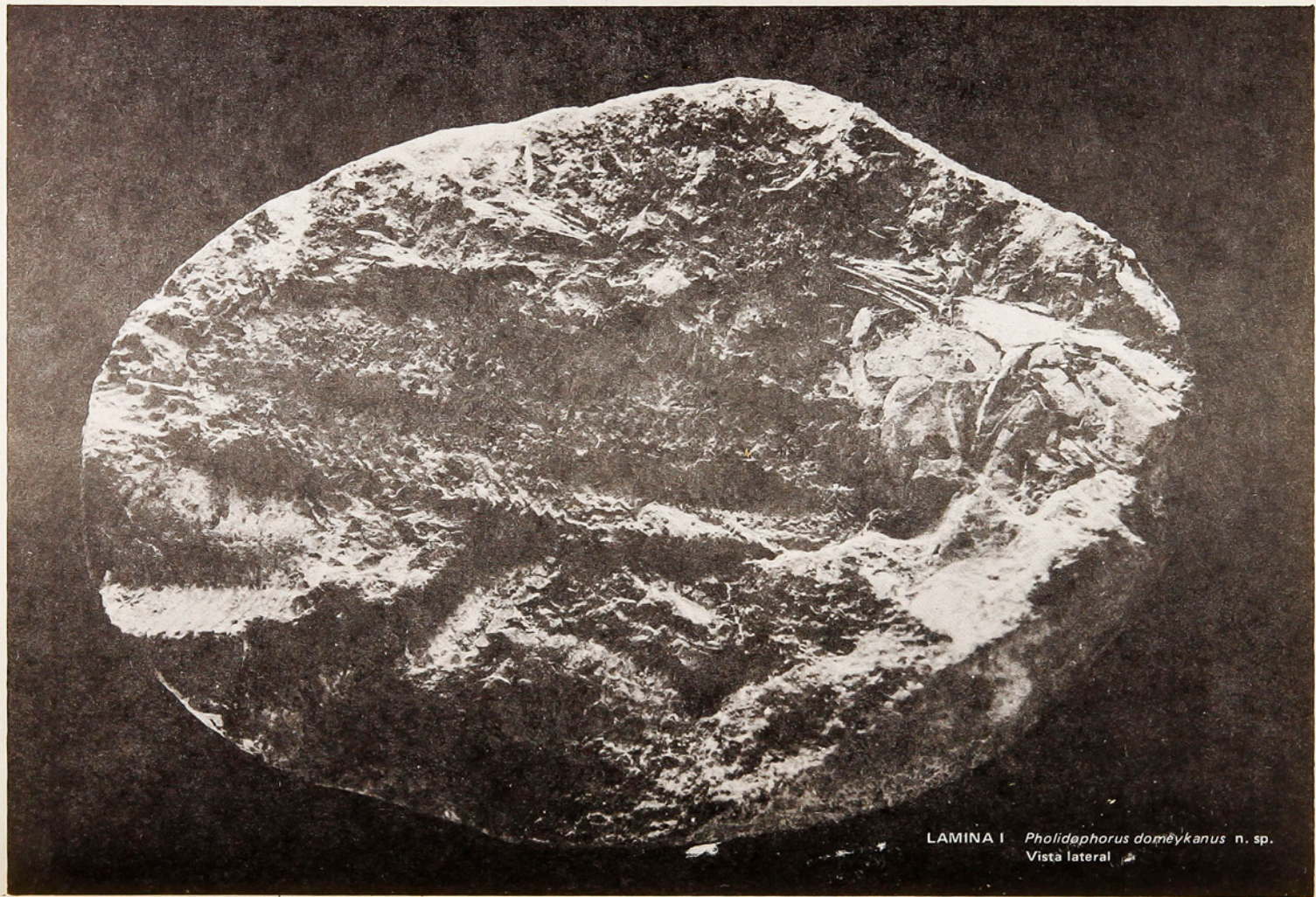
mos denominado *Pholidophorus domeykanus*.

Nybelin (1966) ilustra las posibles relaciones filogenéticas de ciertos géneros y especies de la familia Pholidophoridae s. str. basándose en el preopérculo y la disposición del canal sensorial preopercular. La forma del preopérculo de *Ph. domeykanus* n. sp. se asemeja a la de *Ph. bechei* pero el canal sensorial preopercular corre más cerca del borde anterior del preopérculo en *Ph. domeykanus* que en *Ph. bechei*. Posiblemente, la forma aproximadamente triangular de las escamas de *Ph. domeykanus* n. sp. sea una forma intermedia entre la escama rómbica de sus antecesores y la escama cicloide. Además es interesante considerar la reducción de la capa de ganoína sobre el esqueleto craneal y las escamas, tendencia que marca un avance en la evolución de Peces. Desgraciadamente el sistema canal sensorial de la cabeza no presenta un estado de conservación satisfactorio que pueda dar más antecedentes sobre el probable significado evolutivo de *Ph. domeykanus* n. sp.

REFERENCIAS

- Airaghi, C., 1908, Di un *Pholidophorus* del Retico Lombardo. R.C. Inst. Lombardo, Milano, v. 2, n. 41, p. 768 - 772, 1 fig.
- Agassiz, L., 1832, Untersuchungen über die fossilen Fische der Lias Formation. Jb. Miner. Gonn. Geol. Petrefact. Heidelberg, n.3, p. 139-149.
- , 1833-44, Recherches sur les Poissons Fossiles. 5 vols., 1420 p., 396 pls., con suplemento. Neuchatel.
- Berg, L., 1947, Classification of fishes both recent and fossil. J.W. Edward Ann. Arbor, Michigan, t. V, lib. 2, p. 415 - 422.
- Bardack, D., 1965, Anatomy and evolution of Chirocentrid fishes. The University of Kansas Paleontological Contribution. Vertebrata, art. 10, p. 1 - 88, 27 figs., 2 láms.
- Dunkle, D.H., 1940, The cranial osteology of *Notelops brama* (Agassiz) an elopid fish from Cretaceous of Brazil. Lloydia, v. 3, p. 157 - 190, 9 figs.
- Gaudant, J., 1966, Les Actinoptériens du Mésozoïque continental d'Asie centrale et orientale et le problème de l'origine des Téléostéens. Bull. Soc. Géol. de France, p. 107 - 113, 4 figs.
- Gardiner, B.G., 1960, A revision of certain actinopterygians and coelacanth fishes, chiefly from the Lower Lias. Bull. British Mus. Nat. Hist. Geol., v. 4, n. 7, p. 239 - 384, 81 figs., 43 láms.

- Jakolev, V.N., 1962, Les poissons de l'ordre des Pholidophoriformes du Jurassique de Karatau. Zhurn. n. 3, p. 90 - 101, 6 figs. (en ruso).
- , 1965, Systématique de la famille des lycoperidae, Ibid, n. 2, p. 80 - 92, 3 láms. (en ruso).
- Gregory, W.K., 1933, Fish skull, a study of the evolution of natural mechanisms. Ann. Philos. Soc. Trans., v. 23, p. vii + 75 - 481, 302 figs., 1 lám.
- Nybelin, O., 1961, Über di Frage der Abstammung der rezenten primitiven Teleostei. Paläont. Zeitschr., v. 35, n. 3- 4, p. 114 - 117.
- , 1966, On certain Triassic and Liassic representatives of the family Pholidophoridae s. str., Bull. British Mus. Nat. Hist. Geol., v. 11, n. 8, p. 351 - 432, 16 figs., 15 láms.
- Patterson, C., 1967, Are the teleost a polyphyletic group? Colloques int. Cent. natn. Rech. Scient. Paris. v. 163, p. 93 - 109, 11 figs.
- Rayner, D.H., 1941, The structure and evolution of the holostean fishes, Biol. Reviews, Cambridge Philos. Soc. v. 16, p. 218 - 237, 12 figs.
- , 1948, The structure of certain Jurassic Holostean fishes, with special reference to their neurocrania, Philos. Trans., London, v. 233, p. 287 - 345, pl. 19 - 22.
- Saint-Seine, P., 1949, Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain). Mus. Hist. Nat., Lyon. Noun. Arch, Fasc. 2, p. 1 - 357, 120 figs., 26 láms.
- Schaeffer B. y D.E. Rosen, 1961, Major adaptative levels in the evolution of the actinopterygian feeding mechanisms. Amer. Zoologist, n. 1, p. 187 - 204.
- Schaeffer, B., 1966, The role of experimentation in the origin of higher levels of organization. Systematic Zool., v. 14, p. 318 - 336, 9 figs.



LAMINA I *Pholidophorus doméykanus* n. sp.
Vista lateral



LAMINA II *Pholidophorus domeykanus* n. sp.
Vista lateral de cráneo.

SOBRE UN PEZ FOSIL DEL JURASICO DE CHILE Y SUS POSIBLES RELACIONES CON CLUPEIDOS SUDAMERICANOS VIVIENTES

GLORIA ARRATIA FUENTES *U. de Chile, Departamento de Ciencias Naturales y Exactas, Sede Santiago Sur*
AUGUSTO CHANG GARRIDO *U. de Chile, Departamento de Ciencias Naturales y Exactas, Sede Santiago Sur*
GUILLERMO CHONG DIAZ *Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile*

RESUMEN

Se describe un nuevo género fósil de Clupeidae, *Protoclupea*, colectado en una secuencia marina de edad Oxfordiano Medio Superior y se compara con el clupeido chileno actual *Clupea* (*Strangomera*) *bentincki*. En esta oportunidad se plantea la línea *Leptolepis-Protoclupea-Clupea*, para el Hemisferio Sur.

ABSTRACT

A new fossil genus of Clupeidae, *Protoclupea*, collected in a marine sequence of Middle-Upper Oxfordian age, is described. The fossil group is compared with the living Chilean clupeid *Clupea* (*Strangomera*) *bentincki*. The lineage *Leptolepis-Protoclupea-Clupea* is traced for the Southern Hemisphere.

INTRODUCCION

Los leptolépidos forman un grupo de peces importante; se estima que es uno de los grupos antecesores de clupeiformes como Clupeidae, Dussumieriidae y Engraulidae (Patterson, 1967).

Para América del Sur hay descritas algunas especies de leptolépidos pertenecientes a los géneros *Leptolepis* Agassiz 1832; *Tharrias* Jordan y Branner 1908 y *Haplospomycylus* Cabrera 1927. No se ha estudiado si estas formas antiguas tienen relación con clupeidos sudamericanos actuales.

En el presente trabajo se describe un nuevo género, *Protoclupea*, considerado dentro de la familia Clupeidae. Como estos ejemplares presentan semejanzas con la única especie de *Clupea* del Hemisferio Sur (Whitehead, 1964), *Clupea* (*Strangomera*) *bentincki* Norman, 1936, se ha realizado un estudio comparativo con el objeto de establecer alguna probable relación filogenética, planteándose la línea *Leptolepis-Protoclupea-Clupea*.

Los principales hallazgos de peces fósiles se han efectuado en una secuencia rítmica de rocas marinas calcáreas en el área de las quebradas Aguada Chica y El Profeta en las coordenadas aproximadas 24°59' Lat. S y 69°12' Long. W. (fig. 1). Existe un extenso horizonte de margas con concreciones calcáreas que contienen los peces. Este horizonte puede seguirse por más de dos km. Las margas sobreyacen a otro horizonte fosilífero en el que sólo se han encontrado peces del género *Pholidophorus* y ambos están intercalados en rocas marinas calcáreas con abundancia de ammonites que definen una edad Oxfordiana Media a Superior.

Las facies de lutitas y margas negras indican un paleoambiente de cuencas total o parcialmente cerradas, con aguas densas, muy salinas y de ambiente reductor, probablemente con ausencia de vida bentónica. Las rocas corresponden a margas bituminosas y en parte piritosas, a evaporitas de las variedades de yeso y/o anhidrita y a areniscas calcáreas. Este paleoambiente marca localmente el fin del dominio marino y su reemplazo por la sedimentación lagunar que precede a las facies continentales del Jurásico Superior. Los peces fósiles descritos en el presente trabajo fueron colectados por el Prof. E. Pérez D'Angelo, de la Escuela de Geología, U. de Chile, Sede Stgo. Occidente (1970) y por el señor Guillermo Chong Díaz del Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile quien además es responsable de los planteamientos relativos a ubicación estratigráfica y edad relativa de los fósiles en cuestión.

AGRADECIMIENTOS

Nuestros agradecimientos al Dr. B. Schaeffer, Curator y Chairman del American Museum of Natural History, New York, por su estímulo a nuestro trabajo; al Sr. E. Pérez D'Angelo, Prof. de Paleontología de la Esc. de Geología, U. de Chile, por las facilidades otorgadas para el estudio de las muestras fósiles pertenecientes a la Colección de Referencia de la Esc. de Geología, y a los Sres. I. Aguilera y D. Escárte, del Laboratorio Fotográfico de la U. de Chile, Sede Santiago Sur, por el trabajo fotográfico realizado.

TAXONOMIA

ORDEN	:	CLUPEIFORMES
FAMILIA	:	CLUPEIDAE
GENERO	:	<i>Protoclupea</i> n. gen.

Diagnosis.

Pez clupeiforme de 12 a 15 cms. de longitud total. Cabeza contenida 3,6 a 4 veces en la longitud total. Longitud de la cabeza mayor que la altura máxima del cuerpo. La altura peduncular está contenida 2,3 a 2,5 veces en la altura máxima del tronco. El subopérculo está contenido 2,5 veces en el opérculo. Aleta pélvica con 13 a 14 rayos; aleta dorsal con 12 rayos aproximadamente; aleta anal relativamente larga, con 15 rayos aproximadamente; esqueleto caudal

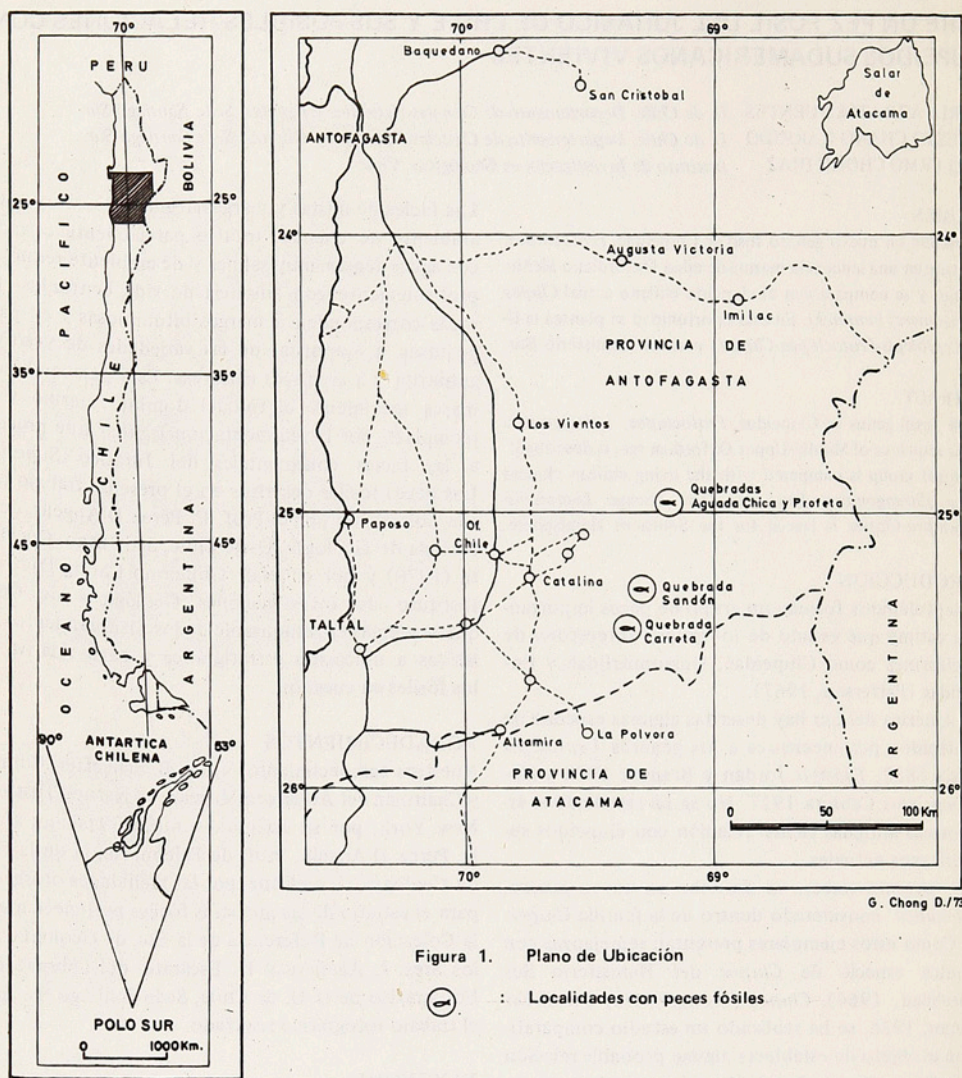


Figura 1. Plano de Ubicación

⊙ : Localidades con peces fósiles

con dos centros urales; ural 1 está unido al hipural 2; hay cinco hipurales anchos, dos a tres epurales y 4 a 5 uroneurales; 28 a 30 rayos caudales. Escamas cicloides fuertemente imbricadas y con circuli; con escudos abdominales prepélvicos. Con una reducida cubierta de ganoina sobre las escamas del tronco.

Especie tipo: *Protoclupea chilensis* n. sp.

Tipo: n° R-396 y R-396A (*): Especimen casi completo, falta extremo anterior del cráneo; buen estado de conservación; molde y contramolde.

(*) Colección de referencia del Laboratorio de Paleontología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Sede Occidente. Colectado por Prof. E. Pérez D'A.

(**) Colección Paleontológica del Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile.

Paratipos: I.I.G. (**) n° 3-220173a y 3-220173b, cráneo casi completo, parte del tronco y aleta pectoral; buen estado de conservación; molde y contramolde; I.I.G. n° 220173, parte posterior de cráneo y aletas pectoral, pélvica y dorsal; regular estado de conservación; I.I.G. n° 2011, espécimen incompleto falta parte anterior de cabeza y extremo caudal; R-397 y R-397A (*). Parte de aleta pectoral y aleta caudal, pobremente preservado. Molde y contramolde.

Distribución geográfica y edad relativa: Cordillera de Domeyko, Provincia de Antofagasta, Chile, Sud Amé-

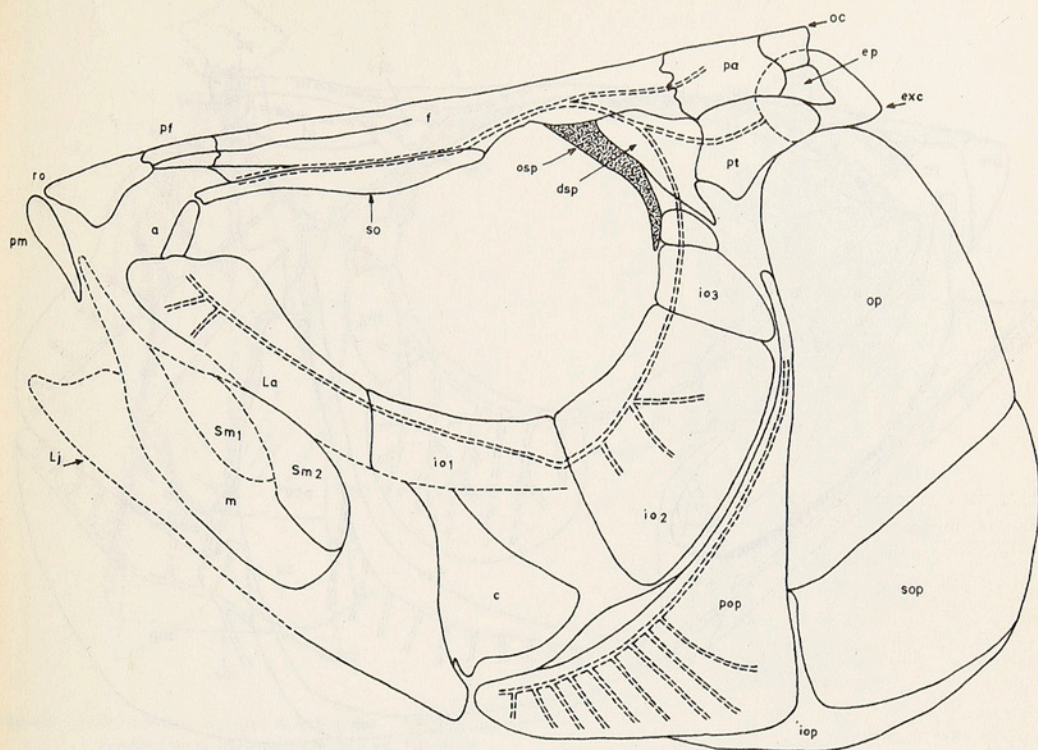


Figura 2 *Protoclupea chilensis* n. gen. y sp.
Reconstrucción de la vista lateral de cráneo (G. Arratia).

a: antorbital; c: cuadrado; dsp: dermoesfenótico; ep: epiótico; exc: extraescapular;
f: frontal; io: infraorbitales; iop: interopercular; La: lagrimal; Lj: mandíbula inferior;
m: maxilar; oc: occipital; op: opercular; osp: orbitoesfenoides; pa: parietal; pf: pre-
frontal; pm: premaxilar; pt: pteriótico; pop: preopercular; ro: rostral; sm: supramaxi-
lares; so: supraorbitario; sop: subopercular.
(Escala 1:1)

rica, Jurásico Superior (Oxfordiano Medio-Superior). Se realizó una comparación con *Clupea* (*Strangomera*) *bentincki* Norman, 1936; para esto se utilizaron 30 ejemplares clasificados según clave de géneros y subgéneros de Whitehead, (1964). Para el análisis osteológico los ejemplares fueron clareados y teñidos con alizarina, siguiendo las técnicas de Hollister (1934) y Taylor (1967).

Diagnosís específica

Igual a diagnosís genérica preliminar.

Descripción

Los huesos del exoesqueleto craneal carecen de ornamentaciones y cubierta de ganoina. Igual situación presenta *C. bentincki*.

La serie orbital está constituida por un antorbital a-

largado, un supraorbitario que se ensancha en sentido posterior, un orbitoesfenoides alargado, un dermoesfenótico, 4 infraorbitales relativamente anchos y un lagrimal; carece de postorbital (fig. 2). *C. bentincki* presenta una serie orbital semejante, variando en el antorbital que es más ancho y en los infraorbitales que son más pequeños que en *P. chilensis* n. sp. (figs. 2 y 3)

La región mandibular está completamente preservada; los premaxilares articulan entre sí, bajo y delante del mesetmoides; no se observan dientes; el maxilar y supramaxilar 2 sólo conservan sus porciones posteriores; el maxilar es corto, alcanzando aproximadamente a la altura media de la órbita. La mandíbula inferior está pobremente preservada, pero presenta proceso coronoides al igual que *C. bentincki*. La mandíbula in-

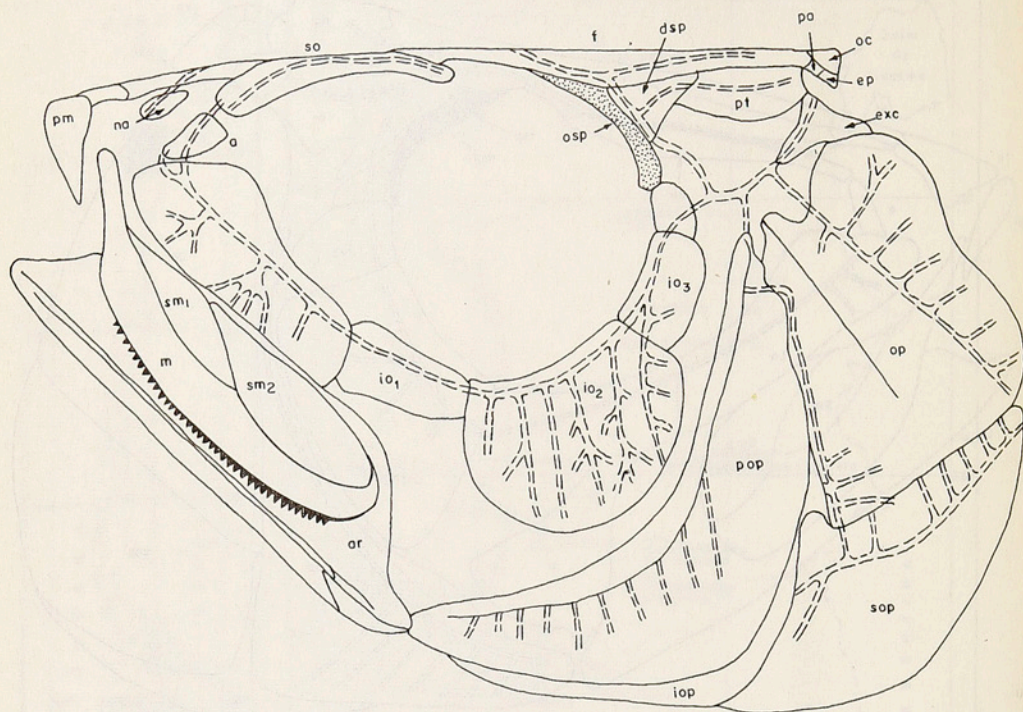


Figura 3 Vista lateral de cráneo semidiagramático de *Clupea bentincki*.

a: antorbital; ar: articular; dsp: dermoesfenótico; ep: epiótico; exc: extraescapular; f: frontal; io: infraorbitales; iop: interopercular; m: maxilar; na: nasal; oc: occipital; osp: orbitoesfenoides; op: opercular; pa: parietal; pm: premaxilar; pop: preopercular; pt: pteriótico; so: supraorbitario; sop: subopercular.
(Escala 1:1)

ferior articula con un cuadrado bien osificado, la región pterigopalatina no se ha conservado. El hiomandibular es delgado en su parte inferior, ensanchándose en su porción superior formando 2 regiones articulares apenas separadas entre sí. El hiomandibular de *C. bentincki* posee una apófisis posterior para articular con el opercular y una amplia carilla articular lisa en el borde superior.

Los huesos de la serie opercular no presentan ornamentaciones. El opercular está separado del subopercular por una sutura oblicua; el preopercular es de forma aproximadamente triangular y el canal sensorial preopercular corre muy cerca del borde anterior del hueso; se observan 9 túbulos sensoriales; el interopercular es pequeño.

La vista dorsal del cráneo muestra un rostral pobremente preservado; los prefrontales relativamente largos, están separados entre sí mediante una fontanela. Los frontales son de gran tamaño y superficie es irre-

gular; lateralmente cada frontal articula con nasal, supraorbitario y dermoesfenótico. Los parietales son grandes y están parcialmente separados por el supraoccipital que posee una pequeña cresta. Lateralmente se ubica el epiótico de forma aproximadamente triangular y de pequeño tamaño (fig. 4). *C. bentincki* presenta parietales separados por el supraoccipital que establece contacto medio con los frontales (figs. 4 y 5). Tienen aproximadamente 44 vértebras bien osificadas y con una pequeña cresta longitudinal lateral. El canal notocordal es reducido. El número de vértebras de *C. bentincki* varía entre 43 a 47; 44 vértebras según De Buen (1958); y 45 a 46 vértebras según Norman (1936).

Las cinturas pectoral, pélvica y aleta pectoral están mal conservadas. La aleta pélvica tiene 13 a 14 rayos ramificados en su extremo distal; *C. bentincki* presenta 7 rayos. La aleta dorsal tiene aproximadamente 12 rayos, los que son ramificados en sus extremos distales;

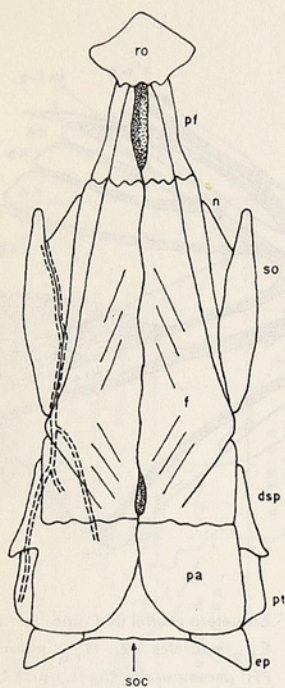


Figura 4. *Protoclupea chilensis* n. gen. y sp. . Reconstitución de la vista dorsal de cráneo. (G. Arratia).

dsp: dermoesfenótico; ep: epiótico; f: frontal; n: nasal; pa: parietal; pf: prefrontal; pt: pteriótico; ro: rostral; so: supraorbitario; soc: supraoccipital.

(Escala 1:1)

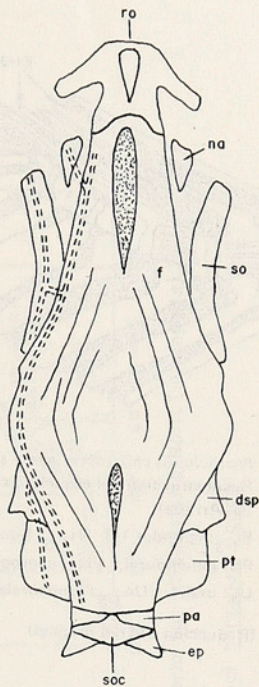


Figura 5. Vista dorsal de cráneo de *Clupea bentincki*.

dsp: dermoesfenótico; ep: epiótico; f: frontal; na: nasal; pa: parietal; pt: pteriótico; ro: rostral; so: supraorbitario; soc: supraoccipital.

(Escala 1:1)

C. bentincki tiene 14 a 20 rayos, de los cuales los 4 o 5 primeros son simples. La aleta anal presenta 15 rayos, pero probablemente tenga más; *C. bentincki* tiene 16 - 19 rayos de los cuales los 2-3 primeros son simples y los dos últimos rayos son pequeños y fuertemente ramificados.

El esqueleto caudal presenta 2 centros urales; el ural 1 está unido a la base del hipural 2, que es comparativamente delgado; el hipural 1 no alcanza al ural 1; hay 5 hipurales anchos semejantes a los de *Clupea*, hay 2 a 3 epurales largos y delgados y 4 a 5 uroneurales repartidos en dos grupos, un set de 1-2 uroneurales largos y delgados ubicados próximos y sobre la apófisis neural 1 y tres uroneurales pequeños sobre el hipural 5; el lóbulo inferior de la aleta está soportado por el parahipural e hipurales 1 y 2. Hay 28 a 30 rayos caudales (fig. 6). *C. bentincki* tiene un esqueleto caudal idéntico al de *C. harengus* del Hemisferio Norte (ver Monod, 1968) salvo en la longitud de los epurales que en *C. bentincki* son más largos; presenta un

ural pequeño en la proximidad de la base del hipural 3, 2 epurales largos, 2 uroneurales adosados al pleuroroostilo y 6 hipurales. (fig. 7).

Las escamas son cicloides, delicadas, fuertemente imbricadas, de formas rectangulares y ovales, con circuli en su superficie; presentan escudos abdominales prepélvicos. *C. bentincki* tiene grandes escamas delicadas, imbricadas, de formas redondeadas y ovales con circuli en su superficie y además, escudos abdominales prepélvicos y postpélvicos.

DISCUSION

Las características de *Protoclupea* n. gen. corresponden a las de la familia Clupeidae (Berg, 1947, 1955; Bertin y Arambourg, 1958; Patterson, 1967) porque muestra los típicos escudos abdominales de los clupeidos, hipurales bien desarrollados y anchos, la fusión del segundo hipural con el primer centro ural, casi incluyendo basalmente al primer hipural, por la posición y constitución de premaxilares, maxilar y su-

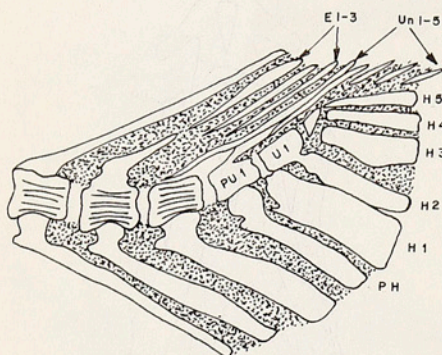


Figura 6. *Protoclupea chilensis* n. gen y sp.
Reconstrucción del esqueleto caudal.
(G. Arratia).

E₁₋₃: epurales 1-3; H₁₋₅: hipurales 1-5;
PH: parahipural; PU₁: cuerpo preural 1;
U₁: ural 1; Un₁₋₅: uroneurales 1-5

(Reducción 3/4 del original)

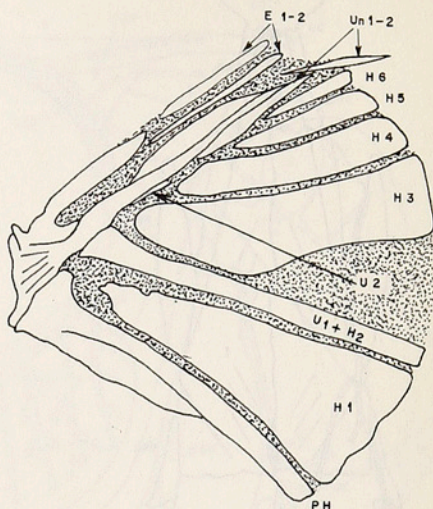


Figura 7. Esqueleto caudal de *Clupea bentincki*.

E₁₋₂: epurales 1-2; H₁₋₆: hipurales 1-6;
PH: parahipural; U₁+H₂: ural 1-hipural 2;
U₂: ural 2; Un₁₋₂: uroneural 1-2.

(Reducción 3/4 del original)

pramaxilares 1 y 2; por el sistema canal sensorial con receso lateralis y canal supraorbitario atravesando el pteriótico.

Protoclupea n. gen. puede ser considerado como un género primitivo dentro de Clupeidae, porque presenta parietales incompletamente separados por el supraoccipital, el canal infraorbital pasa a lo largo del dermoesfenótico y el esqueleto caudal tiene 2-3 epurales y los uroneurales son independientes, no fusionados al primer centro preural. *Diplomystis brevissimus* parece ser más primitivo que cualquier clupeomorfo viviente debido a que éste presenta además de las características mencionadas, un gran proceso basipterigoides, dientes paraesfenoides y ausencia de receso lateralis (Patterson, 1967).

Protoclupea n. gen. se diferencia de *Clupea* en la posición media de los parietales y en el número de rayos de las aletas pélvicas que en *Clupea* es i7 - i8 (i9) (Whitehead, 1964). Otras características como el número de ciegos pilóricos y posición del rastrillo branquial del ceratobranquial del 1er. arco, no son observables en los fósiles estudiados.

LÍNEA LEPTOLEPIS-PROTOCLUPEA-CLUPEA

Se han establecido dos líneas de peces fósiles a partir de las cuales se llega a clupeomorfos actuales, éstas

son: *Allothrissops-Thrissops-Chirocentrus* (Nybelin, 1964; Bardack, 1965; Patterson, 1967) y *Leptolepis-Clupavus-Clupeoidei* (Arambourg, 1950, 1954; Patterson, 1967). En este trabajo establecemos la línea *Leptolepis-Protoclupea-Clupea* basándonos en evidencias sudamericanas del Pacífico y que dan para *Clupea bentincki* un origen sudamericano; posiblemente esto signifique que *Clupea* del Hemisferio Norte y *Clupea* del Hemisferio Sur provienen de dos líneas diferentes, aunque de alguna manera relacionadas en el pasado.

Clupea (Strangomera) bentincki Norman, 1936, es una especie sudamericana que habita las costas de Chile. (fig. 8). Whitehead (1964) plantea la posibilidad de que esta especie tenga su origen en una rama proveniente del Pacífico Oriental o incluso del Indo-Pacífico.

La línea *Leptolepis-Protoclupea-Clupea* se basa en los estudios que hemos realizado en *Leptolepis opercularis* y *Protoclupea chilensis* n.sp., provenientes del Jurásico Superior (Oxfordiano Medio-Superior) de la Cordillera de Domeyko, Chile, y en el clupeido actual, *Clupea bentincki*. Estas especies tienen en común: ausencia de ornamentaciones sobre huesos del exoesqueleto craneal, ausencia de ganoina, igual constitución de la serie orbitaria incluyendo la ausencia de

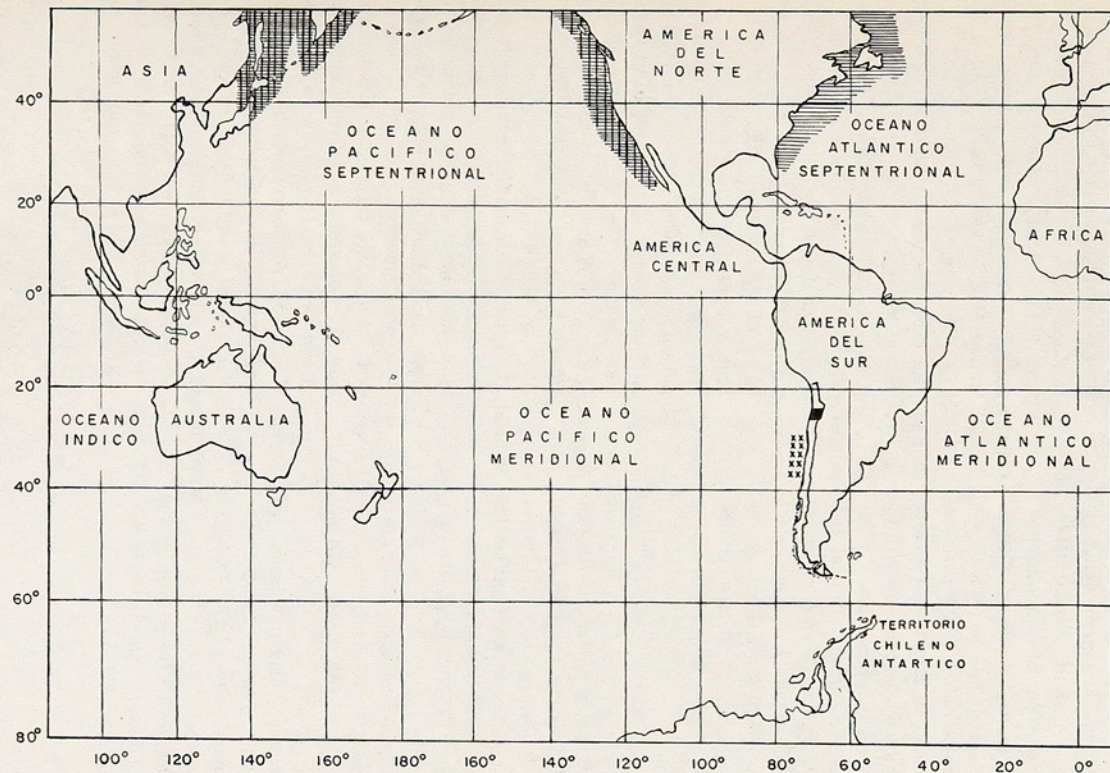





Fig.-8. Distribución de Clupea en Hemisferio Sur y Hemisferio Norte (incompleto).

-  : *C. (Clupea) harengus pallasii*
 : *C. (Clupea) harengus harengus*
 : *C. (Strangomera) bentincki*.

postorbital, mandíbula superior constituida por premaxilar, maxilar y 2 supramaxilares, mandíbula inferior con proceso coronoides, aletas pélvicas opuestas a la dorsal y aleta anal larga.

Estos grupos presentan entre sí diferencias significativas desde el punto de vista evolutivo, como parietales incompletamente separados por el supraoccipital en *L. opercularis* y *P. chilensis* n. sp.; *C. bentincki* presenta los parietales separados por el supraoccipital. *L. opercularis* no presenta receso lateralis en el sistema canal sensorial, sin embargo éste se presenta en *P. chilensis* n. sp. y *C. bentincki*; *L. opercularis* no presenta escudos abdominales en cambio *P. chilensis* n.sp., presenta escudos abdominales prepélvicos. y *C. bentincki*, escudos abdominales prepélvicos y postpélvicos. La constitución del esqueleto caudal (no conservado en *L. opercularis*) muestra en *P. chilensis* y *C. bentincki* al ural 1 unido al hipural 2, rasgo característico de clupeidos, pero *Protoclupea* n. gen. es primitivo con respecto a *Clupea* en que los uroneurales están libres y formando 2 grupos y el ural 2 es libre y bien desarrollado.

REFERENCIAS

- Agassiz, L., 1832, Untersuchungen über die fossilen Fische der Lias-Formation. Jb. Miner. Gronan. Geol. Petrefakt, Heidelberg, n. 3, p. 139-194.
- Arambourg, C., 1950, Nouvelles observations sur les Halécostomes et L'origine des Clupeidae. C.R. Acad. Sci., v. 231, n. 6, p. 416-418. 1 fig. Paris.
- , 1954, Les poissons crétacés du Jebel Tselfat (Maroc). Notes Mém. Serv. Géol. Maroc., v. 118, p. 1-188, 66 figs. 20 pl., Rabat.
- Bardack, D., 1965, Anatomy and evolution of chirocentrid fishes. Paleont. Contr. Univ. Kansas, Vertebrata, art. 10, p. 1-88, 27 figs., 2 pl., Lawrence.
- Berg, L., 1947, Classification of fishes both recent and fossil. J.W. Edward. Ann. Arbor Michigan, tom.V., lib. 2, p. 415 - 422.
- Berg, L., 1955, Classification of fishes and fishlike vertebrates, living and fossil, (2nd. edition, en russe). Trud. Zool. Inst. Akad. Nauk. SSSR., v. 20. p. 1-286, 263 p. Moscú-Leningrado.
- Bertin, L. y C. Arambourg, 1958, Super-ordre des Téléostéens (Teleostei). En Grassé P., Traité de Zoologie, v. 13, fasc. 3, p. 2204 - 2500, figs. 1561 - 1788, Massón et Cie, Paris.
- Cabrera, A., 1927, Sobre un pez fósil del Lago San Martín. Rev. Museo La Plata, v. 30. p. 317-319. 1 Fig. Argentina.
- De Buen, F., 1958, Peces de la superfamilia Clupeoidae en aguas de Chile. Rev. Biol. Marina, p. 83 - 110, 2 figs. Valparaíso, Chile.
- Hollister, G., 1934, Clearing and dyeing fish for bone study. Zoologica, v. 12, p. 89 - 101.
- Jordan, D.S. y J.C. Branner, 1908, The Cretaceous fishes of Ceará, Brazil. Smithsonian Misc. Coll., v. 5, pt. 1, p. 1 - 29, pls. 1 - 8.
- Monod, Th., 1968, Le complexe urophore des poissons téléostéens. Mem. Inst. Fond. d'Afrique Noire, p. 1 - 702, 989 figs., 3 tab., Ifan- Dakar.
- Norman, J.R., 1936, A new fish of the genus *Clupea* from Chile. Ann. Mag. Nat. Hist., v. 10, n. 17, p. 491 - 492.
- Nybelin, O., 1964, Versuch einer taxonomischen Revision der jurassischen Fischgattung *Thri-sops* Agassiz. Göteborg K. Vetensk. o. Vitterh. Samh. Handl., ser. 6B, v. 9, n. 4, p. 1 - 44, 9 pl., Göteborg.
- Patterson, C., 1967, Are the teleost a polyphyletic group? Colloques int. Cent. natn. Rech. Scient. Paris, n. 163, p. 93 - 109, 11 figs.
- Taylor, U.R., 1967, An enzyme method of clearing and staining small vertebrates. Proc. U.S. Natl. Mus., v. 122, n. 3596, p. 1 - 17.
- Whitehead, P.J.P., 1964, A new genus and subgenus of clupeid fishes and notes on the genera *Clupea*, *Sprattus* and *Clupeonella*. Ann. Mag. Nat. Hist., v. VII, p. 321 - 330, 2 figs.

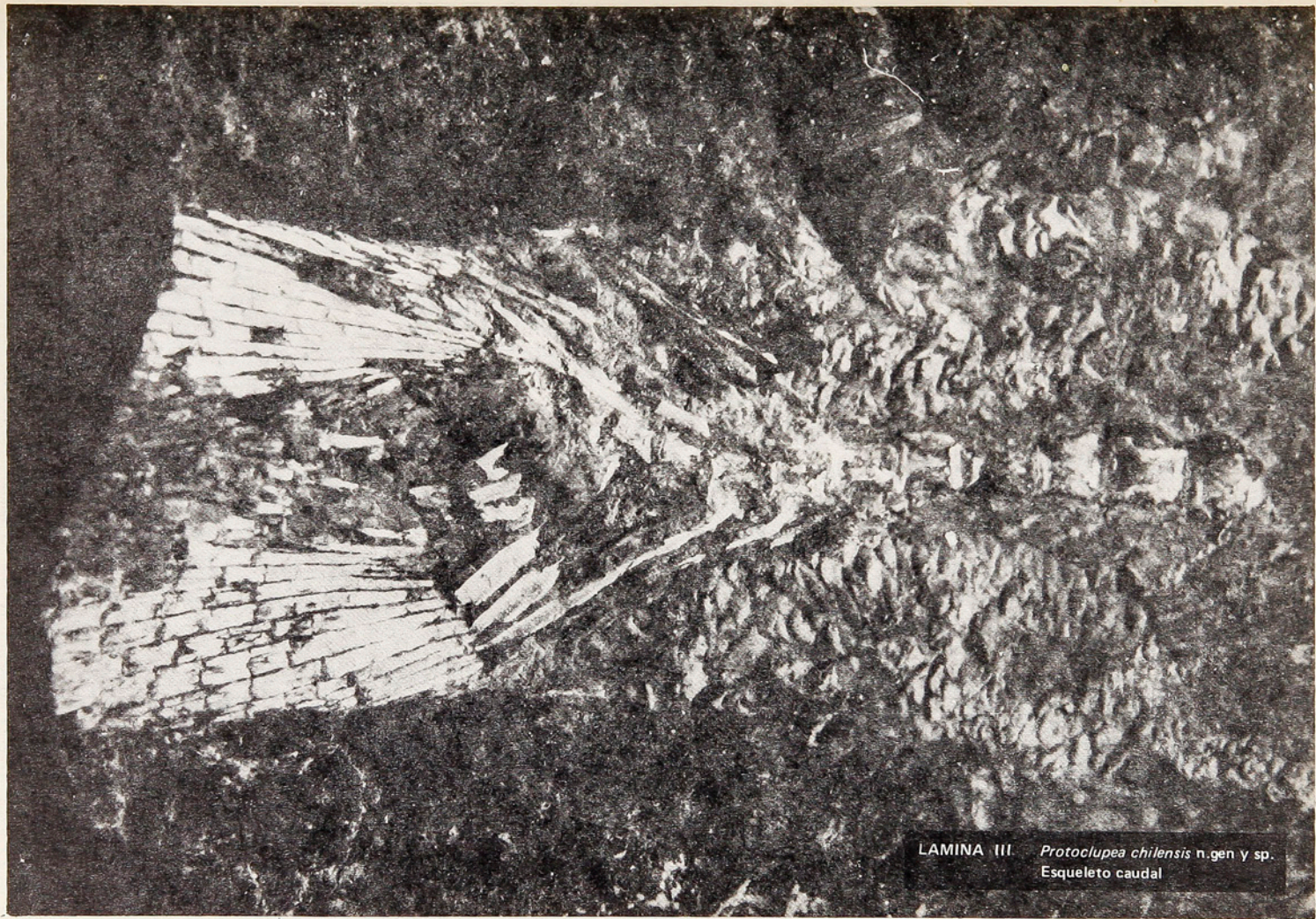


LAMINA I *Protoclupea chilensis* n. gen y sp.
Vista lateral

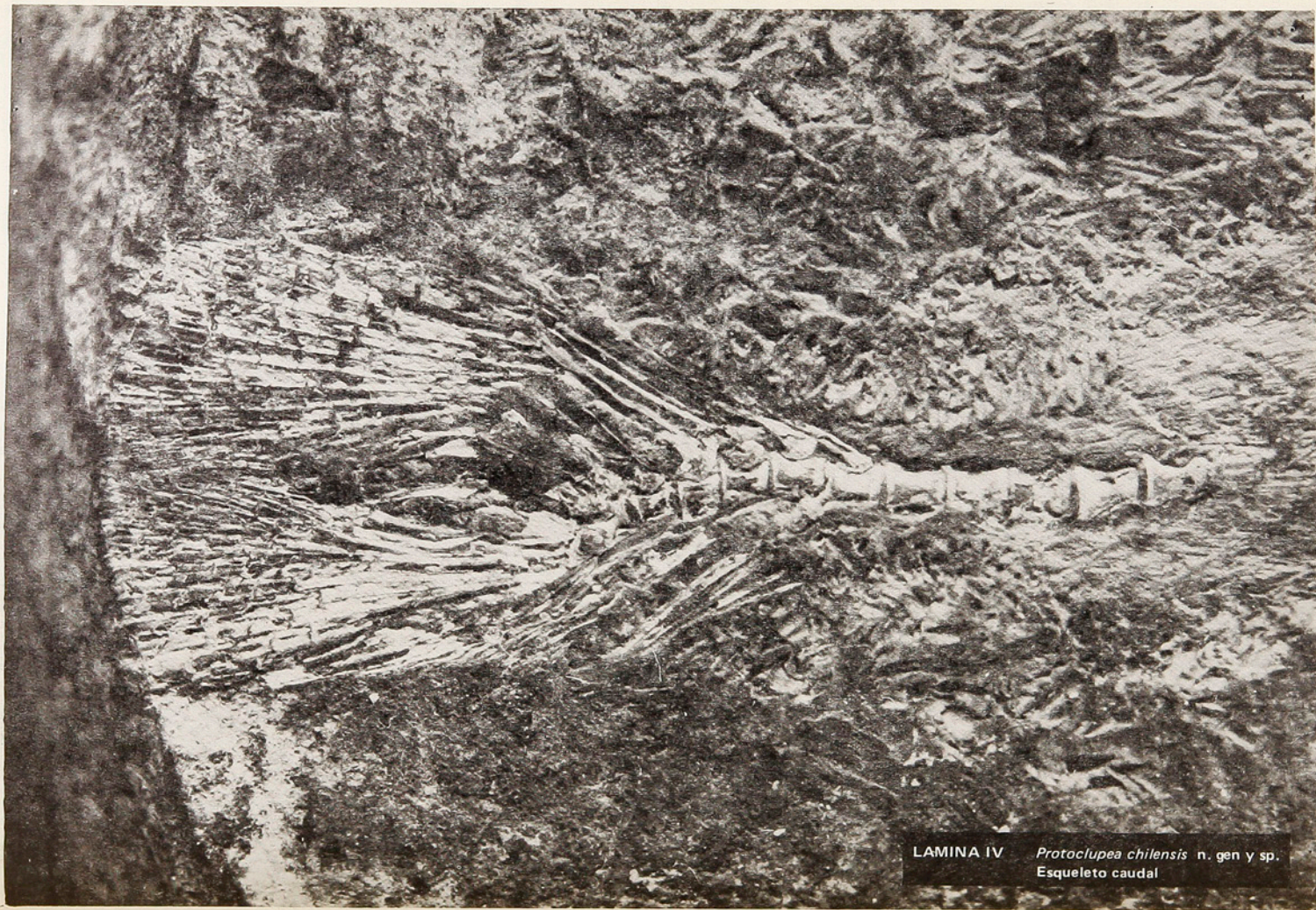


LÁMINA II

Protoclúpea chilensis n. gen y sp.
Vista dorsolateral de cráneo



LAMINA III. *Protoclupea chilensis* n.gen y sp.
Esqueleto caudal



LAMINA IV *Protoclupea chilensis* n. gen y sp.
Esqueleto caudal

ESTUDIO PETROGRAFICO DEL GABRO CORONITICO DE LAGUNA VERDE, PROVINCIA DE VALPARAISO, CHILE

FRANCISCO HERVÉ *Departamento de Geología, Universidad de Chile*
MONICA DEL CAMPO *Departamento de Geología, Universidad de Chile*

INTRODUCCION

En este trabajo se dan a conocer las características petrográficas mineralógicas y químicas de un pequeño cuerpo de gabro que aflora en el área costanera cercana a Laguna Verde, provincia de Valparaíso, el cual presenta interesantes fenómenos de metamorfismo como es el de la formación de coronas en torno a los cristales de olivina, así como una variación litológica muy marcada, la que se pretende cuantificar.

Para la realización de este estudio se trabajó durante 5 días en el terreno, usando como base para el levantamiento geológico del cuerpo una fotografía aérea de escala aproximada 1:2000. Se recolectaron alrededor de 40 muestras petrográficas, 33 de las cuales fueron estudiadas al microscopio, realizándose recuentos modales en 20 de ellas. La composición de las plagioclasas se determinó mediante el uso de las curvas de Slemmons (1962), y cuando esto fue posible, usando las curvas de Burri *et al.*, (1962) que se basan en el empleo de los ángulos de Euler 1. Se realizaron también 7 análisis químicos de diferentes tipos petrográficos, en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología.

La mayor parte de este trabajo fue realizada durante el Curso de Proyectos 1 del Departamento de Geología por Mónica del Campo.

MARCO GEOLOGICO

El cuerpo de gabro, de aproximadamente 0,5 km² de extensión, aflora en la puntilla ubicada inmediatamente al norte de Laguna Verde, entre Quebrada Verde y la quebrada que baja frente al islote León (33° 05' Lat. S- 71° 40' 30" Long. W). (fig. 1). Los afloramientos se extienden desde el borde del mar hasta el corte del camino que une Valparaíso con Laguna Verde, y comprenden el acantilado costero que en esta área se eleva a unos 150 m s.n.m. en forma muy abrupta.

En esta zona el gabro está en contacto con migmatitas, anfibolitas y gneisses de la formación Quintay (*sensu* Corvalán y Dávila, 1964, aquí llamado complejo Quintay), a la que dichos autores confieren una edad devónica en base a determinaciones radiométricas, edad confirmada por Corvalán y Munizaga (1972). Las relaciones de contacto entre el cuerpo de gabro y las rocas del complejo Quintay no son muy claras. El contacto occidental es tajante e inclinado hacia el es-

te. El contacto sur del cuerpo parece corresponder a una zona de falla, ya que el gabro se observa foliado. El contacto norte no tiene expresión topográfica marcada. En ciertos lugares es difícil establecer diferencia entre las partes anfibólicas del gabro y las anfibolitas del complejo Quintay, por lo que el trazado de este contacto en el mapa es sólo tentativo. En su borde oriental, el contacto está cubierto por suelo y no ha podido ser estudiado.

La forma general del cuerpo se asemeja a la de un lopolito. En su parte inferior, a nivel del mar, tiene unos 100 m de ancho. En cambio, en el corte del camino de Valparaíso a Laguna Verde, se puede apreciar un ancho de unos 500 m, a una altura de 200 m s.n.m. Los afloramientos son abundantes pero discontinuos; la roca se presenta muy fresca a nivel del mar, y bastante meteorizada en el corte del mencionado camino, lugar más alto donde se le ha reconocido.

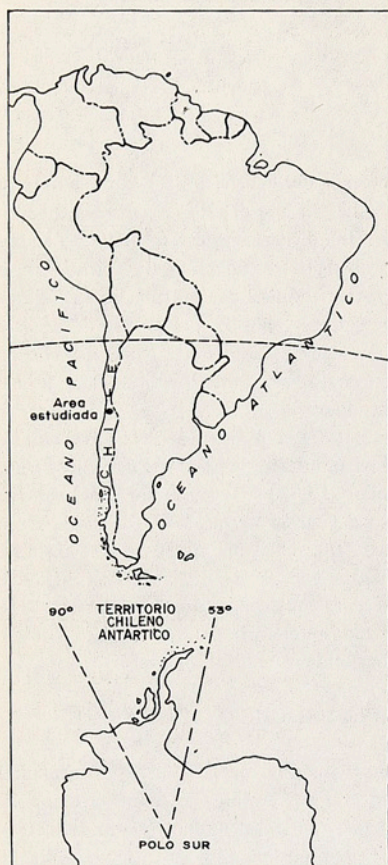
PETROGRAFIA DEL CUERPO DE GABRO

Generalidades

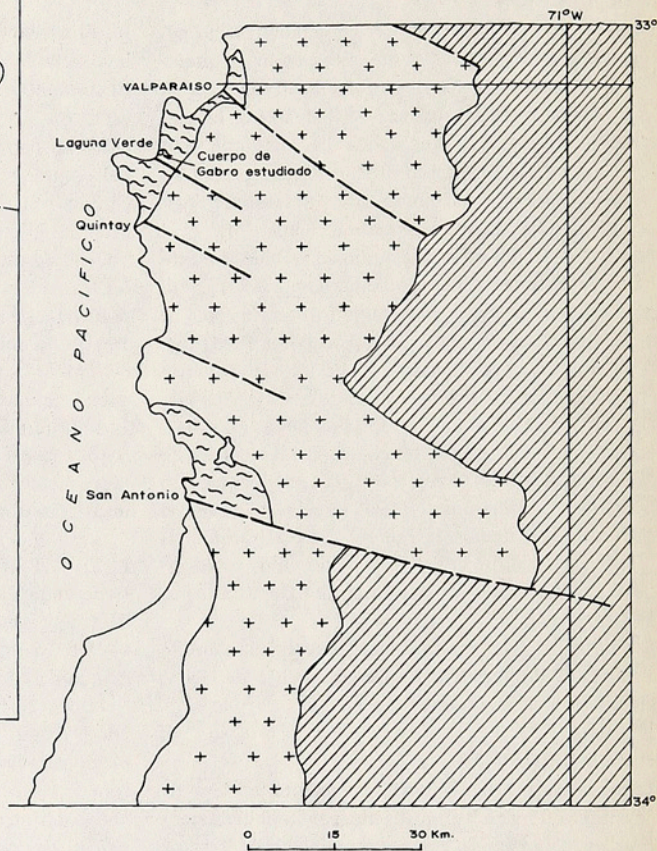
El aspecto macroscópico de las rocas que forman el cuerpo en estudio es variable, en cuanto a composición mineralógica, tamaño de grano y grado de meteorización. El tipo predominante es una troctolita de grano grueso en que se destacan cristales blancos de plagioclasa y cristales negros de hornblenda, en un fondo rojizo producto de la meteorización de la olivina y en menor grado de los piroxenos que la acompañan. Existe toda una gradación hacia rocas holomecanocráticas por una parte, y hacia rocas leucocráticas con grandes cristales de plagioclasa caolinizados con anfíbola verde intersticial. Se observan también facies pegmatíticas con grandes cristales de hornblenda, tan característicos de diversas otras localidades cercanas en que afloran anfibolitas del complejo Quintay. Ocasionalmente, es posible observar un bandeamiento mineralógico en las rocas. En ciertos sectores se observa notoria foliación tectónica.

COMPOSICION MINERALOGICA

Las rocas estudiadas consisten esencialmente de olivina, plagioclasa, ortopiroxena, clinopiroxena y anfibolitas. Los minerales accesorios más comunes son espine-la, flogopita, zoisita y minerales opacos; esporádicamente se observa turmalina, esfeno y apatita.



Geología simplificada de: J. Corvalan y A. Davila (1964).



LEYENDA





-  Formación Quintay
-  Rocas graníticas. Paleozoicas
-  Rocas mesozoicas y cenozoicas
-  Fallas

Figura 1. Ubicación y Marco Geológico del Area estudiada.

La olivina se presenta en granos subhedrales de 1 a 10 mm de largo, generalmente incluye granos o venillas de minerales opacos. Su composición química es variable; por métodos ópticos se ha reconocido la existencia de cristales de composición vecina a Fo₁₀₀ hasta cristales de Fo₆₅. Generalmente, los cristales de olivina presentan coronas en su periferia, compuesta de ortopiroxena la interior, y anfíbola más espinela la externa. El desarrollo de estas coronas será tratado en forma más extensa en capítulo aparte.

En muchos casos, la olivina se encuentra además parcial o totalmente alterada a minerales como serpentina, talco, iddingsita o clorofeita.

Las piroxenas, ortorómbicas y monoclinicas, se encuentran presentes en prácticamente todas las muestras estudiadas.

La ortopiroxena se presenta tanto en cristales individuales como en agregados formando parte de las coronas en torno a las olivinas. La clinopiroxena se encuentra exclusivamente como cristales aislados dispersos en la roca. Ambos tipos de piroxeno presentan numerosas laminillas de minerales opacos dispuestos paralela u oblicuamente a los clivajes, y están generalmente parcialmente transformados en anfíbola.

La anfíbola es muy abundante en estas rocas, y parece haberse generado en diversas etapas. Su tamaño es muy variable alcanzando 5 cm o más de largo en las facies pegmatíticas.

Anfíbolos de tipo hornblenda, parda y verde, se presentan en ciertos casos como grandes cristales que incluyen cristales de olivina y de piroxena. Constituyen también la corona más externa en torno a la olivina y se encuentran reemplazando a las piroxenas.

Anfíbolos de tipo actinolita se presentan generalmente en rocas con evidencias de deformación tectónica, en las cuales las texturas ígneas han sido en gran parte obliteradas.

La plagioclasa se presenta generalmente en cristales prismáticos anchos, de 5 mm o más de largo, maclados polisintéticamente. Su composición es bastante cálcica, y parece mantenerse relativamente constante en las muestras estudiadas, independientemente del porcentaje en que aparece en la roca. Las determinaciones efectuadas por los métodos ópticos ya señalados son las siguientes:

Nº de Muestra	‰ An (Burri)	‰ An (Stemmons)
PM 3154	90*	70
PM 3156		70
PM 3202	82	
PM 3222	85	68
PM 3224	82	
PM 3225		90 ó 75
PM 3226		70
PM 3227		72

* Coincidente con determinación por rayos X

En este rango de composiciones de plagioclasa, es más confiable la determinación según el método de Burri *et al.* Se acepta por lo tanto que las plagioclasas estudiadas corresponden a bitownita An₈₂₋₉₀. El método de Burri *et al.*, (1962), se basa en el estudio de cristales maclados Albite-Carlsbad, que fue imposible encontrar en rocas con poco contenido de plagioclasa como son las tres últimas de la lista.

La espinela es un accesorio habitual en las rocas estudiadas, siendo más abundante en las rocas más melanocráticas. Se presenta como cristales subautomorfos de tamaño inferior a 2 mm, dispersos en la roca, o bien como inclusiones vermiculares en la anfíbola que constituye la corona más externa en torno a los cristales de olivina. En ambos casos presenta una coloración verde oscura, por lo que corresponde probablemente a pleonasto.

La flogopita es un mineral accesorio escaso pero característico, que se presenta preferentemente en rocas melanocráticas formando cristales individuales de algunos milímetros de largo, bien visibles macroscópicamente.

Los minerales opacos son los minerales accesorios más frecuentes, especialmente en las rocas más leucocráticas. Se presentan tanto como cristales automorfos intersticiales a los minerales principales de la roca, y como producto de exsolución y/o alteración de los minerales ferromagnesianos, bajo la forma de agregados irregulares o de venillas en este último caso. No se ha determinado su naturaleza mineralógica.

COMPOSICION PETROGRAFICA

Dentro del cuerpo intrusivo es posible observar una amplia gama de tipos petrográficos, que van desde peridotitas anfibólicas hasta leucogabros muy vecinos de anortosita, según la clasificación modal de Jung y Brousse (1958), existiendo amplias zonas donde predominan las troctolitas.

En la figura 2 se muestra la variación del índice de color de las rocas del cuerpo intrusivo, basada en los análisis modales presentados en la Tabla 1. Los análisis modales se han ordenado de acuerdo a la disposición de terreno de las muestras, distinguiéndose además tres niveles topográficos: nivel bajo, que comprende muestras tomadas a nivel del mar en el extremo norte del cuerpo; nivel intermedio, que corresponde a muestras tomadas en el borde superior del acantilado costero y que se presentan en el mapa como un perfil de dirección aproximada SW-NE; nivel alto, que corresponde a las muestras recolectadas en el corte del camino Valparaíso-Laguna Verde, y que se disponen en una dirección general NS hacia la parte más oriental reconocida del intrusivo. Dentro de ca-

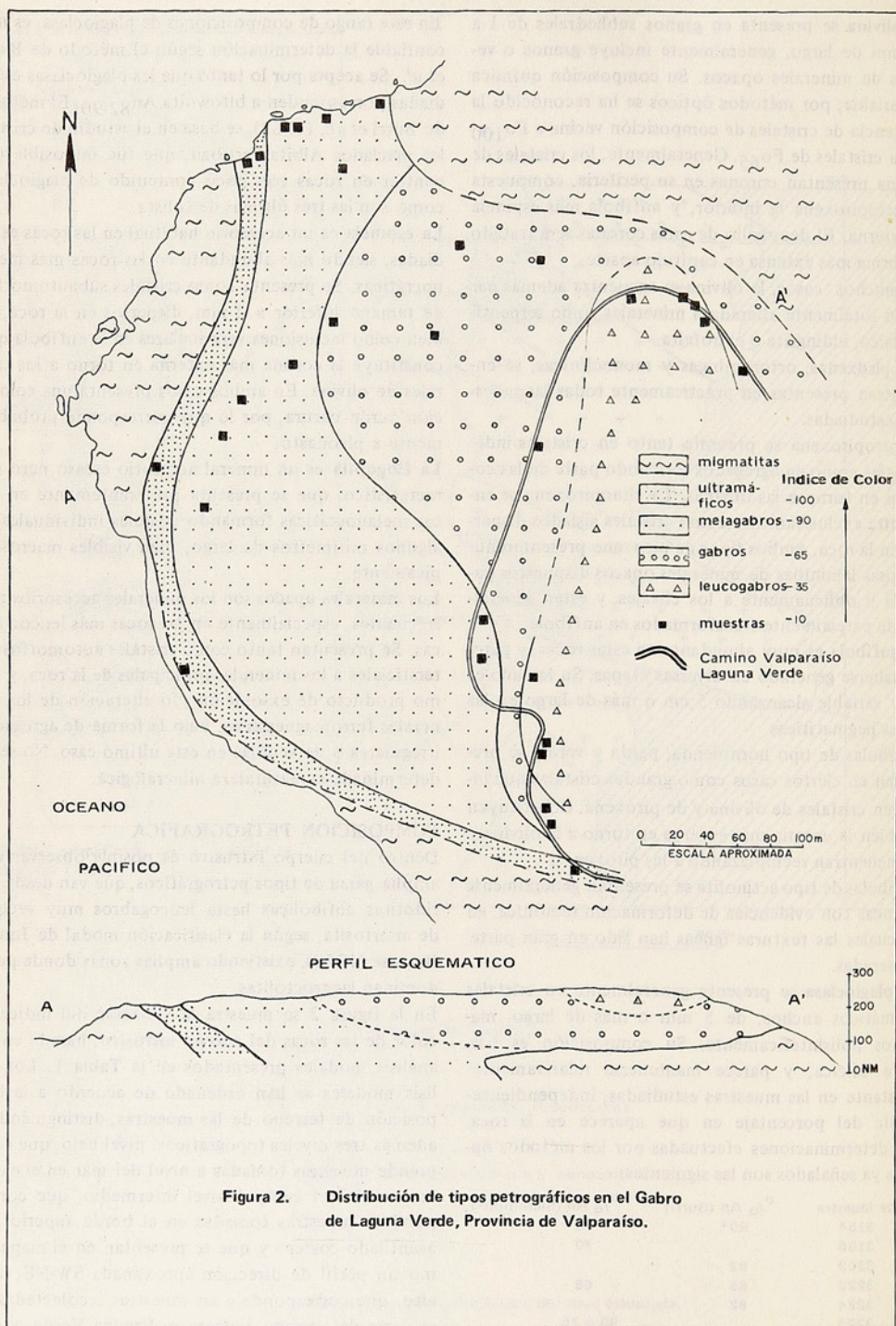


Figura 2. Distribución de tipos petrográficos en el Gabro de Laguna Verde, Provincia de Valparaíso.

TABLA 1

Análisis modales de muestras del Gabro de Laguna Verde, Provincia de Valparaíso

NIVEL TOPOGRAFICO		NIVEL BAJO			NIVEL INTERMEDIO								NIVEL ALTO								
Mineral	Número Muestra	PM 3223	PM 3225	PM 3227	PM 3210	PM 3208	PM 3208a	PM 3207	PM 3206	PM 3204	PM 3202	PM 3222	PM 3212	PM 3214	PM 3217	PM 3219	PM 3220	PM 3221	OEA N° 3	PM 3154	PM 3153
Olivina		31.9	21.6	29.8	15.0	6.0	24.7	25.0	4.6	18.8	---	11.1	---	9.0	0.8	---	---	1.5	11.1	---	0.2
Plagioclasa		0.1	13.5	21.2	1.2	---	31.9	26.3	30.9	37.5	83.7	55.2	---	41.4	72.5	73.7	24.2	39.7	55.2	67.0	51.6
Ortopiroxeno		8.0	9.4	5.0	0.6	4.0	3.9	7.2	0.4	3.7	---	1.6	---	1.5	0.4	12.3	8.3	2.9	1.6	3.8	0.4
Clinopiroxeno		2.8	4.9	4.5	3.8	5.7	---	---	18.2	28.2	0.4	3.6	---	14.3	3.5	0.5	42.4	4.3	3.6	9.8	7.3
Anfibola		47.3	47.3	27.3	30.8	50.2	9.4	25.8	18.1	8.8	4.2	18.6	27.1	12.6	7.7	5.9	23.8	49.1	18.6	15.3	25.4
Simplectita		4.4	1.6	3.0	---	---	8.4	3.9	1.2	---	---	5.1	---	0.5	0.5	---	---	1.6	5.1	---	2.7
Alteración de Olivina		1.6	---	2.5	9.8	20.8	17.6	8.0	4.9	1.8	---	0.8	---	5.4	---	---	0.2	---	0.8	---	---
Clorita		2.5	---	---	---	0.2	---	---	---	---	4.7	---	19.8	---	---	---	---	---	---	0.1	---
Sericita		1.8	---	---	---	---	---	---	0.7	---	0.4	1.2	3.1	---	---	---	---	---	1.2	0.2	---
Zoisita		0.7	---	---	29.7	10.9	1.2	1.0	20.0	1.0	6.3	5.5	---	13.7	---	---	---	0.9	5.5	2.1	1.5
Flogopita		0.2	0.1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Espinela		---	0.5	5.9	0.1	---	0.1	0.2	0.3	0.1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Opacos		3.6	2.5	0.4	1.3	1.7	2.8	2.6	0.4	1.0	---	0.3	1.3	1.6	0.5	4.9	1.1	---	0.3	1.7	11.6
Iddingsita		---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	13.8	---	---	---	---	---	1.1
Apatita		---	---	---	---	---	---	---	0.2	---	---	---	---	---	0.1	2.7	---	---	---	---	0.2
Pistacita		---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	48.7	---	---	---	---	---	---	---	---

PROMEDIOS

	Σ OLIV	PLAGIO	ANFIB	OPX	CPX	ZOISITA	ESPINELA	SIMPLECTITA	OPACOS
NIVEL ALTO	3.6	47.3	20.6	3.5	9.5	2.5	---	1.2	2.6
NIVEL INTERMEDIO	21.9	33.3	20.7	2.7	7.5	9.4	0.1	2.3	1.3
NIVEL BAJO	30.1	11.6	40.6	7.5	4.1	0.2	2.1	3.0	2.2

 Σ oliv = olivina + alteración de olivina

da nivel, las muestras están ordenadas a partir de la franja de rocas ultramáficas que se dispone en el borde occidental y sur del intrusivo.

La distribución de los tipos petrográficos presenta una variación progresiva cuyas tendencias generales son las siguientes:

Existe una franja de rocas ultramáficas a lo largo del borde occidental y sur del intrusivo, las que cambian a rocas cada vez más leucocráticas hacia el sector oriental del cuerpo. En el nivel bajo esta variación alcanza sólo hasta melagabros; en el nivel intermedio hasta gabros, y en el nivel alto aparecen leucogabros. En consecuencia, las rocas se hacen más leucocráticas cuanto más distantes están del borde sur y occidental, y cuanto más elevadas topográficamente. Los contactos entre los diversos tipos petrográficos son en general gradacionales, exceptuando algunos afloramientos donde es posible observar bandas de diferente mineralogía con contactos nítidos entre sí, es decir, estratificación ígnea.

En la Tabla 1 aparecen los promedios modales de los minerales en cada nivel topográfico. Estos datos deben tomarse sólo como de valor indicativo pues no obedecen a un estudio sistematizado de la distribución mineralógica, sin embargo de ellos aparecen nítidamente las siguientes características:

- El porcentaje de olivina disminuye a medida que se asciende topográficamente. Promedios para los tres niveles, reduciendo a olivina aquellos minerales que con seguridad provienen de la alteración de ella, son de 30^o%, 16,5^o% y 4^o% respectivamente. La composición de la

olivina también cambia con el nivel topográfico, siendo su composición vecina de Fo₁₀₀ en el nivel bajo, Fo₈₅ en el nivel intermedio y Fo₆₅ en el nivel alto.

- El porcentaje de plagioclasa varía antipatéticamente al de olivina, se presenta en promedios de 11^o%, 36^o% y 63^o% para los tres niveles.
- Las piroxenas se encuentran en general subordinadas volumétricamente respecto a los restantes minerales ferromagnesianos de las rocas. Orto y clinopiroxena varían antipatéticamente, predominando la ortopiroxena en el nivel bajo y la clinopiroxena en el nivel más elevado.
- Las anfíbolas constituyen el mineral máfico más abundante en casi todas las muestras, siendo más abundantes en el nivel bajo que en los superiores.

La variación petrográfica observada puede probablemente asignarse a una diferenciación magmática por hundimiento de los minerales pesados tempranamente formados, e.g. olivina y ortopiroxena, en un medio viscoso relativamente estático, cuya base al momento de la diferenciación se ubicaría hacia el actual contacto suroccidental del cuerpo.

COMPOSICION QUIMICA

Se efectuaron 7 análisis químicos de rocas del macizo gábrico de Laguna Verde, elegidas de tal manera que cubrieran la más amplia gama de índices de color posible de entre las rocas estudiadas.

Los resultados de los análisis químicos* son los siguientes:

	PM3227	PM3158	PM3215	PM3154	PM3204	PM3202	PM3157
SiO ₂	40,46	40,75	42,62	43,34	44,11	44,28	48,63
Al ₂ O ₃	13,71	16,60	25,31	22,10	14,42	29,27	8,99
Fe ₂ O ₃	3,16	2,89	2,46	2,69	1,58	1,65	2,30
FeO	7,58	7,44	3,82	6,18	6,66	1,99	6,58
CaO	8,48	7,84	18,40	18,04	17,28	17,04	14,46
MgO	21,68	20,28	4,52	5,68	13,64	2,72	15,16
Na ₂ O	0,57	0,56	1,00	1,00	0,57	1,48	0,79
K ₂ O	0,17	0,08	0,24	0,17	0,02	0,23	0,22
TiO ₂	0,08	0,10	0,26	0,43	0,27	0,17	0,43
MnO	0,09	0,13	0,08	0,08	0,12	0,03	0,16
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04
ppc	3,43	3,06	1,54	0,78	1,50	1,29	2,03
TOTAL	99,44	99,74	100,27	100,52	100,19	100,16	99,79
Cu (ppm)	57,5		80,0	190,0	197,5	42,5	
Ni (ppm)	220,0		80,0	52,5	142,5	42,5	
Co (ppm)	85,0		55,0	57,5	65,0	52,5	
Cr (ppm)	110,0		62,5	160,0	277,5	40,0	
Zn (ppm)	17,5		22,5	25,0	30,0	12,5	

* Análisis realizados por M.L. Aguilar, Laboratorio Químico Depto. de Geología, U. de Chile.

PM 3227	Melagabro coronítico de anfíbola	(IC = 79)
PM 3158	Troctolita	(IC = 35)
PM 3215	Leucogabro de anfíbola	(IC = 26)
PM 3154	Leucogabro norítico	(IC = 23)
PM 3204	Troctolita	(IC = 62)
PM 3202	Leucogabro de anfíbola	(IC = 16)
PM 3157	Melagabro de olivina y anfíbola	(IC = 76)

La característica más evidente es el bajo contenido de sílice de estas rocas que, en promedio alcanza sólo a 43,5%, siendo su variación muy pequeña comparada con la variación del índice de color de las respectivas rocas. El contenido de CaO y Al_2O_3 es muy variable, alcanzando valores muy elevados en las rocas de índice de color bajo, las que contienen abundante bitownita. El contenido de MgO es directamente correlacionable con el contenido de olivina de las muestras, así como el contenido de Cr y Ni. El contenido de álcalis es extremadamente bajo, sobretudo en lo que se refiere al K_2O . La razón FeO/Fe_2O_3 oscila entre 1,2 y 4,2 siendo más elevada en las rocas de mayor índice de color.

En el diagrama AFM de la figura 3, puede observarse una variación gradual en la composición química, que muestra una tendencia bastante clara de enriquecimiento en hierro, pese a que no se ha encontrado rocas de alto contenido de sílice. Se incluyen en dicho diagrama, las curvas de diferenciación del macizo de Skaergaard (en Misar, 1971) y la que presenta el macizo de Ransko en Checoslovaquia (Misar, 1971), observándose una similar tendencia en el macizo de Laguna Verde, restringido eso sí a los términos más básicos solamente.

Esta variación regular de la composición química, la variación modal relacionada con la posición espacial de las rocas en el macizo, pueden interpretarse como el resultado de una diferenciación magmática por recristalización fraccionada y separación gravitacional. Este proceso se habría realizado bajo una presión parcial de oxígeno baja o moderada, que permitió un enriquecimiento en hierro del líquido residual, en el cual progresivamente la oxidación del hierro fue en aumento, hasta provocar la precipitación de minerales opacos sólo en las rocas más leucocráticas. De los análisis modales presentados anteriormente puede observarse que en las rocas más melanocráticas, se presenta espinela como principal accesorio.

DESCRIPCION DE LAS CORONAS

El rasgo textural más típico de las rocas estudiadas lo constituye la presencia de coronas en torno a los cristales de olivina. Estas coronas están presentes en todas las muestras que contienen olivina, aunque no en todos los cristales de este mineral, ya que las coronas

se desarrollan sólo en los contactos de olivina y plagioclasa. En las muestras con escasa plagioclasa, sólo presentan corona los pocos granos de olivina que están en contacto con ella (fig. 5).

Una corona típica está constituida por un núcleo central de olivina, un primer anillo de ortopiroxena y un anillo periférico de anfíbola con vermiculas de espinela, el cual está en contacto con plagioclasa.

El anillo interior de ortopiroxena presenta generalmente un espesor constante, y está constituido por cristales prismáticos cortos que se disponen radialmente con respecto al cristal de olivina. El borde externo de este anillo marca la extensión original del cristal de olivina.

El anillo exterior está formado por hornblenda verde, que se presenta sin una orientación definida, y que contiene, en su tercio exterior, inclusiones vermiculares de espinela verde dispuestas radialmente con respecto al núcleo de olivina. Este anillo es de espesor variable, generalmente unas tres veces más ancho que el de ortopiroxena, y su contorno externo es irregular (fig. 6).

La plagioclasa que está en contacto con las coronas presenta característicamente un fracturamiento radial con respecto a éstas, fenómeno quizás relacionado con la transformación de la olivina (fig. 7).

Las coronas así constituidas cambian mineralógicamente en las rocas más alteradas del macizo. Así es como se encuentran coronas en que se distingue bien el anillo de simplectita de anfíbola y espinela rodeando núcleos formados por un envoltorio micáceo que tiene como centro talco o serpentina, con abundantes venillas y gránulos de mineral opaco, concentrados en la posición de las olivinas originales. En estos casos, en que predominan los minerales hidratados, se advierte generalmente un anillo discontinuo que rodea a la simplectita, constituido por zoisita, que separa la anfíbola de la plagioclasa. La zoisita se insinúa también a lo largo de las fracturas de los cristales de plagioclasa. Casos de alteración extrema de las coronas lo constituyen agregados de formas ovoidales de actinolita, clorita, serpentina y mica blanca, en los que aparecen residuos de las simplectitas de anfíbola-espinela, el todo rodeado por una aureola externa de zoisita. En ciertos casos se observa que la espinela de las simplectitas es transformada en mineral opaco, manteniendo su disposición textural. La mica blanca y la zoisita reemplazan también en estas rocas a la plagioclasa, a partir de las fracturas que éstas presentan. El reemplazo de plagioclasa por sericita es en algunos casos total. Se observan muchos casos intermedios entre las coronas típicas y estos grados extremos de alteración.

Fig 3 DIAGRAMA AFM COMPARATIVO DE LOS MACIZOS BASICOS DE SKAERGAARD, RANSKO Y LAGUNA VERDE

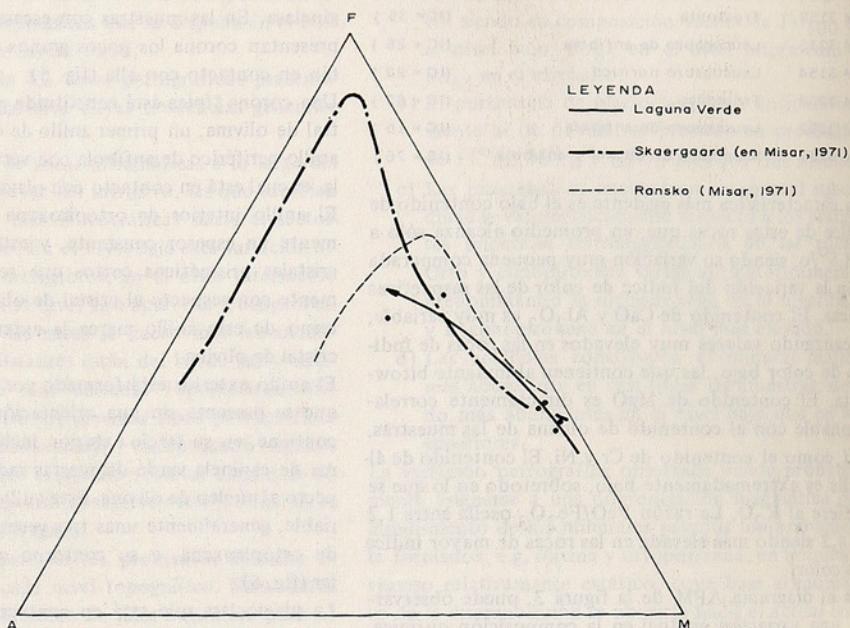
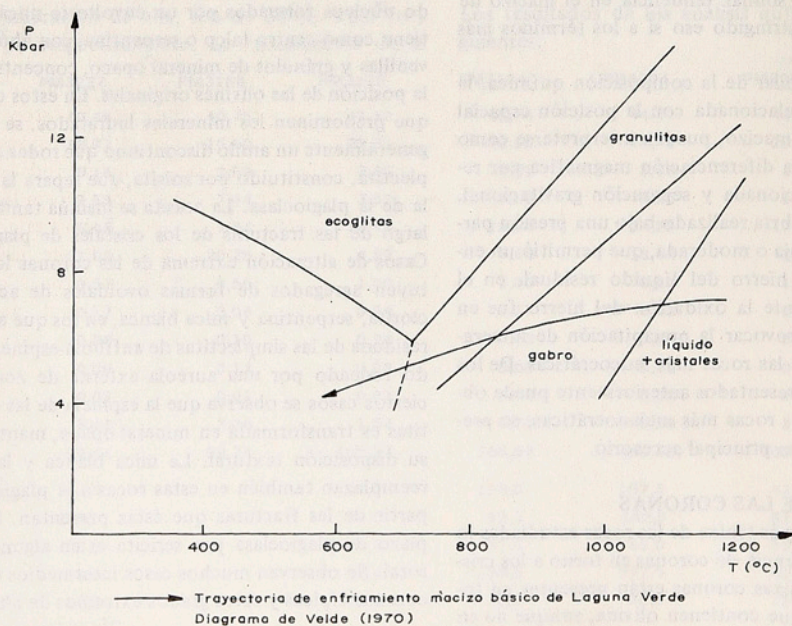


Fig 4. CONDICIONES P,T DE ENFRIAMIENTO DEL MACIZO DE ROCAS BASICAS DE LAGUNA VERDE PROVINCIA DE VALPARAISO



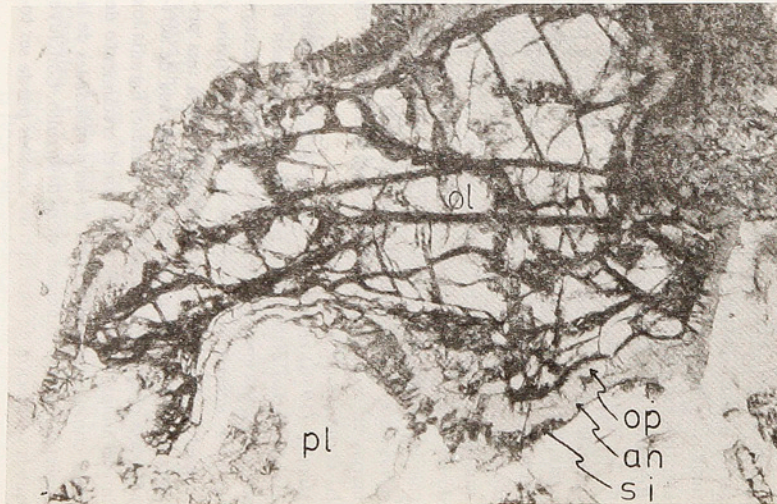
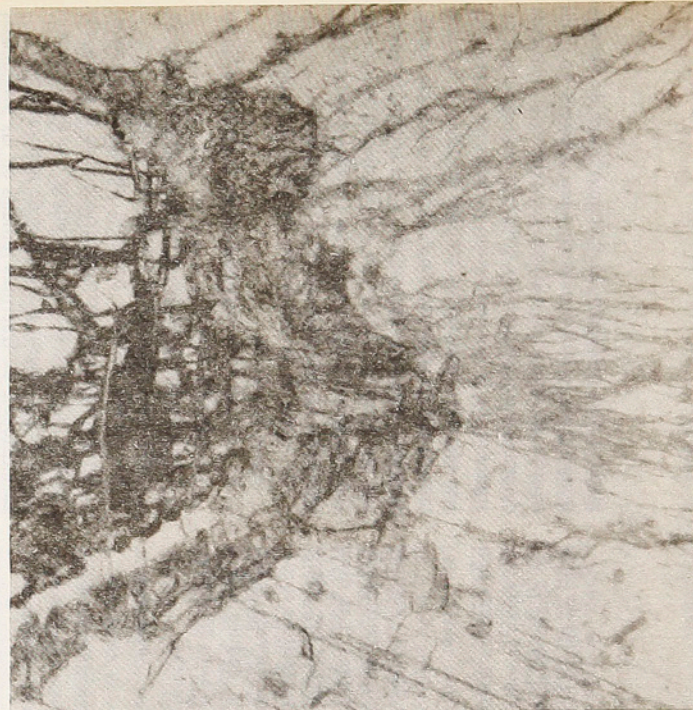


Figura 5.

Desarrollo de coronas sólo en el contacto de olivina con plagioclasa. A la izquierda, Anfíbola con numerosas inclusiones de mineral opaco.

Figura 6.

Cristal de olivina con corona bien desarrollada a lo largo del contacto con plagioclasa. Ol: olivina. Pl: plagioclasa. Op: ortopiroxeno. An: anfíbola. Si: simplectita de anfíbola y espinela. Nícoles paralelos x 40.

Figura 7.

Corona en torno a cristal de olivina. Fracturas radiales en los cristales de plagioclasa adyacente. Nícoles paralelos x 40.

ORIGEN DE LAS CORONAS

La formación de coronas en torno a cristales de olivina ha sido motivo de estudios en diversas partes del mundo. Se resumen a continuación algunas de las observaciones y conclusiones que diversos autores presentan acerca de ellas.

Shand (1945) hace notar que se han descrito coronas en torno a la olivina en gabros olivínicos, noritas olivínicas, hiperitas, troctolitas y allivalitas. Las diversas coronitas se caracterizan químicamente por poseer bajos contenidos de sílice y relativamente altos contenidos de MgO , CaO y FeO , con una elevada razón FeO/Fe_2O_3 . De la literatura anterior, deduce que la composición mineralógica de las coronas es la siguiente, siendo las más comunes las dos primeras:

olivina - hiperstena - hornblenda + espinela	- plagioclasa
olivina - hiperstena - granate	- plagioclasa
olivina - hiperstena - actinolita + espinela	- plagioclasa
olivina - diópsido - hornblenda + espinela	- plagioclasa
olivina - antofilita - hornblenda + granate	- plagioclasa

Concluye que la formación de las coronas no es producto de una etapa de cristalización magmática (las diabasas no presentan desarrollo de coronas) sino que se debería a la inestabilidad de la olivina en condiciones de metamorfismo termal. Las reacciones se realizarían al estado sólido, en presencia de pequeñas cantidades de H_2O , y a temperaturas superiores a las de cloritización y serpentinización.

Reynolds y Frederickson (1962) describen las coronas de las hiperitas de Noruega del Sur como un anillo interno de bronzita y uno externo de hornblenda y pleonaste. Estiman que para la formación de las coronas es necesario la presencia de H_2O que contenga sílice, dióxido de carbono y cloruros. La transformación completa de olivina en bronzita requeriría un aporte de $10^0/o$ en sílice, y nuevos aportes de sílice provocarían la formación de granate. El CO_2 y el Cl son necesarios para la transformación de las plagioclasas primarias en escapolita, fenómeno bien desarrollado en las coronitas por ellos estudiadas.

Murthy (1958) estudió las metadoleritas ferrogábricas de ciertos distritos de la India que aparecen asociadas a los gneisses precámbricos, y que presentan un buen desarrollo de coronas en torno a olivina y magnetita. En torno a la olivina se presenta una primera corona de ortopiroxena y una segunda de anfíbola con o sin espinela verde y/o granate. Estudia los intercambios iónicos que implican el crecimiento de estas coronas, y la influencia de las propiedades de la superficie de los minerales en su desarrollo. Concluye que la formación de este tipo de coronas puede ser to-

mado como evidencia de metamorfismo de elevada temperatura y deficiencia de agua, después de la intrusión de las rocas máficas. La existencia ocasional de granate en las coronas quedaría explicada por un aumento de la concentración de agua en el proceso. Las características de las coronas en torno a los cristales de olivina presentes en el gabro de Laguna Verde, permiten concluir, de acuerdo a los criterios expuestos por Murthy (1958) un origen metamórfico para ellas. Rasgos distintivos para las coronas de origen metamórfico en este caso serían las siguientes:

- El ancho de la corona no depende del tamaño del grano de olivina.
- El mineral de la corona interna es en todos los casos ortopiroxeno.
- La disposición de los prismas de ortopiroxeno es radial con respecto al núcleo de olivina.
- La corona externa presenta abundante espinela.
- En los minerales ferromagnesianos de la roca se observa el fenómeno de "clouding", es decir, presencia de numerosas inclusiones de mineral opaco.

La existencia de fracturas radiales en las plagioclasas que rodean a los cristales de olivina parece indicar que por lo menos parte del proceso de transformación de la olivina se realizó efectivamente en un medio sólido. La ausencia de granate en el macizo de Laguna Verde puede considerarse como un rasgo particular, ya que en gran parte de los ejemplos de coronitas de la literatura geológica sobre estas rocas, se señala desarrollo de granates, ya sea en inclusiones dentro de la anfíbola que constituye la corona más externa, o bien formando una corona más externa aún. Según Murthy (1958), la formación de granate necesita de una cierta cantidad crítica mínima de vapor de agua, la que probablemente no fue alcanzada en el proceso de formación de las coronas en el presente caso. Otra posible explicación para la ausencia de granate en estas rocas de Laguna Verde estaría en las conclusiones de Green (1957), quien experimentalmente demuestra que a presiones elevadas, piroxena, espinela y anortita reaccionan entre sí para dar origen a granate. Es posible que la presión a que se formaron las coronas en el caso estudiado haya sido inferior a la necesaria para formar granate.

Es interesante hacer notar que en el gabro de Laguna Verde, especialmente en las rocas del nivel intermedio, se desarrolla abundante zoisita, mineral que no parece ser frecuente en las coronitas. La zoisita aparece en estas rocas con una disposición espacial semejante a la que se describe para el granate en otros macizos de coronitas, es decir, formando una corona exterior discontinua en aquellas coronas donde el núcleo de olivina se presenta total o casi totalmente reemplazado

por minerales de baja temperatura, indicativos también de una alta presión de agua, como serpentina, clorita o talco. La zoisita tiene una composición química similar a la de un granate cálcico; es probable que la riqueza en calcio de las rocas de Laguna Verde, junto a una presión litostática moderada en esta etapa de formación de las coronas, haya favorecido la estabilidad de la zoisita en lugar de granate. Su formación sería posterior en el tiempo a la de los dos anillos principales, en un medio más rico en agua, como lo revela la formación de serpentina, talco, clorita, sericita, etc.

CONCLUSIONES GENERALES

El macizo gábrico de Laguna Verde presenta características petrográficas, mineralógicas y químicas que permiten establecer algunos rasgos importantes en su petrogénesis. Estos serían:

A. Diferenciación magmática: Del estudio petrográfico y químico de las rocas del macizo, resalta el hecho que existe una variación continua entre tipos de afinidad peridotítica hasta tipos de carácter anortosítico, relacionados con su posición en el macizo, y con una variación concomitante en su composición química. Estas características hablan en favor del desarrollo de un proceso gravitacional de diferenciación magmática, con concentración de los cristales de olivina hacia las partes más bajas del cuerpo en el momento de la intrusión. Este fenómeno, se realiza característica-mente en áreas tectónicamente estables.

B. Metamorfismo: Del estudio de las coronas en torno a la olivina se puede concluir que ellas corresponden a coronas formadas por procesos metamórficos, es decir, que ocurrieron cuando las rocas estaban ya consolidadas.

La formación de ortopiroxena indica un metamorfismo en la facies de granulitas, con baja presión de agua y presión total moderada, en las primeras etapas del proceso metamórfico. El hecho que la roca conserve bien sus texturas ígneas originales y la ausencia de una foliación definida indican que el metamorfismo se realizó en condiciones estáticas y que el factor físico que más influencia tuvo en la transformación de las rocas fue la temperatura. La fuente más probable de energía térmica es la que habría provenido del enfriamiento mismo del cuerpo, posiblemente emplazado en una zona relativamente profunda de la corteza continental que de por sí tenía una temperatura elevada. Este emplazamiento profundo habría resultado en un enfriamiento lento del cuerpo intrusivo, lo que habría permitido que las reacciones metamórficas se llevaran a cabo. El hecho que las coronas en torno a los cristales de olivina se desarrollen uniformemente

a través de todo el cuerpo de gabro, habla también en favor de un origen autóctono para las soluciones acuosas necesarias para realizar estas transformaciones mineralógicas.

Estaríamos pues en presencia de un fenómeno de automorfismo retrógrado a la facies de granulitas y luego a la de anfíbolitas, partiendo de las paragénesis originales propias de las rocas gábricas.

Las condiciones de presión y temperaturas a que se habría desarrollado este enfriamiento, pueden representarse esquemáticamente según el diagrama de Velde (1970) que aparece en la fig. 4. Cabe destacar de este diagrama, que la ausencia de minerales propios de la facies de eclogitas durante la evolución mineralógica del gabro de Laguna Verde, limita la presión reinante durante el proceso a menos de 6 kb.

Posteriormente al desarrollo de las coronas en torno a la olivina, la mineralogía del cuerpo intrusivo continúa evolucionando parcialmente a asociaciones de menor grado de metamorfismo, especialmente cerca de su contacto sur, originando rocas algo esquistosas de hornblenda, actinolita, clorita y epidota. El hecho que estas asociaciones se presenten preferentemente en la periferia del macizo, parece indicar que este fenómeno está ligado a aportes externos de agua, y a condiciones de menor P y T, que habrían también afectado a las rocas encajantes.

La evolución mineralógica de este cuerpo básico es en general concordante con la evolución mineralógica regional descrita por Hervé (en prep) para el área inmediatamente al sur de los afloramientos del gabro. Se ha establecido allí que a un episodio metamórfico en un medio pobre en agua que produjo asociaciones mineralógicas de la facies de granulitas, sucedió en el tiempo un episodio retrógrado a la facies de anfíbolita, transformándose las orto y clinopiroxenas a minerales hidratados como anfíbola y biotita. La presencia de cordierita en las rocas de la facies de granulitas de esa región, indica también que la presión no fue muy elevada durante el metamorfismo.

REFERENCIAS

- Burri, F. *et al.*, 1962, Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three of four axis universal stage. *Geol. Soc. of Am., Spec. Pap.* 69, 64 p.
- Corvalán, J. y Dávila A., 1964, Observaciones geológicas en la cordillera de la costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito. *Soc. Geol. de Chile, Publ. n. 9*, p. 1 - 4.
- Corvalán, J. y Munizaga, F., 1972, Edades Radiométricas de rocas metamórficas e intrusivas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. *Inst. Invest.*

- Geol. Bol. 28, p. 1 - 40.
- Green, D.H.**, 1967, Effects of high pressure on basaltic rocks. In H.H. Hess and A. Poldevaart (Ed), Treatise on rocks of basaltic composition, p. 401.
- Hervé, F.**, (En prep.), Estudio petrográfico del Basamento Cristalino en el área Quintay-Laguna Verde. Depto. Geol. Univ. Chile.
- Jung, J. y Brousse, R.**, 1959, Classification modale des roches eruptives. Masson et Cie., Paris, 122 p.
- Misar, Z.**, 1971, The gabbro-peridotite massif near Staré Ransko, Bohemia. In Geology final report, UMP in Czechoslovakia, Praga, 1971.
- Murthy, H.**, 1958, Coronites from India and their bearing on the origin of coronas. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 69, n. 1, p. 23 - 38.
- Shand, S.J.**, 1945, Coronas and coronites. Geol. Soc. Am. Bull., v. 56, n. 3, p. 247 - 266.
- Reynolds, J. and Frederickson, A.**, 1962, Corona development in Norwegian hyperites and its bearing on the metamorphic facies concept. Geol. Soc. Am. Bull., v. 73, n. 1, p. 59 - 71.
- Slemmons, D.B.**, 1962, The optical determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis universal stage. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 69, 64 p.
- Velde, B.**, 1970, Eclogites as products of thermal metamorphism. Nature, v. 227, n. 5265, p. 1337 - 1339.

PRESENCIA DE SUELOS RICOS EN ALUMINIO EN LA ZONA SUR DE CHILE (BIO - BIO, LLANQUIHUE)

ARTURO HAUSER YUNG, *Instituto de Investigaciones Geológicas*

GENERALIDADES

El objetivo del presente informe es el de proporcionar algunos antecedentes sobre la existencia de suelos ricos en aluminio en la zona sur de nuestro país. La sola enunciación del tema resulta un enfoque algo inusual en Chile, atendiendo al hecho que se desconoce la existencia de fuentes que permitan la extracción comercial de Al.

La tentación de dar a conocer estos antecedentes se basa en la intención de estimular la búsqueda de testimonios confirmatorios a los planteamientos que este informe entrega, derivados de una materia cuyo desarrollo en nuestro país nunca ha alcanzado significación.

El aprovechamiento que en oportunidades se ha dado en algunos países a ciertos tipos de suelos como materia prima para la explotación de aluminio, en razón de un brusco aumento en la demanda de este elemento, (debido a conflictos bélicos, por ejemplo), ha llevado a preparar un breve informe a objeto de establecer la aplicabilidad del sistema en Chile. Conocido es el hecho que nuestro país, por su condición geológica y climática, carece de yacimientos de aluminio económicamente explotables. Nuestra demanda se satisface a través de importaciones desde la región del Caribe, donde la extracción del aluminio a partir de la bauxita cobra singular importancia.

Durante la segunda Guerra Mundial, el Bureau of Mines y la War Production Board de USA fijaron, debido a la mayor demanda mundial de aluminio, nuevas normas y exigencias que tomaron económica la explotación de determinados materiales o depósitos arcillosos.

La presencia de cierto tipo de suelos denominados "Suelos Rojos Arcillosos" y "trumaos" en las provincias de Bio-Bio a Llanquihue, cuyos contenidos de aluminio exceden las especificaciones del War Production Board de USA, permitirían suponer su explotación como materia prima para la extracción del aluminio.

La amplia distribución areal alcanzada por los suelos en referencia, unido al carácter de los eventuales "yacimientos": homogeneidad química y granulométrica, potencia de los depósitos, naturaleza de la cobertura, accesibilidad, etc. contribuirían a tornar más atractivo su aprovechamiento.

La necesaria información geológica y tecnológica para la elaboración del presente estudio, se obtuvo principalmente de los informes preparados por A. Hauser (1973) y A. Hauser y M. Martí (1973); ellos reconocieron y caracterizaron una serie de materiales correspondientes tanto a suelos "rojos arcillosos" como a "trumaos" en las inmediaciones de Temuco. Se acompañan igualmente algunos resultados del trabajo denominado "Depósitos de Arcilla en las Provincias de Osorno y Llanquihue" efectuado por A. Dávila D. y F. Cech K. en 1973. El estudio se efectuó por encargo de INACESA (Empresa Nacional del Cemento S.A.), a objeto de reconocer y evaluar tecnológicamente el carácter de depó-

sitos arcillosos en dichas provincias, con miras a la instalación de una Planta elaboradora de cemento en las inmediaciones de Puerto Montt.

GEOLOGIA

Tal como se dijo, durante la 2da. Guerra Mundial el Bureau of Mines y la War Production Board de USA, a través de estudios geológicos y metalúrgicos, fijaron nuevas condiciones que un depósito arcilloso debería cumplir para hacerlo aprovechable como materia prima para la extracción de aluminio, estas condiciones son:

- a) La arcilla debería contener al menos un 20% de aluminio disponible.
- b) Menos de 5% de hierro disponible.
- c) Los bancos deberían tener, para los efectos de una explotación económica, al menos un espesor de 5 pies.
- d) La sobrecarga no debería ser mayor a 3 veces el espesor de depósito arcilloso.
- e) El yacimiento debería ubicarse en una zona que garantice un transporte económico y seguro. Adicionalmente, el sistema de exploración debería ser tal que permita extraer un gran número de toneladas al día: "Strip-mining", con el empleo de equipo convencional para movimiento de tierra como ser escarificadores, traillas, cargadores frontales, etc.

Nuestra actividad en la región Sur del país, en estudios de Mecánica de Suelos para fines viales, geomorfología aplicada a la edafología y prospección de arcilla para la elaboración de cemento, nos ha permitido reconocer la existencia de determinados tipos de suelos que en cierto modo cumplirían con las exigencias químicas, granulométricas y de explotación, como para ser consideradas materia prima para la extracción de aluminio de suelos (Bureau of Mines, USA).

Nos referimos a los llamados "suelos rojos arcillosos" y "trumaos" objeto de múltiples estudios de reconocimiento y detalles por parte de edafólogos en nuestro país.

La realización, en particular, de un trabajo de prospección de arcilla para la elaboración de cemento en la región de Temuco, A. Hauser y M. Martí, (1973), permitió reconocer bastante bien la naturaleza química y granulométrica de los "suelos rojos arcillosos" a la vez que determinar su distribución areal, espeso-

res, establecer sus relaciones con los materiales infra- y suprayacente, cubriciones probables, etc. El trabajo por consideraciones económicas y tecnológicas se centró principalmente en torno de la ciudad de Temuco. Adicionalmente se obtuvieron algunos antecedentes respecto a la presencia de suelos "tipo trumao" en la región correspondiente al flanco oriental del Valle Central (sectores de Caivico, Hichahue, Carilafquén, Coipué, etc.).

En esencia, se trata de suelos residuales derivados de cenizas volcánicas que en la región sur del Valle Central, Bio - Bio a Cautín, especialmente, alcanzan una amplia distribución territorial. Aparecen enmantando una serie de unidades pre-existentes con espesores variables de 1 a 15 m.

a) rocas paleozoicas del tipo esquistos y micacitas, en el flanco oriental de la cordillera de Nahuelbuta, b) rocas sedimentarias y volcánicas de edad Terciaria, particularmente en torno de las inmediaciones de la ciudad de Temuco.

c) depósitos glaciales y fluvio torrenciales del Cuaternario más antiguo.

Las mejores exposiciones de estos suelos se ubican en cortes en la carretera Panamericana en las inmediaciones de Temuco, así como en torno del viaducto del Malleco.

Corresponden a suelos evolucionados a partir de cenizas volcánicas; poseen textura finas y matices rojos a pardo rojizos. Desde el punto de vista genético, los llamados "suelos rojos arcillosos" se habrían formado bajo condiciones climáticas propicias a acciones intemperizantes muy rigurosas (clima cálido, precipitaciones intensas, etc.). En tal situación, su origen estaría en relación directa con un avanzado proceso de evolución a partir de suelos primarios preexistentes de tipo volcánico (suelos del tipo "trumao").

Estudios pedogenéticos han demostrado que la formación de arcillas a partir de cenizas volcánicas, se desarrolla en dos etapas: en la primera de ellas se forma predominantemente alófono (silicato amorfo de aluminio), mientras en la segunda, por resilicación de éste, se llega a arcillas cristalinas del tipo caolinita y haloisita (silicatos laminares); de aquí que la mineralogía de la arcilla guarde estrecha interdependencia con la edad y grado de intemperización del material generador del suelo (ceniza volcánica).

La notable estabilidad química y granulométrica que presentan estos materiales a través de grandes extensiones territoriales en la zona sur, permite establecer que el material cinerítico primario habría provenido de un mismo campo eruptivo, en conexión con una intensa fase volcánica explosiva en la región andina. Cortes en la Carretera Panamericana, proporcionan

excelentes exposiciones de los "suelos rojos arcillosos", particularmente, en sectores donde el relieve está formado por estructuras acolinadas, con cerros de base circular y pendientes suaves, que rematan en alturas que sólo ocasionalmente sobrepasan los 400 m s.n.m. e integradas por rocas del tipo andesita porfírica y basalto (inmediaciones de Temuco).

Los suelos rojos arcillosos arealmente presentan perfiles muy homogéneos; sólo localmente pueden reconocerse en ellos algunos clastos heterogéneos, en forma de intercalaciones de horizontes tobáceos amarillentos, de 10 - 30 cm de espesor.

Un perfil típico en la zona de Metrenco permite identificar en superficie una cobertura vegetal de 10 - 40 cm; inmediatamente en profundidad el suelo adquiere un color pardo oscuro (3YR 2/2)*, el que luego varía a pardo rojizo oscuro (5YR 2/2); se presenta en general muy bien estructurado, homogéneo, alta resistencia seca, húmedo muy plástico.

Determinaciones de humedad "*in situ*" (con humedímetro C.M.Gérat) efectuadas en el mes de Febrero de 1973, en muestras provenientes de calicatas y a una profundidad de 2 m, dieron valores de 28⁰/. Conocido es el hecho que una amplia extensión del valle central entre Talca y Chiloé, desde la región precordillerana andina hasta la Cordillera de la Costa, aparece cubierta por una serie de depósitos volcánicos pulverulentos conocidos como "trumaos" (del mapuche "polvo amarillento"). Se trata de sedimentos de origen eólico en cuya composición predomina el polvo volcánico; en Japón, materiales de idéntico carácter y origen, reciben la denominación de "Kando"; en Nueva Zelanda "Brown Yellow Loams" y en las Islas Canarias "Polvillo". Se trata de suelos volcánicos del tipo intrazonal atendiendo a que en su condición pedogenética el carácter y naturaleza del material generador, juega un rol preponderante.

Situándonos cronológicamente, podríamos decir que los suelos del tipo "trumao" derivarían de cenizas volcánicas Recientes, mientras que los "suelos rojos arcillosos" de cenizas más antiguas, probablemente del Pleistoceno Superior.

Morfológicamente los depósitos de "trumao" exhiben perfiles profundos, con colores pardo rojizo y pardo rojizo oscuro, texturas arcillosas, en general bien estructurados; son químicamente ácidos y poseen densidades aparentes que fluctúan entre 1,2 y 1,5. Macroscópicamente y desde el punto de vista granulométrico, presentan poca variación; en los distintos sitios donde se les ubica sólo presentan modificaciones estructurales y de color, en razón de eventuales

(*) Tabla de colores Munsell.

cambios en la composición química de los materiales generadores. Con un aumento de altura en el relieve hacia el este, los suelos se tornan gradualmente más granulares, sueltos y porosos, desarrollando colores más fuertes.

ANÁLISIS DE LABORATORIO

A partir del informe de Hauser y Marti (1973), se obtienen algunos resultados de análisis químicos y

granulométricos efectuados sobre muestras de "arcillas rojas", provenientes de las inmediaciones de Temuco.

I Análisis granulométricos. Se efectuaron en el Lab. de Sedimentología del I.I.G. Se ocuparon las mallas N° 35 (0,500 mm), N° 60 (0,250 mm), N° 120 (0,125 mm) y N° 200 (0,074 mm) de la serie Tyler. En la tabla I se adjuntan los resultados de dichos análisis granulométricos.

Tabla I
Análisis Granulométricos
Suelos Rojos Arcillosos (Cautín)

N°	Tamiz Tyler	Abertura mm °/o	Muestra 1 °/o	Muestra 2 °/o	Muestra 3 °/o	Muestra 4 °/o	Muestra 5 °/o	Muestra 6 °/o
35		0,500	2,5	0,5	0,62	1,0	1,0	0,5
60		0,250	6,5	1,5	1,25	1,0	1,5	1,5
120		0,125	3,5	1,0	1,87	3,0	1,5	1,0
200		0,074	1,5	1,0	1,25	16,5	1,0	1,0
Residuo			86,0	96,0	95,0	78,5	95,0	96,0

En lo que respecta a suelos del tipo "trumao", los análisis granulométricos dieron los siguientes resultados:

Tabla II
Análisis Granulométricos
Suelos tipo "trumao" (Cautín)

N°	Tamiz Tyler	Abertura mm °/o	M - 33 El Arenal °/o	M - 41 Santa Rosa °/o	M - 47 El Canelo °/o	M - 48 Caivico °/o
35		0,500	0,5	0,5	0,66	4,5
60		0,250	1,0	1,0	2,0	4,5
120		0,125	4,5	2,5	12,0	7,5
200		0,074	8,0	8,6	12,00	8,5
Residuo			85,5	91,5	73,3	75,0

Análisis granulométricos efectuados sobre las muestras DE-2-73 y DC-23-73, provenientes de los alrededores de Purranque, Provincia de Osorno, dieron la siguiente composición: (tomado de Dávila, A. y Cech, F., (1973).

Fracción mayor que 0.205 mm: 1.1. -5.2 °/o
Fracción Mayor que 0.074 mm: 1.4. -2.8 °/o (*)

Fracción menor que 0.074 mm: 91.5 - 97.5 °/o.

II Análisis Químicos. Las determinaciones químicas se efectuaron en el Lab. Químico del I.I.G., con muestras secadas a 105° C.

Los métodos empleados incluyeron a) el gravimétrico, b) complejo-métrico y fotometría de llama. En la tabla III se adjuntan resultados de análisis químico.

(*) Incluye la fracción mayor que 0.2 mm.

Tabla III
Análisis Químicos
Suelos Rojos Arcillosos (Cautín)

Muestra N°	Sílice SiO_2 %	Alúmina Al_2O_3 %	Hierro Fe_2O_3 %	Sodio Na_2O %	Potasio K_2O %
M - 8	48,46	25,57	11,67	0,09	0,22
M - 11	48,45	23,95	12,00	0,32	0,17
M - 15	44,95	26,24	12,23	0,16	0,19
M - 45	46,69	22,87	10,56	0,26	0,27
M - 31	45,75	25,50	12,40	0,15	0,22
M - 43a	45,57	23,59	11,11	0,16	0,22

En lo que respecta a suelos del tipo "trumao", los análisis químicos dieron los siguientes resultados:

Tabla IV
Análisis Químicos
Suelos del tipo "trumao" (Cautín)

Localidad	Muestra N°	Sílice SiO_2 %	Alúmina Al_2O_3 %	Hierro Fe_2O_3 %	Sodio Na_2O %	Potasio K_2O %
Arenal	M - 33	46,23	22,61	10,70	1,11	0,03
Santa Rosa	M - 41	41,50	23,72	11,11	0,57	0,37
El Canelo	M - 47	42,37	24,25	11,11	0,42	0,34
Caivico	M - 48	36,39	24,38	12,82	0,27	0,24
Carilafquén	Pto. 11	43,60	23,59	10,75	0,57	0,43

Adicionalmente, a una muestra proveniente de las inmediaciones de Temuco se le hizo un análisis por 13 elementos con el resultado que se adjunta en la tabla V.

Tabla V
Análisis Químico
Análisis total (Cautín)

Muestra	M - 44
SiO_2	42,37 %
Al_2O_3	24,24
Fe_2O_3	11,10
Na_2O	0,42
K_2O	0,34
CaO	0,53
MgO	0,79
TiO_2	1,50
MnO	0,17
SO_3	0,17
CO_2	0,00
P_2O_5	0,34 %
H_2O	17,89
	99,86 %

Adicionalmente se adjuntan los resultados de tres análisis químicos efectuados sobre otras tantas muestras de "suelos rojos arcillosos", provenientes de las inmediaciones de la ciudad de Purranque, Prov. de Osorno. (datos tomados de Dávila, A. y Cech, F., 1973):

Tabla VI
Análisis Químicos
Suelos Rojos Arcillosos (Osorno)

Muestra	DC-1-73	DC-2-73	DC-23-73
SiO_2 (%)	42,41	39,03	32,73
Al_2O_3	26,17	28,54	33,07
Fe_2O_3	12,81	13,40	16,28
TiO_2	1,30	1,50	0,90
CaO	0,53	0,11	0,07
MgO	1,78	0,38	0,56
Na_2O	1,19	0,18	0,19
K_2O	0,39	0,20	0,21
P_2O_5	0,17	0,11	0,25
SO_3	0,01	0,11	1,14

Valores similares a los entregados en la tabla VI se obtuvieron en varias otras muestras provenientes de dis-

tintos sectores ubicados en las provincias de Osorno y Llanquihue.

III Determinaciones de Rayos - X. En el estudio de A. Hauser (1973), se efectuaron determinaciones de Rayos-X sobre muestras de "arcillas rojas" proveniente de las inmediaciones de la Estación de Metrengo, 6 km al sur de Temuco (Prov. de Cautín). 1) Muestra M-27, Sector de Pil Pilco; contiene los siguientes elementos:

- a) arcilla del grupo caolinita
- b) α cristobalita
- c) cuarzo (indicios)
- d) sericita (indicios)

2) Muestras M-42, Sector de Loncoche. Contiene los siguientes elementos:

- a) feldespatos
- b) arcilla en grupo caolinita
- c) cuarzo
- d) cristobalita

GEOLOGIA ECONOMICA

Con los actuales conocimientos que se tienen sobre los "suelos rojos arcillosos" y "trumaos" en la región sur de nuestro país, en materia de ubicación, distribución areal, ubicación aproximada en algunos sectores, accesibilidad, condición química y granulométrica, junto al espesor de los depósitos, resulta posible confrontar estos antecedentes con las exigencias del Bureau of Mines y de War Production Board de USA., a objeto de establecer su eventual significación económica.

A la luz de los resultados obtenidos en los análisis químicos tanto de suelos tipo "trumao" como de "arcillas rojas", en muestras colectadas en las provincias de Cautín y Osorno, es posible concluir que los contenidos de aluminio, en forma de Al_2O_3 , con promedios de 26^o/o, sobrepasarían con exceso las exigencias mínimas (20^o/o) del Bureau of Mines. Los valores más atractivos corresponden a muestras de Osorno (promedio de 3 muestras) con porcentajes de 29^o/o.

Los contenidos de fierro, en forma de Fe_2O_3 alcanzan promedios de 11,4 % en suelos tipo "trumao" de Cautín; corresponden a los valores más bajos de este elemento, porcentaje que en todo caso excede el valor máximo (menos 5^o/o) fijado por las especificaciones del Bureau of Mines. Los valores máximos en cuanto a contenido de fierro, corresponden a muestras de "arcillas rojas" de Osorno con 14^o/o.

En todo caso, entendemos que el problema que eventualmente pueda provocar la presencia de fierro, podría ser abordado y resuelto con éxito mediante mo-

dificaciones en el proceso metalúrgico estandarizado para extraer aluminio de ciertos tipos de suelos. En atención a que la sílice generalmente dificulta los procesos metalúrgicos para la obtención de aluminio a partir de suelos, convendría señalar que los valores más bajos en porcentaje de dicho elemento y por tanto más atractivos económicamente, se alcanzan en "arcillas rojas" de Osorno, con promedios de 38^o/o. En general la razón SiO_2/Al_2O_3 en los suelos del tipo "trumao" es del orden de 1.4, mientras que en suelos "rojos arcillosos" es de 1.7.

El espesor de los eventuales depósitos a explotar sobrepasarían con exceso los mínimos exigidos para tornar económicamente explotable un suelo arcilloso rico en Al (al menos 5 pies de espesor); cortes en la Carretera Panamericana en las inmediaciones de Temuco, alcanzan espesores promedios que fluctúan entre 12 - 14 m.

En lo que a la sobrecarga se refiere, por tal debe entenderse solamente la cobertura vegetal, cuyo espesor no excede generalmente de 40 cm.

Hauser y Marti (1973), solamente en torno de la ciudad de Temuco, en base a fotointerpretación y a datos obtenidos a partir de calicatas y cortes en la Carretera Panamericana, determinaron la existencia de 4 yacimientos probados de "arcillas rojas", con una ubicación de 7.200.000 ton., junto a una serie de yacimientos "probables" que totalizarían 5.700.000 ton. Conviene señalar que la zona estudiada con mayor detalle, en torno de la ciudad de Temuco, corresponde sólo a una parte del total de la superficie cubierta por "arcillas rojas" y "suelos tipo trumao" en la provincia de Cautín.

A su vez, la zona prospectada en detalle, corresponde sólo a un sector del total de la región ocupada por las "arcillas rojas"; ello supone que una ubicación total de los depósitos sobrepasarían considerablemente las cifras anteriormente entregadas.






Los "suelos rojos arcillosos" alcanzan particular desarrollo en el flanco occidental del valle central, en las provincias de Malleco y Cautín. Allí aparecen, cubriendo con espesores que en algunos casos sobrepasan los 12 m, una serie de relieves acolinados, integrados por rocas ígneas del tipo andesita (cerros Nielol, Cunumbueno, Trihue, Huenchuleo, en las inmediaciones de Temuco).

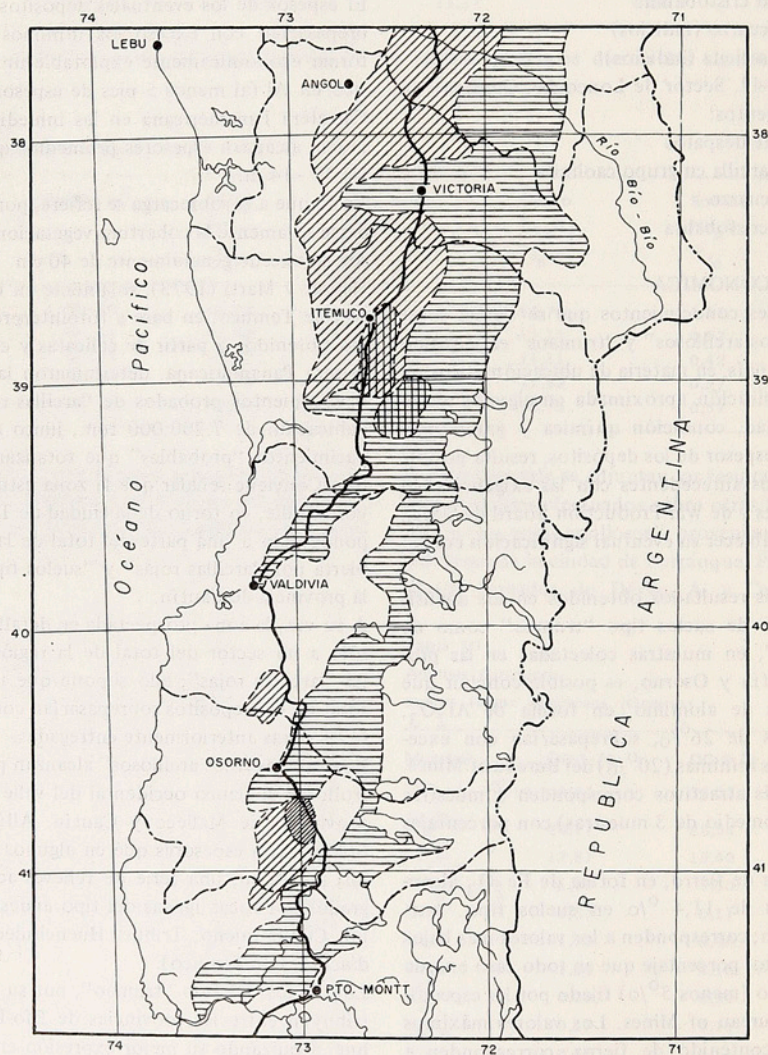
Los suelos del tipo "trumao", por su parte, se distribuyen entre las provincias de Bío-Bío y Llanquihue, alcanzando su mejor expresión en la región precordillerana de Cautín, Valdivia y Osorno. En el extremo sur, alcanzan particular desarrollo entre los lagos Ranco y Llanquihue, flanco oeste y sur del Lago Llanquihue, así como en las inmediaciones de la ciu-

MAPA DE DISTRIBUCION APROXIMADA DE SUELOS ROJOS ARCILLOSOS Y TRUMAOS

Provincias Bío Bío - Llanquihue.

LEYENDA

-  Suelos Rojos Arcillosos
-  Suelos Rojos Arcillosos. Hauser A. y Marti M. (1973).
-  Suelos Rojos Arcillosos. Dávila A. y Cech. F. (1973)
-  Suelos "Trumao".
-  Suelos "Trumao". Hauser A. y Marti M. (1973)



ESCALA 1 : 3.000.000

Fig. 1

dad de Puerto Varas, y pueblos de Nueva Braunau, Los Muermos. En algunos sectores (cortes en el camino de Freire a Villarrica), los depósitos de "trumaos" se presentan en forma de suelos enterrados o paleosuelos, cuyos perfiles individuales tienen potencias que fluctúan entre 1.2 y 1.5 m, concordantes y perfectamente estratificados; las potencias totales sobrepasan los 12.0 m (Ver fig. 1).

El carácter geológico de los depósitos de "suelos rojos arcillosos" y "trumaos" unidos a la naturaleza topográfica de los sectores donde se ubicarían los eventuales "yacimientos", condicionarían una explotación por el método de "strip - mining", con el empleo del típico equipo convencional de movimiento de tierra: escarificadores, traillas, cargadores frontales, etc. El sistema permitiría altos rendimientos tornando muy económica la explotación de los depósitos. Pendientes adecuadas en el "piso" de las excavaciones, del orden de 4°/o a 7°/o, facilitarían el drenaje en época invernal; además existen por doquier, en torno de los eventuales yacimientos, depósitos de materiales granulares aptos para ser utilizados para la construcción de caminos de acceso.

El beneficio o procesamiento de las arcillas por el método de separación mediante agua o aire, podría contribuir o incrementar el aprovechamiento del aluminio disponible. Estudios geológicos y metalúrgicos de

detalle podrían determinar la posibilidad adicional de extraer durante el procesamiento algunos subproductos, como es el caso del titanio, el que en forma de óxido se encuentra en los suelos "rojos arcillosos" en porcentajes de 1,5°/o.

BIBLIOGRAFIA

- Dávila D., A., y Cech, F., 1973, Depósitos de Arcilla en las Provincias de Osorno y Llanquihue: INACESA, Inf. Inéd., 71 p.
- Hauser Y., A., 1973, Prospección de Materiales para la elaboración de ladrillos de Construcción en la zona de Metrenco (Prov. Cautín). Inf. Inéd. Inst. Invest. Geol. 33 p.
- Hauser Y., A., y Marti, M., 1973, Prospección de arcillas para la elaboración de cemento en la zona de Temuco. INACESA, Inf. Inéd. 70 p.
- Hosterman, J. W., Scheid, V.E., Allen, V.T. y Sohn I.G., 1960, Investigations of some Clay Deposits in Washington and Idaho: Geol. Survey Bull. n. 1091. 146 p.
- Wright, C., 1959-1960, Observaciones sobre los Suelos de la Zona Central de Chile: Agricultura Técnica años XIX y XX, Ministerio de Agricultura p. 65-95.

GEOLOGIA DE LOS DEPOSITOS SALINOS ANDINOS, PROVINCIA DE ANTOFAGASTA, CHILE

TOMAS VILA G. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

Se presenta un estudio de los depósitos salinos andinos (altiplánicos) de la provincia de Antofagasta y se describe su marco geológico constituido principalmente por rocas riolíticas del Terciario Superior y por rocas andesíticas modernas. Los depósitos estudiados se consideran constituidos por tres fracciones: líquida, representada principalmente por salmueras cloruradas; detrítica, constituida por arenas, limos y arcillas interestratificadas en el cuerpo salino, y salina, producto de la deposición de diferentes sales al alcanzar sus respectivos productos de solubilidad, lo que determina en ellas una zonación de carbonatos, sulfatos y cloruros. Esta zonación general muestra variaciones en su orientación, lo que sugiere una relación con movimientos diferenciales en las últimas etapas del sollevamiento andino.

La estrecha interdependencia entre los depósitos salinos y el clima, determina que éstos constituyan unidades geomorfológicas cinemáticas, que sufren cambios composicionales y estructurales en ciclos diarios y estacionales, permitiendo así la existencia de diferentes tipos de costras y estructuras salinas aún dentro de un mismo depósito.

ABSTRACT

A study of the Andean (altiplanic) Saline Deposits of the Antofagasta Province and a description of its geological setting is presented, composed chiefly by Upper Tertiary rhyolitic and Recent andesitic rocks. These deposits are considered to be formed by three fractions: a liquid one represented mainly by chloride brines; a detritic one composed by sands, limes and clays interbedded in the saline body; and a saline one, product of different salts precipitation when they reach its respective solubility products, which determine a concentric zonation of carbonates, sulphates and chlorides. This general concentric zonation sometimes shows strong variations in its orientations, which suggest a relation with differential movements in the last stages of the Andean uplift.

The close interdependence between the saline deposits and the climatic conditions, determine that these deposits are cinematic geomorphological unities, which suffer compositional and structural changes in daily and seasonal cycles, allowing the existence of different types of crusts and saline structures, even in the same saline deposit.

INTRODUCCION

Considerando que parte importante de las altas concentraciones de potasio (25 gr/l), magnesio (20 gr/l); litio (3 gr/l), rubidio (40 mg/l) y cesio (10 mg/l) determinadas en las salmueras del núcleo del salar de Atacama (Moraga y otros, 1970) pueden provenir de la lixiviación de la cubierta riolítica emplazada al oriente del salar, se efectuó una prospección preliminar de los depósitos salinos de la provincia de Antofa-

gasta con el objeto de reconocer en ellos las posibles reservas de los elementos antes mencionados. Los resultados de esta prospección se entregarán en una próxima publicación.

Los aproximadamente 25 salares y lagos salinos existentes en el área estudiada (fig. 1; Tabla 1), se emplazan sobre los 3.500 m s.n.m. y se distribuyen entre los 21°00' y 25°00' Lat. S y entre los 67°00' y 69°00' Long. W. En este amplio sector cordillerano, modelado según una geomorfología volcánica moderna, se puede distinguir un plateau riolítico terciario que conforma una cuesta homoclinal originada por superficies estructurales, sobre la cual se desarrollan líneas de centros volcánicos andesítico-latíticos orientados en sentido N-S y NW-SE, los que constituyen las cumbres más altas de la región con una altitud promedio de 5.500 m s.n.m.

El clima al que están sometidos estos depósitos corresponde al de "Tundra de altura" (Fuenzalida, 1965) caracterizado por precipitaciones de régimen tropical durante los meses de mayor temperatura (enero, febrero y marzo) concordantes con las del SW de Bolivia y NW de Argentina, que alcanzan en la región estudiada, promedios de 180 mm anuales. Las temperaturas se caracterizan por su fuerte oscilación diaria, alcanzando promedios de 15°C durante el día y -10°C durante la noche. Los fuertes vientos, de dirección predominante hacia el NE, la baja humedad relativa y la gran variación diaria de temperatura, condicionan la existencia de un alto índice de evaporación, el cual se estima en 500 mm anuales (Vila, 1974). El sistema hidrográfico, condicionado por la morfología volcánica, es eminentemente arreoico y, a excepción del río Zapaleri (600 l/seg) que vierte sus aguas en el lago de Tara, no existen otros cauces perennes de importancia.

GEOLOGIA REGIONAL

Debido a que esta región formó parte del antepaís durante el desarrollo de la cuenca marina mesozoica andina (Frutos, 1972), es escaso el desarrollo de secuencias mesozoicas, disponiéndose vulcanitas cenozoicas directamente sobre rocas sedimentario-marinas paleozoicas. El vulcanismo cenozoico se dispone en forma de una extensa meseta o plateau riolítico, el cual erosionado por profundos valles rectilíneos de tipo consecuente hasta su base estructural, permite el

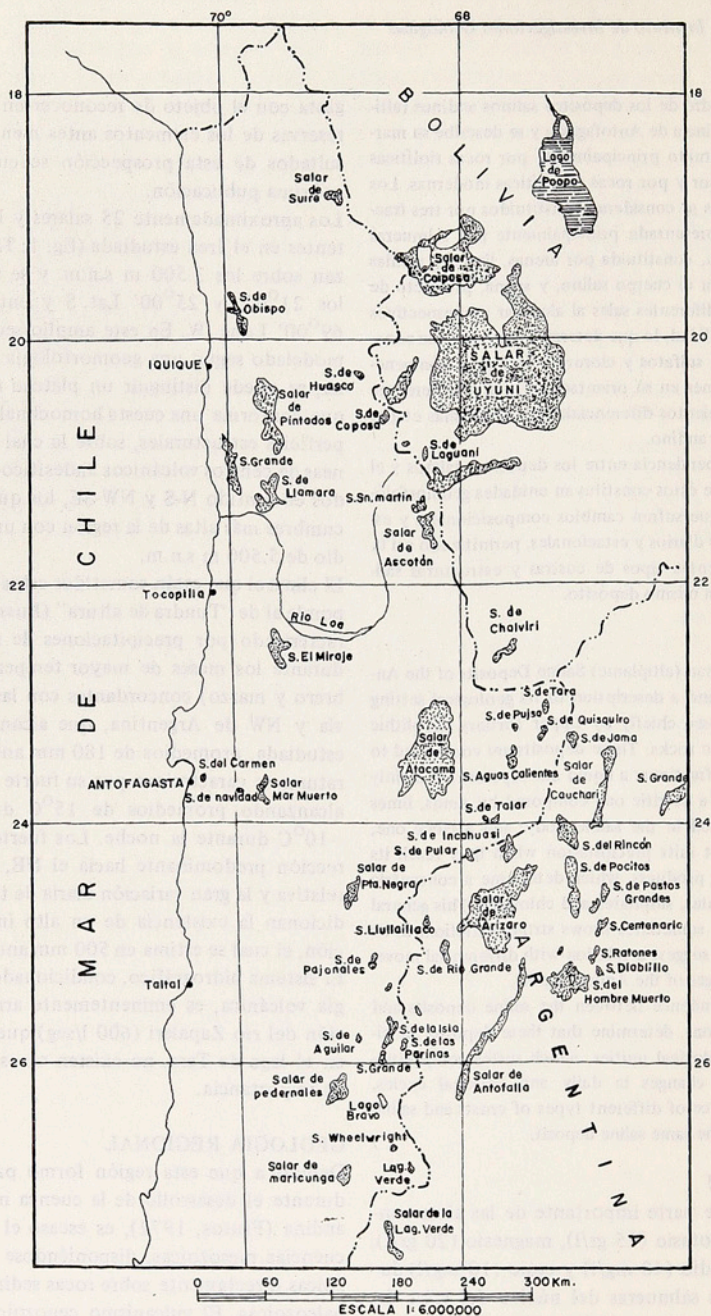


Fig.1.- Mapa de ubicación de los depósitos salinos del norte de Chile, sur-oeste de Bolivia y nor-oeste de Argentina

TABLA 1 Ubicación, extensión y áreas de drenaje de los depósitos salinos andinos, provincia de Antofagasta (km²)

Depósito salino	Ubicación (Long W — Lat S)	Area de la Cuenca (I)	Area del depósito (II)	Extensión original (III)	Razón I/II	Razón III/II
San Martín	68°22' - 21°25'	359	75	116	4.7	1.50
Ascotán	68°17' - 21°30'	1.090	173	177	6.3	1.01
Tara	67°17' - 23°05'	1.209	32.3	133	37.7	4.10
Aguas Calientes I	67°25' - 23°07'	177	11.2	24	15.8	2.10
Quisquiro	67°17' - 23°15'	449	63	114	7.1	1.80
Pujsa	67°32' - 23°13'	428	13	53	33.0	4.00
Aguas Calientes II	67°34' - 23°25'	560	95	95	15.5	1.00
Lejía	67°42' - 23°30'	155	1.4	?	110.7	?
Miscanti	67°46' - 23°44'	211	10.2	19	20.6	1.90
El Laco	67°20' - 23°53'	201	11.4	15.3	17.6	1.30
Tuyacto	67°35' - 23°52'	297	4.0	12.0	74.2	3.0
Purisunchi	67°43' - 24°40'	265	36.0	68	7.3	1.8
Talar	67°47' - 23°58'	127	20.4	?	6.3	?
Pular	67°57' - 24°15'	481	22	35.7	21.0	1.6
Azufreara	68°31' - 25°04'	160	5.6	?	28.5	?
Pajonales	68°50' - 25°10'	1.173	68	112.0	17.2	1.8
La Isla	68°39' - 25°45'	566	127.5	?	4.4	?
Las Parinas	68°30' - 25°50'	285	17	17	16.7	1.0
Aguilar	68°45' - 25°50'	415	53	80	7.9	1.7
Aguas Calientes III	68°36' - 25°00'	357	14.3	?	25.5	?
Grande	68°42' - 25°59'	481	22	22	21.0	1.0
Gorbea	68°42' - 25°25'	236	20.4	?	6.3	?

afloramiento de series premesozoicas (fig. 2). El desarrollo de secuencias mesozoicas se restringe a formaciones clásticas continentales de pequeño espesor, asignadas al Cretácico Inferior.

La unidad estratigráfica más antigua distinguida en la región es la formación Aguada de la Perdiz (García y otros, 1962), ubicada aproximadamente en los 23°35' Lat S y 67°15' Long W. Esta unidad, constituida por 2.000 m de areniscas cuarcíferas y pedernal, ha sido asignada en base a una fauna de graptolites al Ordovícico Inferior. Su base se desconoce, mientras que su techo está determinado por una discordancia angular con la serie volcánica mio-pliocena.

Secuencias sedimentarias continentales cretácicas, constituidas principalmente por lutitas, brechas y arcillas con intercalaciones yesíferas, afloran en el área de Siglia-Pampa Lari (Lat 23°25' S; Long 67°20' W). Brüggen (1950) asigna a estas rocas una edad Cretácico Inferior, correlacionándolas con los estratos betu-

minosos de El Pular (Lat 24°20' S; Long 68°40' W), con la formación Calizas de El Way (Lat 23°50' S; Long 70°30' W) y con la formación Purilactis (Lat 22°80' S; Long 68°55').

Inmediatamente sobre las secuencias paleozoicas y mesozoicas, y en discordancia angular, se dispone una potente serie volcánica constituida por rocas ácidas (riolitas a riodacitas) a menudo con estructura ignimbítica, e intercalaciones sedimentarias continentales (formación Riolítica, Brüggen, 1950; formación Altos de Pica, Galli y Dingman, 1962; formación Oxaya, Salas y otros, 1967). La extrusión de esta serie volcánica se produjo a lo largo de fisuras orientadas principalmente en sentido N-S y NW-SE, generadas por movimientos de distensión durante el solevantamiento andino (Tabla 2). Estas series ácidas constituyen generalmente la roca basal de los depósitos salinos estudiados (fig. 3).

Cubriendo discordantemente a esta formación riolí-

TABLA 2 Composición promedio de ignimbritas cenozoicas del Norte Grande de Chile (p.p.m.). Según Zeil y Pichler, 1967.

	Riolita Alcalina	Riolita	Riodacita
Si	352×10^3	339×10^3	320×10^3
Al	66×10^3	74×10^3	82×10^3
Fe(3)	6×10^3	9×10^3	18×10^3
Fe(2)	1×10^3	3×10^3	3×10^3
Mg	2×10^3	3×10^3	6×10^3
Ca	5×10^3	10×10^3	24×10^3
Na	26×10^3	27×10^3	29×10^3
K	40×10^3	35×10^3	26×10^3
P	90	360	450
Ti	850	1.700	2.500
Mn	380	480	520

tica, se distribuyen rocas principalmente andesíticas y latíticas producidas por erupciones de estrato volcánicos cuaternarios (formación andesítica, Groeber, 1918).

Los afloramientos de rocas intrusivas son escasos y corresponden a pequeños apófisis graníticos y dioríticos intensamente meteorizados que intruyen la cubierta volcánica mio-pliocena (fig. 4).



Figura 3. Aspecto general de los depósitos salinos andinos Salar de Jama. (a: plateau riolítico (Formación Altos de Pica?) discordante sobre b: rocas sedimentarias paleozoicas). El salar mismo se observa basculado hacia el O.

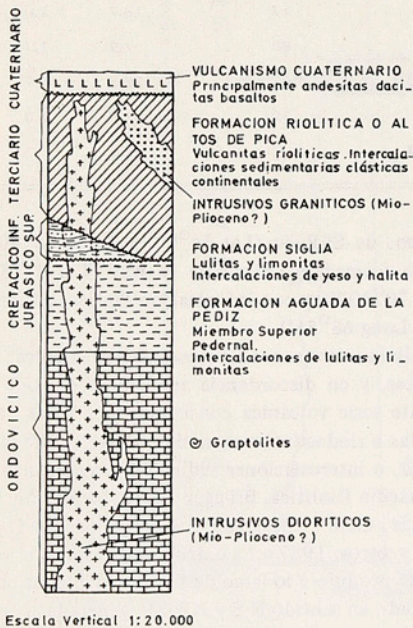


Fig.2.-Sección estratigráfica generalizada del Altiplano de Antofagasta, Chile.

CONTROL GEOLOGICO-ESTRUCTURAL

Las cuencas en que se emplazan los depósitos salinos continentales del Norte Grande de Chile, y en especial aquellos del tipo andino, muestran un control geológico estructural bastante acentuado, manifestándose en que, de sur a norte, la orientación de los ejes mayores de cada cuenca muestran un giro en sentido levógiro. Este fenómeno se observa también en los depósitos salinos del NW de Argentina y SW de Bolivia, continuándose hacia el norte en la cuenca tectónica del Lago Titicaca.

Las orientaciones predominantes de los ejes mayores de estas cuencas presentan las siguientes características (fig. 5):

- aquellas ubicadas al sur de los 24° Lat. S, muestran sus ejes mayores orientados preferencialmente en sentido NNE-SSW.

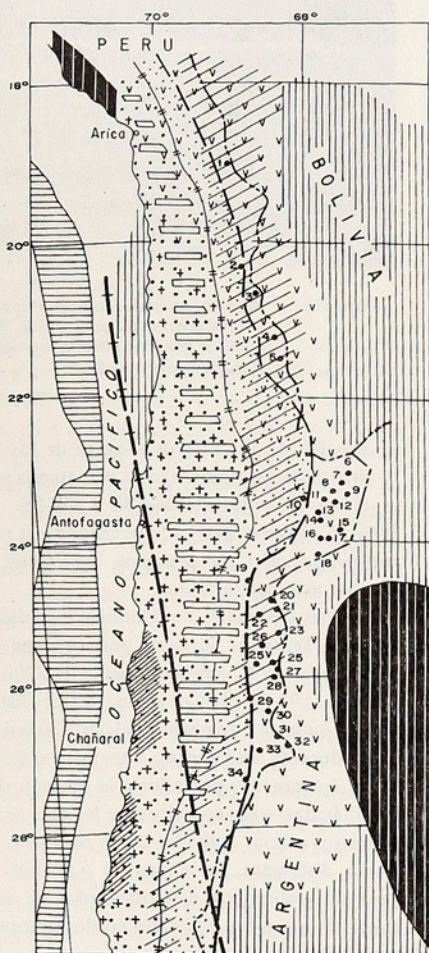


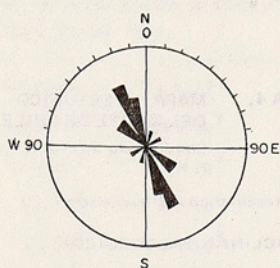
FIGURA 4. MAPA TECTÓNICO DEL NORTE DE CHILE (modificado de Frutos, 1973)

- Precámbrico indiferenciado
- GEOSINCLINAL PALEOZOICO**
- Paleozoico indiferenciado
- Eje de la probable zona de transición entre el ambiente interno y externo de la cuenca.
- GEOSINCLINAL ANDINO**
- Jurásico a Cretácico inferior
Ambiente Eugeosinclinal
- Jurásico a Cretácico inferior
Ambiente Miogeosinclinal
- Máxima extensión del ambiente marino
- Zona de transición entre el ambiente interno y externo
- Granitoides Jurásicos y Cretácicos
- Granitoides Terciarios
- Volcanismo del Terciario Superior
- Reciente
- Graben
- 15 Depósito salino andino

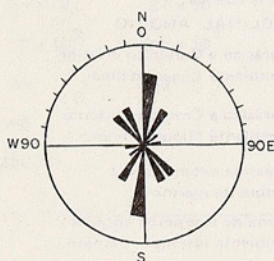
0 100 300 Km.
ESCALA

- | | |
|-----------------------------|------------------------------|
| 1 Salar de Surire | 13 Laguna Miscanti |
| 2 Salar Huasco | 14 Laguna Miñiques |
| 3 Salar Coposa | 15 Salar El Lago |
| 4 Salar San Martín | 16 Salar de Purisunchi |
| 5 Salar de Ascotán | 17 Salar de Talar |
| 6 Salar de Tara | 18 Salar de Pular |
| 7 Salar Aguas Calientes I | 19 Salar de Punta Negra |
| 8 Salar de Pujsa | 20 Salar Aguas Calientes III |
| 9 Salar de Quisquiró | 21 Laguna de las Azufreras |
| 10 Salar de Atacama | 22 Salar de Pajonales |
| 11 Laguna Lajía | 23 Salar de Gorbea |
| 12 Salar Aguas Calientes II | 24 Salar de Aguas Amargas |

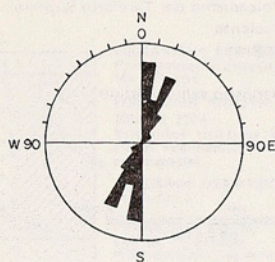
- 25 Salar de la Isla
- 26 Salar de Aguilar
- 27 Salar de las Parinas
- 28 Salar Grande
- 29 Salar de Pedernales
- 30 Salar de Piedra Parada
- 31 Salar Wheelright
- 32 Laguna Verde
- 33 Salar de Maricunga
- 34 Laguna del Francisco



16 Mediciones al Norte de los 22° Lat. S.



15 Mediciones entre los 22° y 24° Lat. S.



26 Mediciones al Sur de los 24° Lat. S.

Figura 5. Orientación de los ejes mayores en depósitos salinos del Norte Grande de Chile, Noroeste de Argentina y Sudoeste de Bolivia.

aquellas que se encuentran entre los 24° y 22° Lat. S, presentan sus ejes mayores orientados preferencialmente en sentido N-S. Esta orientación preferencial se ve acompañada por dos direcciones secundarias, aproximadamente ortogonales entre sí, en sentidos NE-SW y NW-SE.

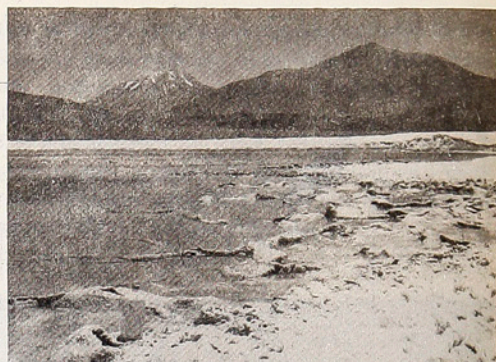


Figura 5a. Borde oriental del Salar de Pujsa. Muestra eflorescencias salinas de borde. El cuerpo salino se encuentra con su eje mayor orientado en sentido N - S.

- aquellas que se ubican al norte de los 22° Lat. S, muestran sus ejes mayores orientados preferencialmente en sentido NNW-SSE y NW-SE.

Esta disposición general corresponde al resultado de superimposición de procesos tectónicos, los cuales pueden sistematizarse en:

- los ejes regionales de compresión y distensión durante el Terciario Superior adoptan una orientación preferencial N-S, sub-paralelos a la Cadena Andina (Frutos, 1972). En particular, la fase distensiva producida durante este período alcanza su máxima intensidad durante el Plioceno Superior, es decir simultánea o ligeramente posterior a la emisión de las vulcanitas ácidas que constituyen la roca basal de los depósitos salinos andinos. Como resultado de esta tectónica distensiva, se originaron o realzaron sistemas de horst-graben con ejes orientados en sentido N-S, dando origen a los siguientes cordones topográfico-estructurales:

- La fosa marina de Antofagasta
- La Cordillera de la Costa
- La Depresión Central o Pampas Centrales
- La Cordillera de Domeyko
- Las fosas tectónicas del salar de Atacama y Punta Negra.
- La Cordillera Andina propiamente tal.

Tal conformación topográfica, conjuntamente con otros factores, tales como un clima árido y una intensa actividad volcánica, permitió que en las zonas topográficamente más deprimidas de estas cuencas se formaran los diversos tipos de depósitos salinos existentes en el Norte Grande de Chile (Vila, 1974).

b) La fase distensividad del Plioceno Superior, fue acompañada por movimientos de compresión con ejes orientados en sentido E-W, generando grandes fallas

transcurren de magnitud continental especialmente activas durante el Pleistoceno y que parecen estar relacionadas con movimientos diferenciales de los cratones brasilero y patagónico (Frutos, 1972). Estos movimientos contribuyeron al doblamiento oroclinal de la Cordillera Andina en el Codo de Santa Cruz (Auboin y otros, 1970) ya iniciado a comienzos del Terciario, permitiendo que el sistema original de cuencas orientadas en sentido norte sur, adoptara aproximadamente en la latitud de Antofagasta una posición cóncava respecto del Océano Pacífico.

LOS DEPOSITOS SALINOS

Generalidades

Estos depósitos se desarrollan en cuencas cerradas, labradas generalmente sobre las vulcanitas ácidas de la formación riolítica y en las cuales el rango de evaporación supera, para períodos más o menos largos, a los aportes de agua que confluyen a la cuenca. La continua evaporación de las aguas acumuladas en éstas, genera un paulatino enriquecimiento iónico hasta transformarlas en salmueras (sobre 50.000 mg/lit de sólidos disueltos), de las cuales precipitan las diversas sales a medida que alcanzan sus respectivos productos de solubilidad.

Según la topografía y características morfo-estructurales de las depresiones en las que se emplazan estos depósitos, se pueden diferenciar tres tipos principales: cuencas topográficas, controladas por el relieve volcánico plio-cuaternario, de paredes abruptas y con un marcado desnivel entre el fondo de la cuenca y el relieve circundante (1.000 m); cuencas estructurales, modeladas sobre la cubierta riolítica mio-pliocena según fallas normales, rodeadas generalmente por un relieve suave en donde se desarrollan extensos abanicos aluviales coalescentes; y calderas volcánicas, de paredes semiverticales y de extensión areal relativamente reducidas.

En líneas generales, el aspecto geomorfológico y las características geológicas de los depósitos salinos emplazados en estos diferentes tipos de cuencas no tienen grandes variaciones, pudiéndoselos considerar constituidos por una fracción líquida que corresponde normalmente a salmueras, una fracción salina representada por la depositación de las diferentes sales transportadas en solución a la cuenca y, una fracción detrítica, constituida por lentes y niveles relativamente potentes de arenas, limos y arcillas interestratificados en el cuerpo salino principal (fig. 6). Es común que en las zonas litorales de estos depósitos se desarrollen facies sedimentarias finas del tipo limos arcillosos negros con débiles impregnaciones de pirita, facies que engranan lateralmente hacia el interior del

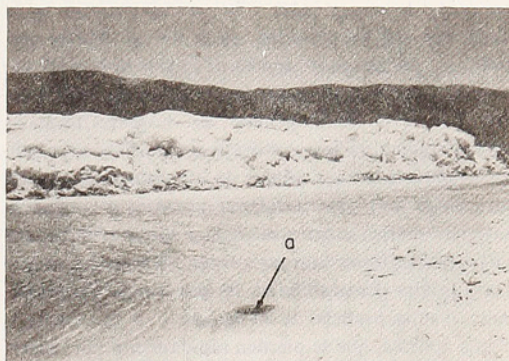
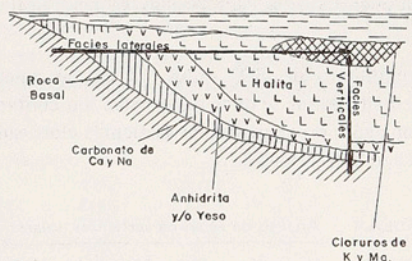


Figura 6. Borde occidental Salar de Pujsa. Se observan niveles salinos antiguos sobre sedimentos limo-arcillosos más oscuros. En primer plano (a) se aprecia estructura de disolución

depósito con costras sulfatadas o carbonatadas (fig. 7). La ubicación geográfica y tectónico-estratigráfica de estos depósitos condiciona en gran medida sus características composicionales, ya que éstas dependen del tipo de materiales solubles existentes en las cuencas de drenaje actuales y pasadas, y del tipo de clima al cual han estado sometidas. Esta dependencia de las condiciones climáticas hace que los depósitos salinos andinos constituyan sistemas cinemáticos que experimentan variaciones geomorfológicas, estructurales y composicionales en ciclos diarios y estacionales.



Según Richter G. 1972

Figura 7. Esquema teórico de la zonación salina. Según Richter, 1972.

HIDROGEOLOGIA Y CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

A excepción del lago de Tara, en cuyo sector noreste desemboca el río Zapaleri, no existen otros depósitos salinos a los cuales confluyan cauces superficiales

perennes de importancia y la gran mayoría de estos depósitos son alimentados, fuera de los aportes meteóricos, por aguas subterráneas y/o vertientes termales cuya temperatura al aflorar en superficie, oscila entre 8° a 12°C. Por lo general, las vertientes termales se distribuyen en los contornos de los depósitos salinos, controlados por planos de discontinuidad litológica entre las riolitas terciarias yacentes y las andesitas cuaternarias superiores. A menudo se observa que entre ambos tipos de rocas existen niveles de piroclastos con alta permeabilidad, lo que facilita el escurrimiento subsuperficial de las aguas.

Estos aportes, que se pierden rápidamente por dispersión en las costras salinas superficiales, generan un nivel freático somero inestable (en el salar de Ascotán el autor detectó una variación del nivel freático, entre invierno y verano de 0.7 m), con recargas discontinuas según la época del año. Es común encontrar en la superficie salina, regiones deprimidas, originadas por redisolución de las costras salinas, en las cuales se desa-

rollan lagos interiores más o menos extensos.

La descarga de las aguas se realiza principalmente por evaporación aunque parte de ellas escapan por fracturas de la roca riolítica basal, las cuales al ser recalentadas en profundidad originan un ciclo convectivo. Tanto la evaporación como el escape subsuperficial de las aguas, originan una gradiente hidráulica que genera un continuo flujo de ellas hacia el centro del depósito salino, lo cual produce una paulatina concentración de los sólidos disueltos transportados por vertientes y afluentes superficiales (1.500 a 3.000 mg/l) hasta transformarlas en salmueras (sobre 50.000 mg/l). La composición química de las aguas que confluyen a los depósitos salinos varía notablemente según sean éstas superficiales o subterráneas (vertientes termales). Las aguas superficiales (considerando las aguas del río Zapaleri y algunos afluentes menores al salar de Pujsa), corresponden al tipo IV. A. (Clark, 1924) o al tipo sódico carbonatado, (White, 1957), (Tabla 3).

TABLA 3 Análisis de aportes de aguas superficiales, salares andinos (mg/l)

Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	HCO ₃	Cl	SO ₄	B	SO ₄ /Cl	Li/Na	pH	salinidad
Zapaleri	46	79	23	2.5	0.4	73	58	40	1.2	0.691	0.009	8.16	272
Quepiaco ⁺	104	27	70	31	1.4	343	188	25	11	0.133	0.001	8.20	715
Alitar ⁺	287	34	33	36	1.9	246	242	346	15	1.462	0.006	8.32	1.204
Alitar ⁺	312	34	33	36	1.9	255	280	342	15	1.221	0.006	8.12	1.300

(*) Afluentes al Salar de Pujsa. Análisis realizados en el Laboratorio Químico del I.I.G., Santiago. Los valores pH se determinaron a 25° C.

El predominio de SO₄²⁻ sobre Cl en las aguas de la quebrada Alitar se debe a que éstas son contaminadas con aguas provenientes de vertientes cloro-sulfatadas (Laguna Hedionda).

Las aguas provenientes de vertientes termales muestran un carácter clorurado y corresponden al tipo I.A. (Clark, 1924) o al tipo cloro-sódicas de origen volcánico (White, 1957, (Tabla 4).

TABLA 4 Análisis de aguas de vertientes, salares andinos (mg/l)

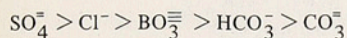
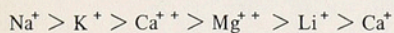
Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	HCO ₃	Cl	SO ₄	B	SO ₄ /Cl	Li/Na	pH	salinidad
PSA - 46	430	38	79	31	0.65	184	614	286	2.6	0.468	0.0015	7.9	1.968
PSA - 50	555	60	173	72	0.71	111	1032	453	5.3	0.450	0.0013	7.8	2.496
PSA - 107	2370	215	758	705	6.30	103	6036	2944	63	0.582	0.0027	7.9	12.216
PSA - 103	368	39	103	44	1.70	93	629	324	11	0.515	0.0046	7.3	1.740
PSA - 131	550	50	150	42	4.1	113	1100	181	8.5	165	0.0075	6.6	2.217
PSA - 80	1180	239	923	121	3.8	124	2794	1904	15	0.689	0.0032	7.4	7.418
Tatio (*)	2160	232	147	5.1	23	118	3800	46	95	0.012	0.010	7.0	6.532

Muestra 46: Lago Tuyacto; 50: Salar Purisunchi; 80: Salar Aguas Calientes II; 103: Salar Aguas Calientes III; 104: id. anterior; 131: Salar Ascotán.

(*) Muestra tomada por Henríquez, 1969.

Análisis efectuados en el Laboratorio Químico del I.I.G., Santiago. Los valores pH se determinaron a 25° C.

Las características químicas de las aguas de los lagos andinos (Miñiques, Miscanti, Lejía) corresponden a aguas sulfatadas del tipo II. A (Clark, 1924) con SO_4^{2-} anión mayor y Na^+ como catión principal. La proporción relativa de cationes y aniones en estas aguas es, en líneas generales, la siguiente (Tabla 5):



a excepción del lago Lejía, en el cual predomina el

Mg^{++} sobre el Ca^{++} y el K^+ . Estas aguas se originarían por una evolución de la composición de las aguas superficiales, por adición de soluciones sulfatadas, hacia composiciones ácido-sulfatadas o aguas amargas (Allen y Day, 1935).

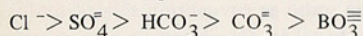
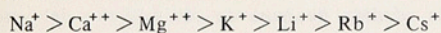
La coexistencia de depósitos salinos con lagos sin costas salinas superficiales indica que estos últimos tienen un escape subsuperficial de sus aguas con lo cual se mantendría un equilibrio constante de la salinidad y por lo tanto no se produce una depositación de sales. Este mismo fenómeno mantiene la composición sulfatada de las aguas.

TABLA 5 Composición de aguas de lagos andinos (mg/l)

Muestra	Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	SO_4	HCO_3	B	SO_4/Cl	pH	salinidad
83	12300	976	540	4840	25	8750	35220	---	226	4.0	7.9	63716
82	222	20	90	89	0.5	255	576	176	5.0	2.2	7.3	1397
57	1490	201	158	117	1.4	1308	2090	203	27	1.6	8.3	5592
58	1400	199	158	117	1.3	1308	2119	203	26	1.6	8.5	5527
55	2350	302	629	274	1.9	2.622	4140	158	43	1.6	8.7	10601
53	1310	168	355	148	1.1	1.463	2326	115	22	1.6	7.7	5909

Muestras 82 y 83: lago Lejía; muestras 57 y 58: lago Miscanti; muestras 55 y 53: lago Miñiques. Muestras analizadas en los laboratorios del I.I.G., Santiago. valores de pH determinados a 25°C.

La evaporación de la mezcla de aguas provenientes de cauces superficiales y de vertientes termales da origen a salmueras, las cuales mantienen en líneas generales la composición de las aguas surgentes, es decir, aguas cloruradas del tipo I.A. (Clark, 1924), prevaleciendo en ellas la siguiente concentración relativa de aniones y cationes (Tabla 6):



La presencia en concentraciones relativamente elevadas de elementos tales como K, Li, Rb y B en las aguas de vertientes termales, se considera proveniente de contaminaciones con aguas magmáticas las que serían adicionadas durante el ciclo convectivo de las aguas subsuperficiales, calentadas principalmente por conducción. Ellis (1967) demostró este mecanismo en base a concentraciones similares de deuterio en aguas superficiales y subterráneas de áreas volcánicas.

TABLA 6 Análisis de salmueras de depósitos salinos (mg/l)

Muestra	Na	K	Mg	Ca	Li	Cl	SO_4	HCO_3	B	pH	salinidad
97	25460	1183	1361	2538	152	46690	3154	0	474	7.6	81436
120	21230	1143	1420	3440	4.0	41545	2938	361	294	7.5	72290
118	25830	1398	2859	6550	3.1	60850	460	168	122	7.4	100700
117	10200	590	1504	2250	13	24650	131	104	37	7.7	39500
106	27670	2070	1308	875	76	37590	16460	0	889	7.9	87548
62	6050	367	725	792	6.8	12380	1002	111	29	7.5	22340
94	5000	154	169	1090	19	10160	148	319	44	6.8	17003
102	19780	988	983	643	28	29680	21090	0	658	8.0	64381
134	13870	1670	827	1195	82	24000	4693	0	595	7.7	47022
133	20370	2483	3452	605	75	32960	15540	0	291	7.8	75899
110	60000	14960	48640	88	86	172130	87990	0	230	4.5	400000
70	62200	4800	6251	820	101	109630	15360	620	335	6.9	210000
89	28500	1295	653	375	137	27660	28110	0	675	8.6	89298

Muestra 97: salar de Aguas Calientes I; 117, 118 y 119: salar de Pajonales; 106: salar de Aguas Calientes II; 62: salar de Talar; 94 y 102: salar de Quisquiri; 133 y 134: salar de Ascotán; 110: Laguna de la Azufrera; 70: salar El Lago; 89: salar de Pujsa. Análisis efectuados en los laboratorios del I.I.G., Santiago. Los valores de pH se determinaron a 25°C.

MINERALOGIA

Las costras de los depósitos andinos se caracterizan por mostrar una zonación mineralógica general concéntrica, condicionada fundamentalmente por el producto de solubilidad de las diferentes sales y por la fuerza iónica de la solución (*). Por tal motivo, en un perfil transversal idealizado (fig. 5) se pueden distinguir, engranando lateralmente desde la periferia hacia el centro del depósito, facies carbonatadas, sulfatadas y cloruradas. Esta zonación simétrica ideal no siempre se cumple debido a basculamiento tectónico de las cuencas, generándose una zonación dirigida desde la parte oriental, generalmente solevantada, hacia la parte occidental, más deprimida y, en algunos casos, viceversa (fig. 8).



Figura 8. Laguna de la Azufrera. Se observa un basculamiento hacia el E y su consecuente zonación salina (a: costra de sulfatos; b: costra sulfoclorurada; c: costra de cloruros)

La composición mineralógica de las costras salinas (Tabla 7) está representada principalmente por sulfatos y cloruros simples o compuestos, anhídros o hidratados de sodio, potasio, calcio y magnesio. En menores proporciones, aunque localmente pueden constituir depósitos importantes, se determinaron carbonatos y boratos de calcio y sodio.

TABLA 7 Minerales de las costras salinas superficiales, salares andinos.

Anhidrita	— CaSO_4 *
Yeso	— $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ *
Tenardita	— Na_2SO_4
Mirabilita	— $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ *
Singenita	— $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ "
Glaserita	— $(\text{K}, \text{Na})_3 \text{Na}(\text{SO}_4)_2$ "
Glauberita	— $(\text{Na}, \text{Ca})_2 \text{SO}_4$ "
Leonita	— $(\text{K}_2\text{Mg})(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ "
Polihalita	— $(\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg})(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ "
Bloedita	— $(\text{Na}_2\text{Mg})(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ "
Halita	— NaCl *
Silvita	— KCl "
Ulexita	— $(\text{Ca}, \text{Na})\text{B}_5\text{O}_9 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ *
Kaliborita	— $(\text{K}, \text{Mg})\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ "
Calcita	— CaCO_3

Minerales determinados en base a análisis por Rayos X en los laboratorios del I.I.G., Santiago; (*) indica mineral principal; (") indica mineral en traza.

Los principales sulfatos presentes en las costras salinas corresponden a yeso y/o anhidrita. Considerando la temperatura promedio que mantienen las salmueras (5°C), es probable que el mineral primario corresponda a yeso ya que la temperatura límite de formación de este mineral y la anhidrita es de 50°C en agua pura. Sin embargo, este límite calórico es disminuido por la presencia de otros iones en solución (en el agua de mar es de 20°C) y por el aumento de la salinidad de las salmueras (Krauskopf, 1967). La anhidrita corresponde a la forma mineralógica secundaria, producida por la pérdida de agua de composición del yeso. Los sulfatos de sodio se encuentran subordinados en cantidad a los de calcio. Considerando la temperatura promedio de las salmueras y que la solubilidad de la mirabilita disminuye rápidamente con la disminución de la temperatura, es probable que esta forma mineralógica corresponda al mineral primario (Chretien, *in* Ericksen, 1970). La temperatura de transición entre la mirabilita y la tenardita es de $32,38^\circ\text{C}$ en una solución de sulfato de sodio puro, límite calórico disminuido por la presencia de otros iones en solución: en una solución saturada con 7.57% de sulfato de sodio y 22.3% de cloruro de sodio es de 17.5°C .

Los cloruros están representados principalmente por

(*) La concentración efectiva o actividad de un ión en solución que contiene otros iones presentes, es menor que su concentración real. La medida de este efecto, que tiene por resultado un incremento en la capacidad disolvente del agua, viene dada por la fuerza iónica de la solución.

halita y trazas de silvita (Gannat y Schlund, 1970). Es improbable la génesis de cloruro de potasio y/o de magnesio, en las condiciones imperantes en los depósitos salinos andinos, debido a la extrema solubilidad de estas sales.

En el sistema $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 - \text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} - \text{H}_2\text{O}$ se observa que a medida que la temperatura aumenta, la hidratación de la fase sólida disminuye progresivamente, lo cual sugiere que los boratos primarios corresponden a aquellos con más alto grado de hidratación (Hanshaw, 1963). Los minerales primarios de boro presentes en algunos depósitos salinos andinos (salar de Surire, salar de Ascotán), han sido reportados principalmente como ulexita (Vila, 1953) habiéndose detectado además trazas de kaliborita (Gannat y Schlund, 1970). Los depósitos de borato están constituidos por horizontes relativamente delgados (0.3m) de boronatrocalcita interestratificados con niveles po-

tentes limo arcillosos calcáreos. En algunos sectores, en la zona superior de los niveles boratados, la boronatrocalcita se observa en forma de nódulos arrionados compacto con tamaños variables de hasta 0.15 m de diámetro.

En general, las costras salinas presentan un déficit de facies carbonatadas, aunque localmente pueden desarrollarse zonas con altos contenidos en carbonatos. Este déficit se interpreta considerando que la escasa actividad bacterial desarrollada en este tipo de ambientes no logra destruir las moléculas de sulfato en cuyo lugar precipitaría el carbonato de calcio (Oyarzún, J., com. verbal). En los sectores de las costras salinas constituidas por facies carbonatadas, la forma mineralógica predominante es la calcita.

En menores proporciones, los análisis químicos revelaron la existencia de sulfuros de arsénico, yoduros y nitratos (Tabla 8).

TABLA 8 Análisis de sales de los depósitos salinos andinos (‰)

Muestra	Ca	Mg	Na	K	CO ₃	SO ₄	Cl	NO ₃	B	As(*)	I	S
125	33.00	0.11	0.06	0.008	47.10	2.74	0.24	0.01	0.016	750	0	0
126	36.80	0.11	0.06	0.006	52.50	3.05	0.26	0.01	0.013	650	0	0
129	17.50	0.54	11.60	0.93	0.18	32.71	25.19	0.01	0.18	250	0	0
132	13.50	1.35	1.06	0.75	1.01	0.58	28.64	0.01	0.12	25	0	0
135	20.37	0.78	1.72	0.26	14.80	26.85	2.92	0.02	0.11	250	0	0
114	0.86	9.00	10.20	1.36	0	15.47	32.41	0	0.20	2.5	0.009	0.5
115	18.88	0.26	0.34	0.21	0	46.90	0.94	0	0.01	12	0.015	0
63	14.98	0.99	2.79	0.21	0.33	34.50	7.07	0.09	0.03	25	0.027	0
64	15.20	0.73	8.36	0.34	0.59	35.64	15.55	60	0.26	5	0.005	0
65	18.05	0.54	3.58	0.15	1.40	40.53	6.43	0.003	0.025	5	0.013	0
52	24.05	0.78	0.15	0.02	33.01	4.86	1.34	0.02	0.003	5	0.015	0
96	10.50	0.21	7.75	0.23	0.96	5.02	8.34	0.01	4.93	1.500	0.014	0.01
95	16.30	0.29	5.75	0.28	1.20	31.11	9.53	0	1.40	900	0.012	0.25
105	10.55	0.99	0.32	0.07	16.50	0.53	9.48	0.09	0.01	10	0.017	0.22
72	26.10	1.02	1.35	0.17	38.74	0.93	1.97	0.02	0.02	75	0.008	0.29
79	18.43	0.41	5.23	0.68	1.11	40.51	10.85	0	0.04	35	0.008	0

Muestra 125 y 126: salar de Aguas Amargas; 129: salar de San Martín; 132 y 135: salar de Ascotán; 114 y 115: salar de la A-zufrera; 63 y 64: salar de Talar; 65 y 52: salar de Purisunchi; 96 y 95: salar de Aguas Calientes I; 72: salar de El Lago; 79: salar de Aguas Calientes II. Análisis realizados en los laboratorios del I.I.G., Santiago.

(*) expresado en p.p.m.

GEOMORFOLOGIA DE LAS COSTRAS SALINAS

Los numerosos factores que influyen en la génesis y composición de las costras salinas (ubicación geográfica y tectónico-estratigráfica, condiciones climáticas, fuentes de materiales salinos solubles dentro de sus cuencas de drenaje, actividad volcánica asociada, factores hidrogeológicos) y la extrema sensibilidad que éstas muestran a cualquier modificación de los factores mencionados, determina que se desarrollen muy

diversos tipos de costras y estructuras salinas, aún dentro de un mismo depósito.

De acuerdo a la clasificación de Neal (1969), se pueden diferenciar las siguientes categorías de costras salinas:

1) Costras salinas lisas, duras y secas (limo-arcillosas). Este tipo de costras es de escaso desarrollo en los depósitos salinos estudiados y se caracterizan en general por una superficie lisa, relativamente dura, de tonali-

dades pardo-amarillentas con un microrelieve suave producido por deflación eólica. Están constituidos por sedimentos limo-arcillosos débilmente salinos (3.5‰ a 4.8‰ de sales solubles) cuyo contenido en minerales de arcillas no supera el 4‰ (principalmente sericita, clorita y trazas de montmorillonita). La fracción limosa, del orden del 90‰, está constituida por un agregado de feldespato, biotita, cuarzo y yeso. Son completamente secas en superficie, y débilmente húmedas a poca profundidad (0.5 m).

2) Costras duras evaporíticas. Se caracterizan por su elevada dureza y por un microrelieve muy áspero que alcanza desniveles de hasta 1 m. Están constituidas fundamentalmente por cloruro de sodio mezclado, en proporciones variables, con limos y arcillas transportadas por acción eólica.

3) Costras blandas, de superficies desmenuzables. Son las costras de mayor distribución en los depósitos estudiados y corresponden a costras blandas, húmedas, blancas a marrón oscuro y con un microrelieve muy suave de aspecto granular. Su composición corresponde principalmente a sulfato de calcio masivo y proporciones subordinadas de cloruro de sodio, limos y arcillas. Según su relieve, se pueden catalogar en:

- a) costras lisas, de aspecto granular, a veces con microrelieve en agujas, y
- b) costras con eflorescencias, de relieve suave en forma de colinas redondeadas, muy blandas y a menudo con cristalización de yeso. Se presentan generalmente rodeando el núcleo de los depósitos salinos.

4) Costras blandas, húmedas a pantanosas. Por lo general sobresaturadas en agua, se desarrollan en torno a lagos interiores, con elevadas proporciones de limos negros y arcillas (70‰) y a menudo con impregnaciones de pirita. La fracción salina (principalmente halita) se presenta finamente cristalizada en la matriz limo-arcillosa.

Dentro de esta amplia variación de costras salinas, y condicionadas principalmente por la composición mineralógica de ellas, se desarrollan numerosos tipos de estructuras salinas. Según el agente que las origina, éstas pueden catalogarse en:

1) Estructuras generadas por desplazamiento de aguas superficiales.

Estas se generan por el flujo de aguas provenientes de fuentes termales hacia el centro del depósito salino.

- a) canales salinos, desarrollados a partir de zonas en donde afloran aguas surgentes, las cuales disuelven las costras preexistentes y labran conductos de circulación internos de amplitud y profundidad restringida (0.5 m) pero que pueden alcanzar longitudes de cientos de metros,

pudiendo incluso cruzar por completo el depósito salino.

- b) Nódulos salinos, estructuras que se desarrollan en los bordes de los canales salinos o lagos interiores por efecto de redisolución y recristalización de las costras salinas. De forma arriñonada, con diámetros de hasta 0.5 m, están compuestos principalmente por sulfato de calcio pulverulento (anhidrita ?).

2) Estructuras generadas por acción de aguas subterráneas.

Corresponden exclusivamente a estructuras de disolución (dolinas), desarrolladas en la zona central de los depósitos y/o en regiones donde surgen aguas termal. Su diámetro superior no excede de 10 m disminuyendo en profundidad en forma de embudo hasta alcanzar diámetros de 0.1 m. Es común encontrar la sección superior de estas estructuras completamente secas, con desarrollo de nódulos salinos e impregnaciones de sales de arsénico.

3) Estructuras producidas por cambios volumétricos. La gran sensibilidad de las costras salinas a las variaciones de su contenido en agua (transformación de anhidrita a yeso y viceversa) determina la génesis de estructuras de compresión y distensión producidas por formación de yeso y anhidrita respectivamente (fig. 9).

- a) Grietas poligonales no orientadas. Se trata de grietas superficiales poco profundas (2 a 3 cm) de 0.5 a 1 cm de ancho, que forman un enrejado poligonal variable, de gran magnitud, desarrollado en costras salinas sulfatadas cuyo nivel freático es poco profundo (0.5 m). Las grietas no muestran orientación preferencial y por lo general constituyen polígonos de 4 lados (fig. 10a).
- b) Grietas poligonales orientadas. Corresponden a grietas superficiales de dimensiones similares a las anteriores, que se desarrollan principalmente en costras sulfatadas, formando polígonos de cinco a seis lados, cubriendo áreas individuales hasta 3 m². Es común que a través de estas grietas, afloren, por soluciones ascendentes, ramificaciones de una generación más joven de halita (fig. 10b).
- c) Escarpes de compresión. Son estructuras en forma de lomos alargados (3 m) de relieve suave (0.2 m de alto y 0.3 m de ancho), poco compactos, generalmente vacíos en su interior y generados en costras sulfatadas relativamente duras. Estos lomos, en la región central del depósito no presentan orientación definida, pero hacia las zonas periféricas presentan su eje mayor

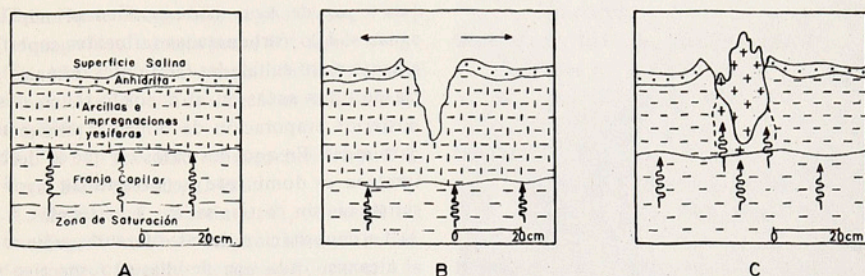


Figura 9. Génesis de grietas por desecamiento de las costras superficiales por descender del nivel freático (A y B) y desarrollo de nuevas generaciones salinas (C).

elongado paralelamente a los bordes de depósito salino.

4) Estructuras generadas por acción eólica.

a) Dunas salinas. Se originan por acumulación de material salino muy fino, principalmente sulfatado, removido de las costras por deflación eólica, en torno a niveles salinos antiguos que emergen sobre la superficie actual de las costras. Estas estructuras alcanzan elevaciones entre 1 a 2 m y son de existencia muy breve ya que son fácilmente destruidas por acción de aguas superficiales.

b) Montículos salinos. Se trata de montículos formados por material salino muy fino, que se originan en torno a plantas freatófitas desarrolladas en la periferia del cuerpo salino. La precipitación de las sales redissueltas por la transpiración de la planta, cementa el montículo salino, el cual crece manteniendo la planta en su cima. Cuando las raíces de ésta no alcanzan el nivel freático, la planta muere y el montículo se destruye rápidamente.

LAS LINEAS DE COSTA Y SU RELACION CON EL SOLEVANTAMIENTO ANDINO

En torno a la gran mayoría de los depósitos salinos andinos del Norte Grande de Chile, se observa el desarrollo de líneas de paleocostas, especialmente nítidas en aquellos depósitos rodeados por abanicos aluviales relativamente extensos. Individualmente estas líneas de paleocostas constituyen superficies aterrazadas relativamente angostas (0.5 a 1 m) con desniveles entre ellas de hasta 0.1 m, pudiendo seguirse lateralmente

en torno a casi toda la cuenca. Algunas mediciones altimétricas revelaron que estas formas geomorfológicas, en su nivel máximo, muestran un desnivel promedio de 15 m en relación a la superficie actual de las aguas o de las costras salinas, lo cual estaría indicando para esta región una evolución de las condiciones climáticas hacia características de aridez.

A escala regional, se observa que estas líneas se desarrollan preferentemente en el borde oriental de los depósitos salinos, mostrando individualmente desniveles de algunos decímetros (0.3 - 0.5 m) entre el sector

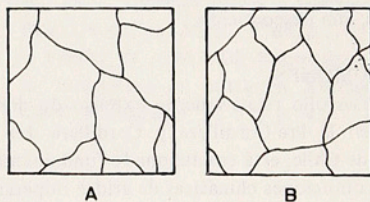


Figura 10. Grietas poligonales desarrolladas en la superficie salina. No orientadas (A); orientadas (B).

oriental más solevantado, y el occidental, más deprimido. Este desnivel general se refleja además en las costras salinas superficiales, las cuales presentan una pendiente de 3° a 5° hacia el oeste, mostrando una zonación salina dirigida de sales menos solubles (carbonatos) en el sector oriental a sales de mayor solubilidad (cloruros) en su sector occidental (fig. 11).



Figura 11. Laguna de Tara. Sector sur. Muestra desarrollo de líneas de costa. (a: desembocadura del río Zapaleri; b: plateau riolítico (Formación Altos de Pica?)

El desnivel que muestran las líneas de costa individualmente y la correspondiente zonación salina dirigida de estos depósitos, se interpretan como el resultado de un reajuste isostático diferencial de toda la corteza en esta área, verificada durante el Holoceno al término de la última glaciación (Cecioni, G., com. verbal). El estudio cuantitativo de estas deformaciones, conjuntamente con aquellas efectuadas en la Patagonia (Cecioni, 1957) permitiría establecer el módulo de elasticidad de la corteza terrestre en los Andes Meridionales, aún desconocido.

CONCLUSIONES

1) El desarrollo relativamente extenso de depósitos salinos en la Pre-Cordillera y Cordillera del Norte Grande de Chile, está condicionado fundamentalmente a las condiciones climáticas de aridez imperantes en esta zona, a la geomorfología volcánica moderna que configura numerosas cuencas arceicas y a la existencia de materiales salinos solubles en sus cuencas de drenaje. La actividad volcánica Reciente es fuente importante de algunos elementos presentes en las costras salinas.

2) Los diversos tipos de agua que confluyen a estas cuencas, generan un nivel freático somero inestable, que presenta recargas variables según la época del año. La descarga de las aguas se efectúa principalmente por evaporación aunque parte de ellas se pierde por fracturas en la roca riolítica basal. Esta descarga genera una gradiente hidráulica hacia el centro del depósi-

to, y a la vez un enriquecimiento paulatino en sus sólidos disueltos, transformándolas en salmueras.

Los tipos de agua corresponden principalmente a aguas sódico carbonatadas (afluentes superficiales) y a aguas cloro sulfatadas (vertientes termales). La mezcla de estas aguas en el depósito salino mismo y su posterior evaporación da origen a salmueras sódico-cloruradas. En aquellos casos en que la descarga subterránea es dominante, se desarrollan lagos de aguas sulfatadas sin costras salinas superficiales.

3) La depositación de las diferentes sales se produce al alcanzar cada una de ellas su respectivo producto de solubilidad, razón por la cual las costras salinas presentan generalmente una zonación concéntrica de carbonatos, sulfatos y cloruros. La mineralogía de las costras está representada principalmente por sulfatos y cloruros simples, dobles o triples, anhidros o hidratados de sodio, calcio, magnesio y potasio.

4) La dependencia de las costras salinas en relación a las variaciones climáticas y a otros factores, determina que estos depósitos sean unidades geomorfológicas dinámicas, que sufren cambios en ciclos diarios y estacionales. Por este motivo, es común el desarrollo de muy diversos tipos de costras y estructuras salinas, aún dentro de un mismo depósito. Desde este punto de vista, la conversión de anhidrita a yeso y viceversa es un fenómeno importante.

5) El desarrollo de líneas de paleocostas en torno a la gran mayoría de estos depósitos indica una evolución de las condiciones climáticas hacia características de aridez. El desnivel observado en estas líneas de paleocosta entre los bordes oriental y occidental de los depósitos salinos se ha interpretado como el resultado de un reajuste isostático diferencial de toda la corteza en esta área, verificada durante el Holoceno al término de la última glaciación, cuyo estudio cuantitativo permitiría establecer el módulo de elasticidad de la corteza en los Andes Meridionales.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer las valiosas críticas y sugerencias efectuadas por los geólogos Sres. Giovani Cecioni del Depto. de Geología de la U. de Chile y José Frutos del Depto. de Geología de la U. del Norte.

REFERENCIAS

- Allen, E.T., and Day, A.L., 1935, Hot springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst. Wash. Pub. 466.
- Auboin, J., Borrello, A.V., Charrier, R., Chotin, P., Cecioni, G., Frutos, J., Thiele R., Vicente, J.C., 1973, Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. Rev. Geogr. Phys. et Geol., v. XV, fasc. 1 - 2,

- Brüggen, J., 1950, Fundamentos de la geología de Chile. Inst. Geogr. Militar, Santiago, 374 p., 6 fotografías, 1 mapa geol., 108 figs.
- Cecioni, G., 1957, I terrazi marini della Patagonia cilena. Atti. Soc. Tosc. Sc. Naturali, Serie A, t. LXIV, Pisa.
- Clark, F.W., 1924, The Data of Geochemistry. U.S. Geol. Survey, Bull., n. 491.
- Clark, A.H., Mayer, A.E., Mortimer, C., Cooke, R.U., Snelling, N.J., 1967, Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, Southern Atacama Desert, Chile. Nature 215, p. 723 - 724.
- Ellis, A.J., 1967, The chemistry of some explored geothermal systems. in Barnes H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 465 - 514.
- Erickssen, G., Mrose, M.Fahey, J., 1970, Mirabilite. The Mineralogical Record.
- Frutos, J., 1972, Ciclos tectónicos sucesivos y direcciones estructurales superimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile. Symp. Invest. Manto Sup., v. 2, p. 473 - 483, Buenos Aires, Argentina.
- Fuenzalida, H., 1965, Clima, in Geografía Económica de Chile. Santiago, Corp. Fom. Produc. Texto refundido, p. 98 - 152.
- Galli, O., Dingman, R., 1962, Cuadrángulo Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de aguas subterráneas, prov. de Tarapacá. Santiago, Inst. Invest. Geol., Chile, v. 3, n. 2, 3, 4 y 5, 125 p., 11 láms., 12 figs., 11 tablas, 4 mapas geológicos.
- Gannat, E., y Schlund, J., 1970, Informe de la Misión de Estudio de las posibilidades en Chile de minerales potásicos. Inf. Inéd., Inst. Invest. Geol., 114 p.
- García, F., Pérez, E., Ceballos, E., 1962, El ordovícico de Aguada de la Perdiz. Santiago, Rev. Minerales, n. 77, p. 52 - 61, 4 figs., 1 mapa.
- Groeber, P., 1918, b., Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel - Huapi. Physis., t. 4, n. 17, p. 208-240, 1 mapa, 1 cuadro.
- Hanshaw, B.B., 1963, Preliminary relations in the system $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 - \text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} - \text{H}_2\text{O}$. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 475 - B, p. B24-B27.
- Henríquez, H., 1969, Avance hidrogeológico del Cantón Aguas Blancas. Inf. Inéd. Inst. Invest. Geol.
- Krauskopf, K.B., 1967, Introduction to Geochemistry.
- Moraga, A., Fortt, M.A., Chong, G., Henríquez, H., 1969, Estudio geológico del salar de Atacama, Inst. Invest. Geol., Inf. Inéd.
- Neal, J. T., 1969, Playa variation, reprinted from Arid lands in perspective.
- Richter, G., 1972, Geology of Saline Deposits. Proc. of the Hannover Symposium, 1968. UNESCO, Paris.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I., 1966, Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, provincia de Tarapacá. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 21, 114 p., 19 figs., 7 tablas, 9 fotografías, 1 mapa geol.
- Vila, C., T., 1953, Recursos minerales no-metálicos de Chile. Ed. Universitaria, 449 p.
- Vila G., T., 1974, Geología de los depósitos salinos andinos, provincia de Antofagasta, Tesis de grado, Depto. Geol. Univ. Chile, Inéd.
- White, D.E., 1957, Thermal waters of volcanic origin. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 68, p. 1637 - 1658.
- Zeil, W., y Pichler, H., 1967, Die Kanozoische Rhyolit Formation im mittleren Abschnitt der Geol. Rundschau, v. 57, p. 41 - 48.

EL YACIMIENTO COBRE PORFIDICO "ANDACOLLO" PROVINCIA DE COQUIMBO, CHILE

CARLOS LLAUMETT P.
LUIS OLCAI V.
CARLOS MARIN B.
J. CARLOS MARQUARDT L.
EDUARDO REYES F.

Geólogo Empresa Nacional de Minería
Geólogo Empresa Nacional de Minería
Geólogo Empresa Nacional de Minería
Geólogo Empresa Nacional de Minería
Geólogo Empresa Nacional de Minería

RESUMEN

El yacimiento cuprífero Andacollo se ubica en la Cordillera de la Costa de la Provincia de Coquimbo, a 37 km en línea recta al sureste de la ciudad de La Serena y a 30 km al este del Océano Pacífico.

El depósito puede ser clasificado de acuerdo a sus características de mineralización-alteración-estructura como un yacimiento del tipo denominado "cobre porfídico". La mineralización se hospeda en rocas volcánicas e intrusivas de disposición apofisial, ambas muy fracturadas (stockwork). Tanto la metalización como la alteración hipógena se disponen según modelo que aproximadamente coincide con los descritos para otros cobres-porfídicos del mundo. La zona interior corresponde a una alteración con estabilidad en los feldespatos y se caracteriza por el grupo biotita-feldespato potásico; rodeando a éste se ubican alteraciones con destrucción de feldespatos que del interior hacia afuera corresponden a los arreglos: "feldespato potásico-cuarzo-sericita" y grupo "cuarzo-sericita".

La mineralización hipógena consiste esencialmente de pirita-calcopirita con cantidades variables de hematita y subordinadamente molibdenita. La razón pirita-calcopirita es alta y varía de 1/1 a más de 20/1. Se ha podido concluir que el centro de mineralización de más alta ley de cobre-molibdeno presenta una asociación de pirita-calcopirita-hematita y es cercanamente coincidente con el arreglo de alteración "feldespato potásico-cuarzo-sericita" y también con las razones pirita/calcopirita más baja.

Una característica zona de enriquecimiento supergénico se ha distinguido; ésta de disposición más o menos horizontal, está formada por calcosina (djurleita), pirita y calcopirita. La calcosina se presenta como reemplazo de calcopirita y como delgados revestimientos de pirita. Se estima que existen por lo menos dos estados de enriquecimiento supergénico, estando el principal relacionado con la formación del pediplano Andacollo (pre-Mioceno).

Se cree que el pórfido cuprífero Andacollo podría ser de edad Cretácico Superior similar a otros depósitos y desarrollos hidrotermales que se ubican en la Cordillera de la Costa y de distinta edad a los Pórfidos Chilenos más conocidos que se ubican en la precordillera y cordillera de Los Andes (Terciario).

Se han cubicado como reservas de mineral algo más de 300 millones de toneladas, lo que representa un 2,5% de los recursos cupríferos calculados para Chile. La explotación del yacimiento permitirá aumentar en 9% el actual nivel de producción del país.

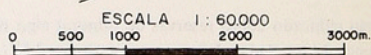
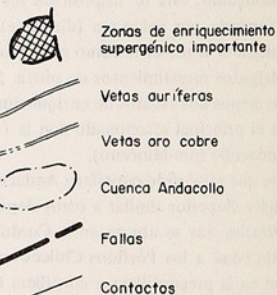
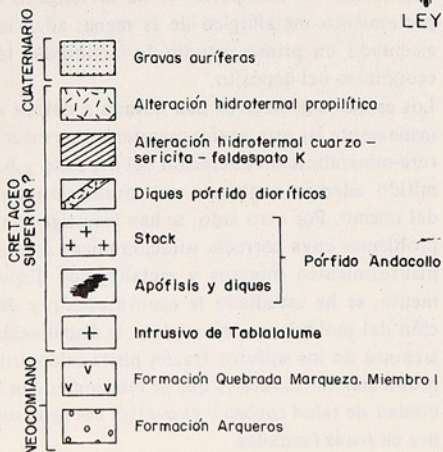
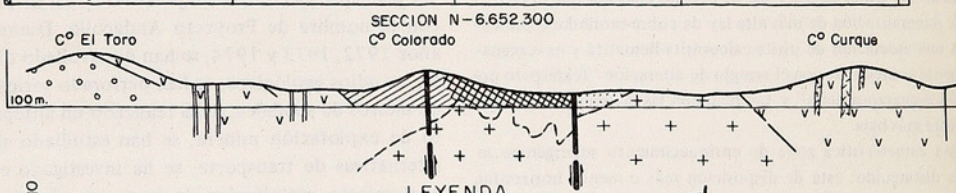
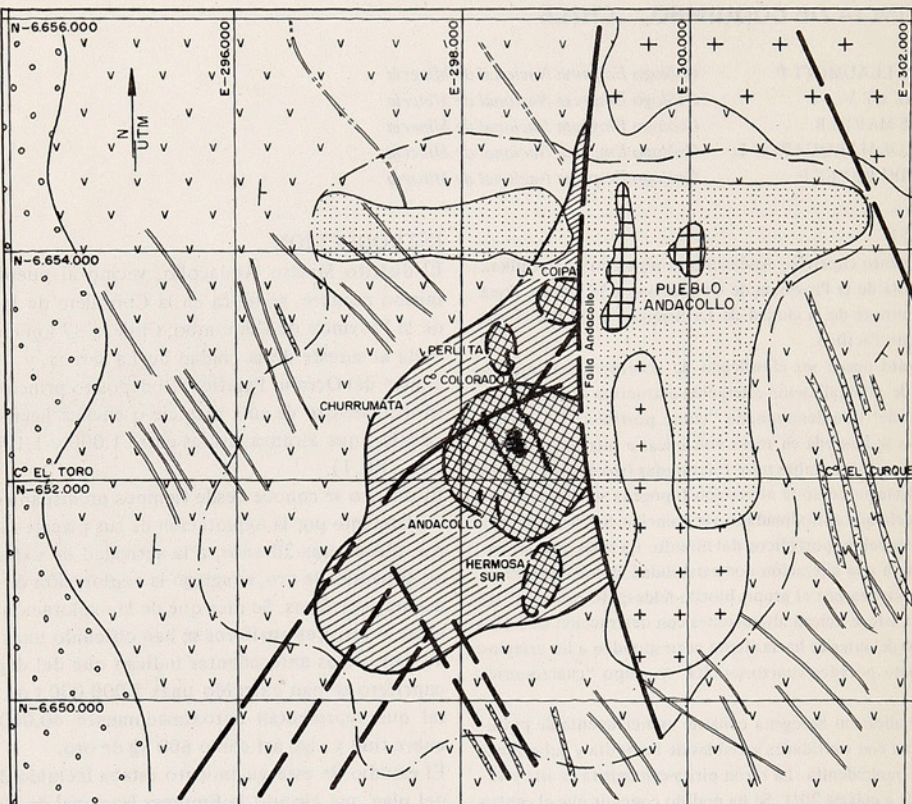
INTRODUCCION

El distrito Minero Andacollo, vecino al pueblo del mismo nombre, se ubica en la Cordillera de la Costa de la Provincia de Coquimbo, Chile, a 37 km en línea recta al sureste de la ciudad de La Serena, y a 30 km al este del Océano Pacífico. El depósito principal está situado dentro de una planicie o cuenca ligeramente circular, que alcanza alturas entre 1.000 y 1.100 m s. n.m. (fig. 1).

El distrito se conoce desde tiempos prehispánicos, especialmente por la explotación de sus placeres auríferos. Hace unos 20 años, a la actividad de extracción de minerales de oro, se agregó la explotación de los recursos cupríferos. Se dice que de la explotación de las vetas y placeres auríferos se han obtenido unas 100 t de oro; otros antecedentes indican que del depósito cuprífero se han extraído unas 5.000.000 t de mineral que representan aproximadamente 40.000 t de cobre fino y algo así como 600 kg de oro.

El estudio de este yacimiento estaba incluido dentro del plan que ejecutó la Empresa Nacional de Minería con el nombre de Proyecto Andacollo. Durante los años 1972, 1973 y 1974, se han desarrollado diferentes estudios geológicos, se han perforado varios miles de metros de sondajes, se ha realizado un anteproyecto de explotación minera, se han estudiado algunas alternativas de transporte, se ha investigado el comportamiento metalúrgico de la mena; además se ha ejecutado un primer estudio de factibilidad técnico-económico del depósito.

Los estudios geológicos han llevado a definir aproximadamente las principales características sobre estructura-mineralización-alteración del depósito y han permitido además establecer una evaluación geológica del mismo. Por otro lado, se han investigado algunos problemas cuya correcta solución puede ayudar a los planteamientos mineros y metalúrgicos. Específicamente, se ha estudiado la cuantificación y distribución del molibdeno, oro y plata; la distribución y relaciones de los sulfuros (razón pirita-calcopirita); los problemas estructurales que se relacionan con la estabilidad de talud rocoso y el control del agua subterránea en rocas fisuradas.



ANDACOLLO
PLANO GEOLOGICO Y UBICACION

Usando una malla rómbica de distancia 144 m, se han perforado algo más de 8.000 m de sondajes de diamante lo que junto a sondajes efectuados anteriormente por otras compañías, acumulan aproximadamente 15.000 m de perforación prospectiva. Se han realizado aproximadamente 20.000 m de mapeo geológico subterráneo y se han ejecutado cerca de 12.000 ensayos químicos.

El análisis y correlación de toda esta información ha permitido establecer una cubicación para el yacimiento algo superior a los 300.000.000 t con una ley de 0,70% Cu y cantidades de interés de molibdeno y oro.

Es evidente que las reservas son atractivas y de acuerdo al planteamiento minero, su explotación significaría un incremento en la producción chilena, en aproximadamente 80.000 t de cobre fino. Si tomamos como base la producción de 1974 esto significaría un aumento del 9% del nivel actual.

El propósito de este trabajo es entregar una síntesis de las principales características geológicas del depósito; especialmente plantear aquellas particularidades que lo definen como un yacimiento del tipo "cobre porfídico".

GEOLOGIA GENERAL

El distrito Minero Andacollo se ubica en la Cordillera de la Costa de la Provincia de Coquimbo. El se emplaza en un relieve que se distingue por la existencia de una planicie semicircular de restringida extensión, rodeadas de cadenas de cerros que sobresalen de la primera con diferencias de cota de 100 a 300 m.

En el área se ubica una potente secuencia de rocas estratificadas cortada por intrusivos de los tipos batolíticos, stocks y filonianos. La serie volcánica-sedimentaria pertenece a la extensa depresión conocida como "geosinclinal andino". Está constituida esencialmente por una secuencia de lavas y brechas volcánicas de edad Aptiano-Albiano que correspondería a la "facies eugeosinclinal" de la cuenca móvil nombrada anteriormente.

Gran parte del área está constituida por el "pediplano Andacollo" paisaje maduro posiblemente de edad pre-Mioceno; algunos sectores del pediplano se encuentran cubiertos por gravas y conglomerados de posible edad Cuaternaria.

La secuencia estratigráfica corresponde en gran parte a andesitas en sus variedades de lavas, lavas brechosas y brechas con intercalaciones menores de traquitas, ignimbritas y brechas sedimentarias. La serie está formando un monoclin de rumbo N-S y manteo entre 15° y 40°E. De acuerdo a sus características litológicas y estratigráficas la secuencia correspondería al

miembro 1 de la formación Quebrada Marquesa (Thomas, 1967). Sobre el acantilado que limita la cuenca por el oeste, la secuencia anterior está sobreyaciendo a la Formación Arqueros y al este del Portezuelo Pichilingo, esta serie está en contacto con areniscas rojas, andesitas amigdaloidales y areniscas calcáreas amarillas que distinguen el paso del miembro 1 al miembro 2 de la Formación Quebrada Marquesa (Thomas, 1967) (fig. 1).

En la parte noreste del distrito se expone un cuerpo intrusivo de carácter regional que corta la serie estratificada. Este batolito consiste de rocas granodioríticas, tonalíticas y dioríticas y para los efectos locales se le ha denominado "Intrusivo de Tablalume". Estas rocas intrusivas no se observan, salvo ocasionalmente, alteradas ni mineralizadas y de acuerdo a Thomas, su edad sería Cretácico Superior.

En la parte central del distrito y aflorando en una superficie de 2 km², se expone un cuerpo intrusivo, semejante a un stock, que corresponde a un "porfido tonalítico". Intrusivos petrográficamente muy similares, en forma de filones, sills y cuerpos irregulares (apófisis) se observan en las labores de explotación subterránea del yacimiento. Este intrusivo denominado "Porfido Andacollo" se encuentra en mayor o menor grado mineralizado y alterado y se piensa que está espacialmente y genéticamente relacionado con la metalización del yacimiento.

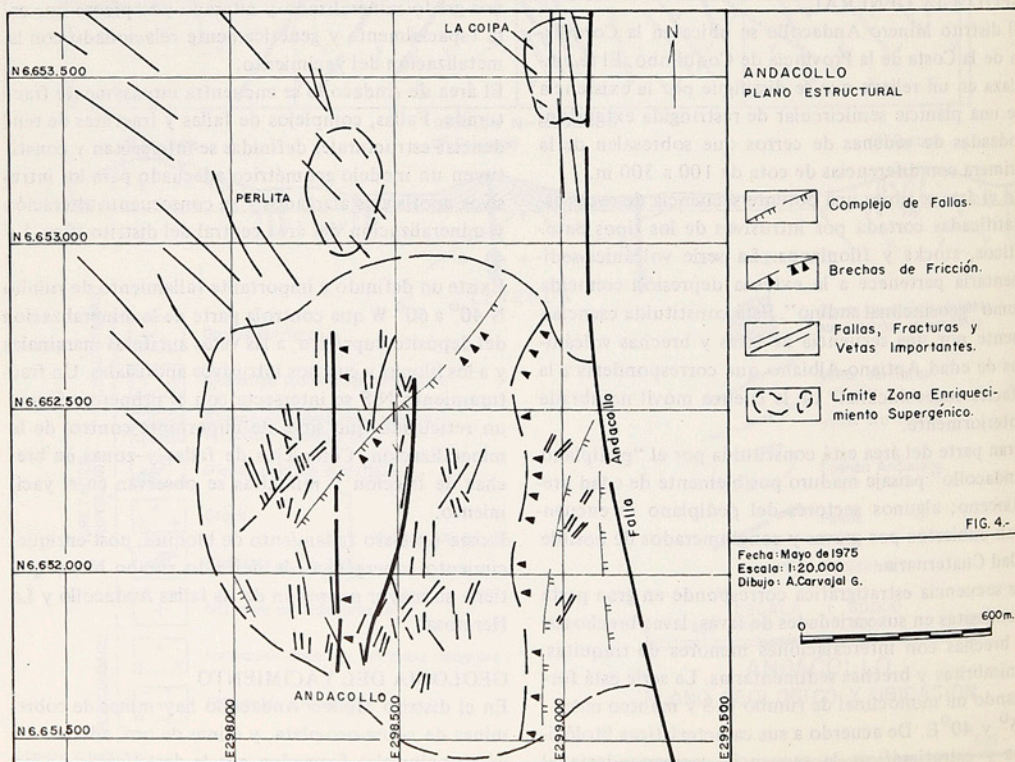
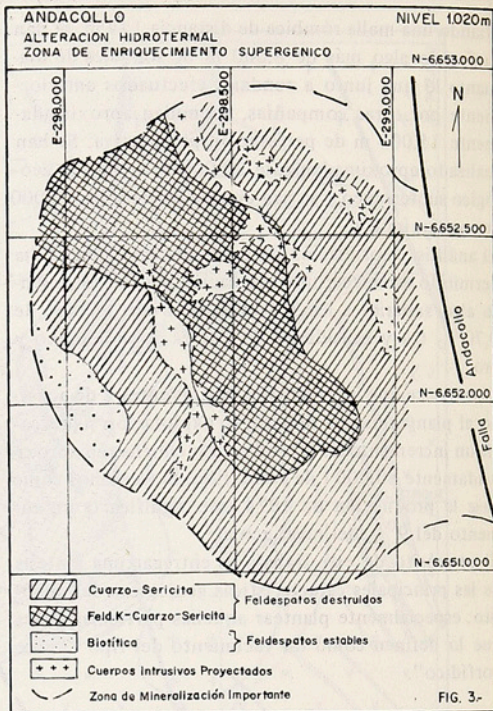
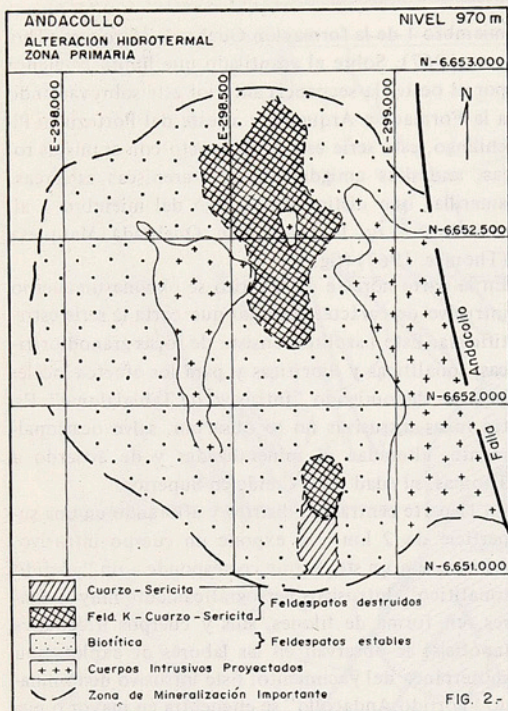
El área de Andacollo se encuentra intensamente fracturada. Fallas, complejos de fallas y fracturas de tendencias estructurales definidas se intersectan y constituyen un modelo geométrico adecuado para los intrusivos apofisiales alargados y su consecuente alteración y mineralización del área central del distrito (figs. 1 y 4).

Existe un definido e importante fallamiento de rumbo N 40° a 60° W que controla parte de la mineralización del depósito cuprífero, a las vetas auríferas marginales y a los filones y cuerpos intrusivos apofisiales. Un fracturamiento N-S se intersecta con el primero y forma un reticulado que sirve de importante control de la mineralización. Complejos de fallas y zonas de brechas de fricción y milonitas se observan en el yacimiento.

Existe un claro fallamiento de bloques, post-enriquecimiento supergénico de definido rumbo N-S y que tiene su mayor expresión de las fallas Andacollo y La Hermosa.

GEOLOGIA DEL YACIMIENTO

En el distrito Minero Andacollo hay minas de cobre, minas de cobre-oro-plata, y minas de oro, además depósitos aluviales formados por la destrucción de las



vetas auríferas (fig. 1). Los yacimientos de oro y oro-cobre corresponden generalmente a vetas de gran longitud y se ubican en la periferia de la zona con alteración hidrotermal; generalmente poseen rumbo N 30° a 60°W. El centro del distrito está ocupado por rocas con alteración hidrotermal y dentro de ella se ha desarrollado una mineralización del tipo "cobre porfídico" de lo cual nos referiremos en extenso a continuación.

Se estima que el yacimiento Andacollo puede ser clasificado dentro del tipo de depósitos comúnmente denominados "cobre porfídicos" pues presenta rasgos comunes con las características definidas para este tipo de yacimiento (Lowell-Guilbert, 1970, Creasey, 1968). En efecto, la ubicación de la mineralización en rocas volcánicas y rocas intrusivas porfídicas de composición intermedia y de posición apofisial; la alteración hidrotermal zonificada de las mismas, la asociación mineralógica; la ubicación de la mineralización en forma diseminada y en múltiples venillas polidireccionales (stockwork); el extenso volumen que ocupan las zonas mineralizadas hipógenas y supérgenas; la mineralización marginal a la cuprífera central, etc. son características distintivas para este tipo de depósitos.

A. RELACION MINERALIZACION - INTRUSIVO

En el yacimiento Andacollo aproximadamente un 85% de la metalización ocurre en rocas volcánicas y el resto en rocas intrusivas. Como se dijo antes, estas rocas corresponden a pequeños stocks, apófisis irregulares y cuerpos alargados. En general ellos presentan una textura porfírica y están en mayor o menor grado mineralizados y alterados (sericita-feldespató potásico-biotita) y pueden ser clasificados como "pórfido tonalítico". Sin embargo, existen entre ellos algunas diferencias en sus características fundamentales (composición-textura) que hace que sea posible reconocer varios tipos de "pórfidos". Dentro de esta variedad es posible diferenciar claramente dos tipos de estos intrusivos. Al oeste de la falla Andacollo el "Pórfido" se presenta como apófisis y cuerpos alargados de dirección preferencial N N W (fig. 4). Este "pórfido" presenta una clara textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de tamaño entre 2 y 7 mm y porcentajes que varían entre 30 a 60%. La masa fundamental es fina y está constituida por plagioclasa albitizada, biotita y clorita; presenta ojos de cuarzo en cantidades que varían de 2 a 20%. Al este de la falla Andacollo se ubica un stock de unos 2 km² de superficie, que a pesar de ser "porfírico", presenta una textura gruesa que podría definirse como fanerítica porfírica; posee bastante ojos de cuarzo y feldespató potásico y se le observa mucha molibde-

nita y sulfuros de fierro y cobre. Es posible que los cuerpos del oeste reflejen intrusivos más cercanos a la superficie que el oriental, y que el conjunto de apófisis y diques (cuerpos occidentales) nazcan de un plutón félsico que se ubica bajo el yacimiento en profundidad y de características mineralógicas y texturales parecidas al stock del sector oriental (figs. 1 y 5).

No se ha observado al "pórfido Andacollo" intruyendo al de Tablalalume, más bien en algunos sectores parece que sus contactos fueran transicionales; por otro lado, en ocasiones (sector de Los Negritos) hay similitudes petrográficas. Estos antecedentes nos hacen pensar que el "pórfido Andacollo" puede ser una fase del Batolito de Tablalalume y en consecuencia también podría asignársele una edad Cretácico Superior. Este hecho sería muy significativo ya que estaría mostrando una edad distinta para yacimientos del tipo "cobre porfídico" en el lado occidental de la faja de dichos depósitos.

B. ALTERACION HIDROTHERMAL

En el área existe una difundida alteración hidrotermal de las rocas. En superficie, se observa una característica zona blanqueada limonitizada de unos 5 km de largo con un ancho variable de 600 m a 3 km (fig. 1).

En general es posible distinguir alteración supérgena y alteración hipógena.

a. Alteración Hipógena

Del estudio de sondeos, mapeos de superficie y de labores subterráneas ha podido caracterizarse los principales minerales de alteración y su disposición tanto vertical como horizontal dentro del yacimiento. Ellos se presentan zonificados y conforman un modelo que a grandes líneas se corresponde aproximadamente con el esquema dado para desarrollos hidrotermales de otros "cobres porfídicos" de Chile, Méjico y Estados Unidos (Lowell-Guilbert, 1970; Creasey, 1966; Ruiz, 1965).

Basados en la presencia, abundancia y distribución de algunos minerales y siguiendo a Creasey (1959) en el sentido de que es posible, y a veces conveniente, clasificar la alteración en base a grupo de minerales, en Andacollo tendríamos, (figs. 2 y 3):

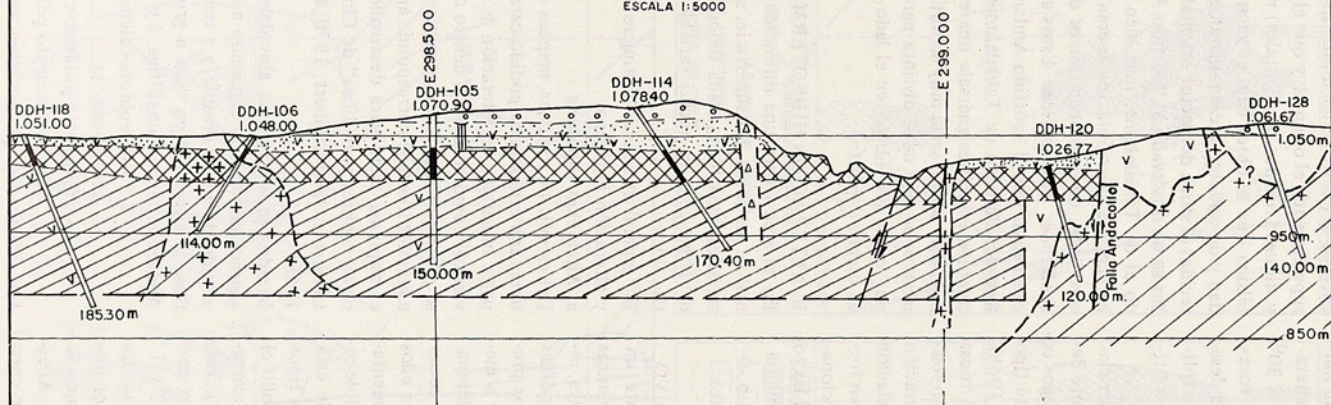
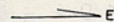
- clorita-epidota-calcita
- cuarzo-sericita
- feldespató potásico-cuarzo-sericita
- biotita-feldespató potásico

Los últimos tres grupos están asociados con la mineralización cuprífera y el primero, ocasionalmente, con la mineralización marginal de oro-cobre (fig. 1). Por otro lado y basados en la idea de la relativa estabilidad de los feldespatos (Meyer y Hemley, 1967

ANDACOLLO

SECCION N 6.652.200

ESCALA 1:5000



0 25 100 200m

LEYENDA

MINERALIZACION

- GRAVAS
- ZONA DE LIXIVIACION 0.08% Cu
- ZONA DE ENRIQUECIMIENTO SUPERGENICO $\approx 0.90\% \text{ Cu}$ { a) fuerte
b) débil
- ZONA DE SULFUROS PRIMARIOS INDICA LEY 0,5% Cu

SIMBOLOGIA

- CUERPOS INTRUSIVOS "PORFIDO ANDACOLLO"
- ROCAS VOLCANICAS PRINCIPALMENTE ANDESITICAS
- FALLAS
- BRECHAS DE FRICCION

FIGURA Nº 5

Nielsen, 1968) la alteración biotita-feldespato potásico correspondería a la "alteración con estabilidad de feldespato" y los grupos "cuarzo-sericita y feldespato potásico-cuarzo-sericita" a la "alteración destructora de feldespatos".

Alteración con estabilidad de feldespatos.

- Grupo biotita-feldespato potásico. Generalmente aparece en profundidad en el yacimiento y ha sido cortada por varios sondajes. En algunas labores mineras cercanas a la superficie se observan pequeños núcleos de este grupo de minerales. Se desarrolla de preferencia en las rocas volcánicas andesíticas. Macroscópicamente corresponde a una andesita de color gris negro a gris verdoso y con una cierta orientación de los minerales ferromagnesianos y cierta pigmentación de su masa fundamental; esporádicamente a la roca la atraviesan vetillas de cuarzo-ortoclasa. Microscópicamente la biotita, de color verde parduzco, aparece finamente diseminada en la masa fundamental de las rocas; este mineral ocupa entre un 50 a 90% de la masa fundamental y tiene un tamaño entre 20 a 40 micrones; a veces se la observa entrecruzada con cuarzo intersticial y feldespato potásico, o bien entrecrecido con plagioclasa, en otras se ubica como finas guías junto con cuarzo y feldespato potásico y en muy pocas ocasiones como pequeñas inclusiones en los fenocristales de plagioclasa albitizada. Es frecuente la presencia de rutilo asociado con la biotita y otros minerales ferromagnesianos. Suelen observarse vetillas con cuarzo y clorita al centro y feldespato potásico en los bordes. En general los fenocristales de plagioclasa no han sido reemplazados y sobresalen nítidamente de la masa biotítica.

En la distribución vertical de la asociación de minerales de alteración se puede observar que este grupo ocupa las partes más profundas reconocidas del yacimiento (figs. 2 y 3).

Alteración destructora de feldespatos.

- Grupo feldespato potásico, cuarzo-sericita. Esta asociación de minerales ocupa el sector central de la zona alterada y en profundidad da paso a la alteración "biotita-feldespato potásico". Generalmente las rocas se presentan de color gris blanquizo y se distinguen porque han perdido sus características originales (textura, color, destrucción de feldespatos). Se presenta como un mosaico y entrecrecimiento de granos de feldespatos potásicos, cuarzo y sericita; estos minerales varían en tamaño entre 50 y 200 micrones, siendo un promedio unos 100 micrones; la proporción de los minerales es aproximadamente la siguiente: feldespato potásico: 30-40%; cuarzo, 30-50%; sericita 10-30%. En ocasiones

junto al mosaico hay vetillas de feldespato potásico y sericita.

- Grupo cuarzo-sericita. Se ubica en las partes superiores del yacimiento y aparece rodeando a las alteraciones descritas anteriormente. Se presenta como un reemplazo total de la roca. Consiste en un mosaico de granos de cuarzo entrecrecidos con sericita y de tamaños entre 100 y 200 micrones; los feldespatos generalmente aparecen reemplazados totalmente por un tejido fino a intermedio de sericita y abundante cuarzo; también se observan numerosas guías gruesas y delgadas (0,1 a 2 cm) de cuarzo sericita, con halo sericitico intenso.

b. Alteración Supérgena

Debido a la gran cantidad de pirita que existe en el yacimiento, las soluciones ácidas derivadas de la oxidación de ese mineral han llevado a producir una fuerte zona de lixiviación y una zona de alteración supérgena sobreimpuesta sobre la hipógena; las rocas han sido limonitizadas y se caracterizan por los colores blanco, amarillo, rojo y marrón. Se ha formado a consecuencia de esto, productos de alteración silíceos de tejido fino o bien brechosos (núcleo de sílice con cemento limonítico) e incluso jasperoides, existen además sectores con argilización secundaria. Generalmente la zona con alteración supérgena coincide con la zona de lixiviación y en consecuencia termina algo más arriba del techo del enriquecimiento supérgeno.

C. MINERALIZACION

Dentro de la zona de alteración hidrotermal se encuentra ampliamente difundida la mineralización cuprífera con cantidades subordinadas de molibdeno, oro y plata. Esta metalización, es del orden de 0,15 a 0,40% Cu; sin embargo, es posible distinguir centros de mineralización importante donde el grado de metalización es mayor y que tienen estrecha correspondencia con ciertos arreglos de alteración hidrotermal o con sectores más fuertemente fracturados (figs. 1, 6, 7, 8 y 9). Los sectores actualmente conocidos con metalización de importancia son: Andacollo propiamente tal, La Coipa, Perlita y posiblemente Hermosa Sur. En este trabajo nos referimos principalmente al primero de los nombrados.

El área mineralizada en cuestión es cercanamente circular y se encuentra interrumpida en el lado oriental por la falla Andacollo; se extiende de norte a sur en un largo de 1.500 m y de este a oeste en aproximadamente 1.250 m. La mineralización se presenta diseminada y como rellenos de grietas polidireccionales y encajado en un 85% en rocas volcánicas alteradas. Es posible observar la siguiente zonificación en la disposición de la mineralización (fig. 5):

- Zona de lixiviación: comienza desde la superficie o bien subyace a gravas aluviales; tiene un espesor promedio de 30 m. Esta zona está constituida principalmente por limonitas y tiene una ley media de 0,07% Cu. En tres áreas de extensión muy reducida se presentan zonas o bolsones de óxidos de cobre; también ha sido posible observar relictos de una antigua zona de enriquecimiento supergénico pero de restringida extensión.
- Zona con enriquecimiento supergénico: subyace a la anterior y generalmente corresponde a una mena constituida por pirita, calcosina y calcopirita. Posee una disposición muy regular y cercanamente horizontal y su espesor promedio alcanza los 40 m. Sus leyes varían entre 0,6 a 1,5 % Cu.
- Zona con sulfuros primarios: subyace a la zona anterior y consiste esencialmente de pirita y calcopirita; sus leyes varían entre 0,30 y 0,80% Cu. Ha sido reconocida bastante bien hasta unos 100 m por debajo de la base de la zona de enriquecimiento supergénico, pero existen algunos pocos sondajes hasta 200 m por debajo de la referida zona mostrando mineralización de interés a esas profundidades.

a. Mineralización Hipógena

Consiste esencialmente de pirita y calcopirita. Existen además cantidades variables de hematita y subordinadamente magnetita y rutilo; cantidades menores de molibdenita y bornita, pirrotina y cubanita.

La calcopirita generalmente aparece en dos formas: como inclusiones globulares dentro de pirita y junto con pirrotina o bien como mineral individual, liberada de la pirita o sólo con bordes suaves con ella. Esto aparentemente representa dos etapas en la actividad mineralizadora, siendo la segunda forma posterior y mucho más abundante y en consecuencia más importante como aportadora de cobre.

Generalmente la calcopirita liberada aparece en cristales con forma anhedrales y de tamaño aproximado a 100 micrones; también se presenta como guicillas de espesor entre 0,5 a 1,5 mm.

La calcopirita que se presenta dentro de la pirita lo hace en forma de inclusiones gotiformes de 10 a 20 micrones y asociadas con pirrotina y/o cubanita (desmezclamiento).

La pirita es lejanamente el sulfuro principal y se encuentra diseminada en forma de cristales de aproximadamente 150 micrones y también como venillas desde 0,2 mm hasta algunas de 2 a 3 cm. Algunos recuentos mineralógicos indican que, en volumen, un 60 o 70% de la pirita se incluye como guías.

La bornita se presenta escasamente y como exolución de calcopirita.

La hematita junto con la magnetita se presenta diseminada (de tamaño aproximadamente a los 100 micrones) y en forma de pequeñas guías y se hace más o menos abundante en la parte central del yacimiento en una faja de tendencia N N E. Hay ciertas cantidades de hematita que tienen inclusiones de calcopirita.

La molibdenita se ubica como delgadas, cortas y discontinuas vetillas de 1 a 2 mm de ancho y a veces asociada a cuarzo y sericita. Rutilo granular o en cristales prismáticos de 30 a 70 micrones ocurre moderada y comúnmente asociado a biotita secundaria. Así como se vio anteriormente que la alteración hidrotermal se dispone según un modelo de zonación, la mineralización hipógena también ocurre según un esquema bastante claro. En efecto, la parte central, (núcleo) posee los valores más altos en cobre y molibdeno y se distingue por la asociación "pirita-calcopirita-hematita" (y/o magnetita); esta zona tiene los valores más bajos en la razón pirita/calcopirita (1/1 a 4/1) y muestra cierta coincidencia con el emplazamiento del grupo de minerales de alteración "feldespato potásico-cuarzo-sericita". (figs. 8 y 9)

Rodeando a la zona anterior se ubica la asociación "pirita-calcopirita"; los valores en cobre y molibdeno son menores y la razón pirita-calcopirita varía entre 4/1 a 9/1.

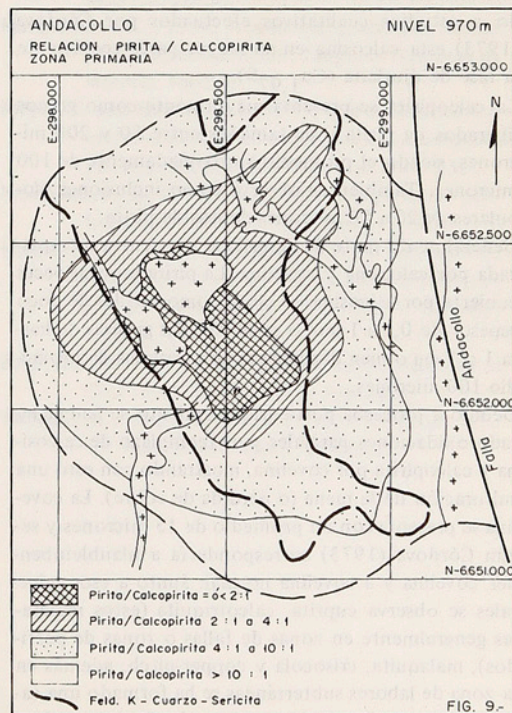
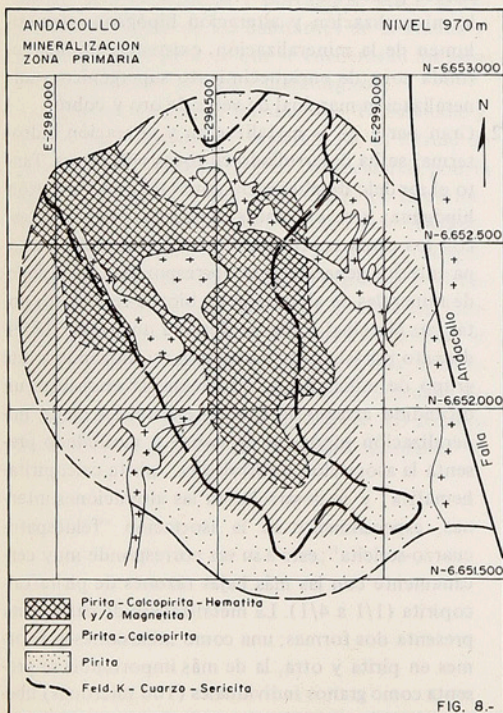
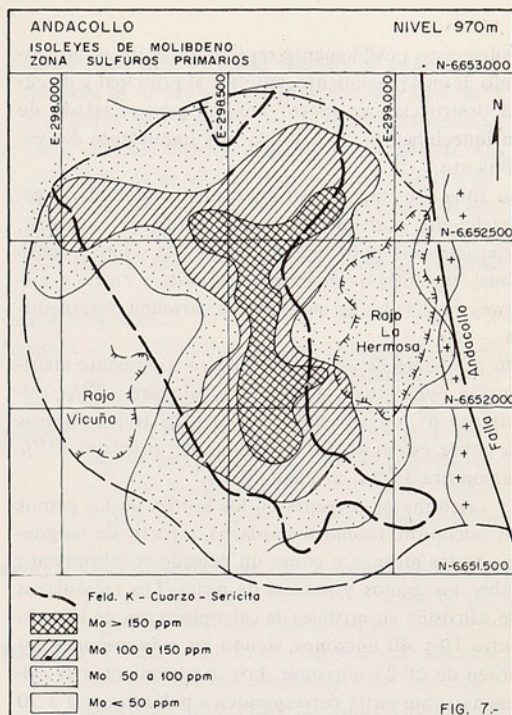
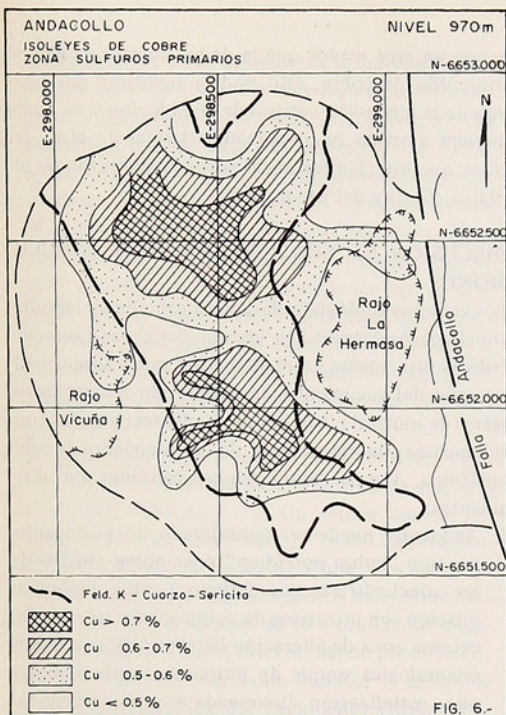
La zona externa se distingue por la abundancia de pirita y escasísima presencia de calcopirita, habiendo una razón entre ellos que va desde 9/1 a más de 20/1.

b. Enriquecimiento Supergénico

En Andacollo se presenta una zona de enriquecimiento supergénico de poco espesor (40 m promedio) pero de posición y características muy regulares (fig. 5). La zona de enriquecimiento está directamente relacionado a la existencia de un pediplano o relieve maduro que se formó posiblemente en el Terciario y que actualmente está expresado en la morfología o cuenca de Andacollo. Además de esta característica topográfica, deben haber tenido influencia en el desarrollo de esta zona, el contenido de cobre de la mineralización hipógena del sector, la alta proporción de pirita de la mena, la aridez del paisaje y el fuerte fracturamiento de las rocas (stockwork).

El paso de la zona lixiviada superior a la zona con sulfuros supergénicos, es brusco, siendo este contacto generalmente horizontal; la base del enriquecimiento, en ocasiones también es tajante pero mayormente corresponde a una transición que pasa por un débil enriquecimiento a sulfuros primarios no afectados.

Dentro de la cubierta lixiviada, en algunos sectores, se han encontrado restos de pequeñas zonas con vetillas de "calcosina metálica" rodeadas por minerales oxi-



FECHA : Mayo de 1975
ESCALA 1 : 20.000
DIBUJO : Victor Garrido

0 100 600m

dados; esto posiblemente representaría un primer estado de enriquecimiento, anterior al principal y de cuya destrucción se aportó mineral para el estado de enriquecimiento supergénico más importante del yacimiento.

La zona principal de enriquecimiento secundario generalmente corresponde a una mezcla de calcosina, especialmente pulverulenta, calcopirita y pirita; cantidades variables de hematita-magnetita y rutilo y menores cantidades de molibdenita, covelina, tetrahedrita.

Un promedio de los sulfuros indica la siguiente distribución porcentual: pirita 80^o/o, calcosina 12^o/o, calcopirita 6^o/o y covelina 2^o/o; dentro de los sulfuros de cobre, éstos estarían repartidos así: calcosina 55^o/o, calcopirita 35^o/o, covelina 10^o/o.

La calcosina se presenta en los bordes de los granos de calcopirita (como reemplazo), a partir de las grietas de los mismos o como un delgado recubrimiento sobre los granos y vetillas de pirita. Los reemplazos de calcosina en cristales de calcopirita son de tamaño entre 10 y 40 micrones, siendo los más comunes del orden de 20-25 micrones. Los recubrimientos de calcosina sobre pirita corresponden a películas de 1 a 20 micrones, siendo lo más común 5 micrones. De acuerdo a estudios cualitativos efectuados por Córdova (1973) esta calcosina en su mayor parte consiste de la fase de djurleita (Cu_{1,97}S).

La calcopirita se presenta mayormente como granos liberados de pirita y de tamaños entre 50 y 200 micrones, siendo el promedio aproximadamente de 100 micrones. También se observa como inclusiones globulares de 20 a 50 micrones dentro de pirita.

Generalmente parte de la pirita se encuentra reemplazada por calcosina y covelina. La pirita muchas veces cubierta por calcosina, se ubica como vetillas de poco espesor de 0,2 a 1 mm o como vetillas gruesas de hasta 1 o 2 cm o bien diseminada con cristales de promedio 100 micrones.

Debido a procesos post-enriquecimiento se han generado oxidaciones parciales y de reemplazo de calcosina y calcopirita por covelina, mostrando con esto una sulfuración de la mena (o pérdida de cobre). La covelina se presenta con un promedio de 15 micrones y según Córdova (1973) correspondería a blaubleibender covelina y a covelina normal. Junto a esos minerales se observa cuprita, calcotriquita (estos minerales generalmente en zonas de fallas o zonas de pórfidos), malaquita, crisocola y copper-pitch; además en la zona de labores subterráneas se ha formado una capa de chalcantita debido a la acción del agua subterránea sobre las paredes de las labores.

Generalmente la zona de enriquecimiento secundario

ocupa un área mayor que la de los núcleos de mayor contenido de cobre, esto podría significar que además de la migración vertical de las soluciones de cobre hubiera existido un movimiento lateral de ellas, procesos que estarían favorecidos por la alta razón de pirita/calcopirita del yacimiento.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los estudios geológicos llevados a cabo en el depósito cuprífero Andacollo han logrado definir sus características principales sobre estructura mineralización-alteración del yacimiento, han permitido evaluar las reservas de mineral y han llevado a plantear algunas consideraciones metalogénicas de los depósitos de cobre porfídico. Algunas conclusiones alcanzadas son las siguientes:

1. Andacollo puede ser considerado un yacimiento del tipo "cobre porfídico" pues posee muchas de las características que definen a estos depósitos: relación con intrusivos de composición intermedia; extensa zona de alteración hidrotermal; asociación mineralógica simple de pirita-calcopirita-molibdenita; metalización diseminada y como relleno de fisuras polidireccionales (stockwork); zonación de la mineralización y alteración hipógena; gran volumen de la mineralización; existencia de una definida zona de enriquecimiento supergénico y mineralización marginal de vetas de oro y cobre.
2. Gran parte de la metalización y alteración hidrotermal se ha desarrollado en rocas volcánicas. Tanto el modelo de alteración como de mineralización hipógena, son en líneas generales, coincidentes con los otros cobres porfídicos del mundo. La zona interior generalmente corresponde a un arreglo de minerales de alteración de biotita-feldespatos potásico. Marginal a ella se presenta un arreglo de feldespatos potásico - cuarzo-sericita y rodeando a este grupo de minerales de alteración, se encuentra un difundido arreglo de cuarzo-sericita. La mejor mineralización hipógena de cobre y molibdeno presenta la asociación mineralógica "pirita-calcopirita-hematita" y se desarrolla en las alteraciones internas, especialmente en la asociación "feldespato-cuarzo-sericita"; esto a su vez corresponde muy cercanamente con las más bajas razones de pirita/calcopirita (1/1 a 4/1). La metalización de calcopirita presenta dos formas; una como inclusiones gotiformes en pirita y otra, la de más importancia se presenta como granos individuales (100 micrones) liberada de pirita y en consecuencia de importancia mineralúrgica.
3. En Andacollo existe una zona de enriquecimiento

supergénico de poco espesor (de promedio 40 m) pero de forma y ubicación muy regulares. Generalmente corresponde a calcosina (del tipo djurleita) que se ubica como delgados reemplazos de calcopirita (20 a 25 micrones) o como leves revestimientos sobre piritita (5 a 10 micrones). También en esta zona es importante la calcopirita hipógena remanente. Es muy posible que hayan existido dos estados de enriquecimiento supergénico, estando el último y más importante, relacionado con la formación del pediplano de Andacollo. Posterior a este enriquecimiento se han producido nuevos fenómenos de oxidación y reemplazo de calcosina por covelina.

4. Se han podido ubicar reservas de interés. En efecto, hasta el momento se tiene una cifra de algo más de 300.000.000 t de $0,7\%$ Cu; esto solamente representa algo así como un $2,5\%$ de los recursos identificados recuperables de Chile. Sin embargo, y de acuerdo a los planteamientos mineros existentes, la puesta en marcha de su explotación incrementaría en un 9% el nivel actual de producción. Por otro lado es interesante destacar la favorable ubicación geográfica del yacimiento (topografía, clima, centros urbanos y portuarios, etc.), la experiencia minera de los habitantes de la ciudad y la etapa de adelanto en que se encuentran los estudios geológicos, mineros y metalúrgicos.
5. Las relaciones entre el intrusivo de Tablalalume y el "pórfido Andacollo" sugieren que el último es sólo una fase del primero y en consecuencia podría asignársele también una edad Cretácico Superior. Si esto es correcto el "pórfido cuprífero Andacollo" sería de edad distinta a los conocidos Chuquicamata, Salvador, etc., de edad Oligocena o El Téniente, Los Pelambres, Río Blanco, de edad Pliocena (Neumann, 1973) y parecido a "pórfidos" o desarrollos hidrotermales como Los Loros, de definida edad Cretácico Superior, María Soledad, Cachiyuyo, Mantos Blancos, Puntilla, etc. Lo anterior nos estaría sugiriendo que "pórfidos cupríferos" o

desarrollos hidrotermales también se habrían emplazado en zonas que actualmente son parte de la Cordillera de La Costa, en ambientes eugeosinclinal y de edad Cretácico Superior. Esto abriría más posibilidades de prospección para este tipo de yacimientos ya que nos estaría mostrando una amplia faja de ubicación de "pórfidos" y de edades que irían desde el Cretácico Superior al Plioceno.

BIBLIOGRAFIA

- Córdova, C., 1973, Observaciones mineralógicas preliminares de la muestra Andacollo n. 5. Delft University of Technology.
- Creasey, S.C., 1965, Hydrothermal alteration in Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America, ed. S. R. Titley & C.L.Hicks: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 51 - 64.
- Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ.Geology*, v. 65, n. 4.
- Llaumett, C., Ulloa, G., 1973, Estado actual del estudio geológico y Evaluación del yacimiento cuprífero Andacollo, Empresa Nacional de Minería. Inédito.
- Marquardt, J.C., 1974, Andacollo; Litología, Alteración y Mineralización. Empresa Nacional de Minería. Inédito.
- Meyer, C. and Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration in Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. H.L. Barnes: New York, p. 166 - 235.
- Neumann, J., H., 1974, Mineralización tipo cobre porfídico en Chile. *Rev. Geológica de Chile*. n. 1.
- Nielsen, R.L., 1968, Hypogene texture and mineral zoning in a copper-bearing granodiorite porphyry stock Santa Rita. *Econ. Geology*, v. 63, n. 1.
- Ruiz, C., 1965, Geología y yacimientos metalíferos de Chile, *Inst. Invest. Geol.*, Santiago.
- Thomas, H., 1967, Geología de la Hoja Qvalle. *Bol. 23, Inst. Invest. Geol.*, Santiago.

