

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

NUMERO 1 1974

R E V I S T A G E O L O G I C A D E C H I L E

Editada por

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS
SOCIEDAD GEOLOGICA DE CHILE
DEPARTAMENTO GEOLOGIA UNIVERSIDAD DE CHILE

INDICE

Estudios Geotécnicos Aplicados al Sistema de Hundimiento por Bloques (Block Caving) <i>Francisco Camus y Alfredo Enrione</i>	1 - 12
Estratigrafía del Neocomiano Marino de la Región al Sur de Copiapó, Provincia de Atacama <i>José Corvalán D.</i>	13 - 36
Criterios Usados en la Selección de los Métodos Geofísicos de Prospección <i>Luis Silva R.</i>	37 - 63
Hallazgo de una Caldera Volcánica en la Provincia de Aisén <i>Ricardo Fuenzalida P. y Walter Espinosa N.</i>	64 - 66
Mineralizaciones Tipo Cobre Porfídico en Chile <i>Harry Neumann J.</i>	67 - 73
Temperaturas y Presiones de Formación de Algunos Yacimientos Cupríferos de Chile <i>G. V. Nisterenko, J. Losert, Leonidas Chávez y V. B. Naumov.</i>	74 - 80
Estudio Geoquímico de los Productos de Intemperismo de las Rocas Ultrabásicas (Serpentinitas) en la Provincia de Valdivia, Chile <i>Vitezslav Zamarsky, Hugo Conn D., y Mauricio Tabak B.</i>	81 - 102
Sobre el posible Control Tectónico de los Yacimientos de Cobre Porfídico en la Cuenca Andina Chile- na <i>José Frutos J.</i>	103 - 113
Sobre la ocurrencia de los Rodados Patagónicos en Aisén, Chile <i>Jorge Skarmeta M.</i>	114 - 116

La **Revista Geológica de Chile** es publicada aproximadamente tres veces al año por el Instituto de Investigaciones Geológicas, 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.

Representante legal Jorge León Villarreal, Coronel I.P. Director responsable Alvaro Tobar Barra, domiciliados en Agustinas 785, 6° piso.

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

Instituto de Investigaciones Geológicas y el Director responsable, miembros de la Asociación Latinoamericana de Editores de Geociencias ALEGEO.

Impreso en Rotaprint, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

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, acompañando de dos copias legibles de las ilustraciones (dibujos y fotos), al Editor, Revista Geológica de Chile, Casilla 10465 - Agustinas 785 6° 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 imprenta. 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 cuál es la contribución principal aportada. Debe también indicarse el propósito principal de la publicación, agregando sólo un mínimo de información de trabajos anteriores; los datos que llevan a las conclusiones deben ser además presentados concisamente; la diferencia entre hechos e interpretaciones claramente definida; las conclusiones deben ser sólo aquellas justificables con los datos presentados y quizás adelantar algunas implicaciones de las conclusiones indicadas. Se puede suponer que los lectores de la Revista están familiarizados con la literatura general al respecto y no necesitan que se les explique detalladamente principios básicos; por lo tanto sólo debe presentarse el mínimo necesario de información de trabajos anteriores y material de referencia. Concéntrese en la contribución específica y preséntela claramente y en la menor cantidad posible de palabras, de modo que el lector pueda obtener un máximo de ideas en un mínimo de tiempo. Las descripciones de cosas tales como métodos y técnicas de laboratorio deben presentarse en la forma más breve posible y preferiblemente ubicadas en el artículo como un apéndice. Métodos de práctica corriente no deben describirse en detalle si es posible citar referencias al respecto.

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

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

Tablas. Las tablas deben ser preparadas cuidadosamente y deben reemplazar al texto y no duplicarlo. Deben numerarse consecutivamente y estar encabezadas por un breve título; cada una sola en una página de manuscrito. 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 escribalas aparte en una hoja separada del manuscrito marcadas con los símbolos indicados.

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

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

Referencias citadas. Las referencias en el texto se indican por autor, año y páginas específicas cuando sea necesario. Sólo se usa el apellido a menos que haya dos autores con el mismo apellido, en cuyo caso se usará la inicial del nombre. Los autores que tengan dos publicaciones en el mismo año se diferenciarán agregando "a", "b" o "c" al año. Cuando se trate de varios autores se citará como (Pérez y otros, 1972) y **no** como (Pérez, González y Cabrera, 1972) o (Pérez *et. al.*, 1972). La sección referencias también debe escribirse en el manuscrito con márgenes de 2,5 cm alrededor, con el nombre del autor, año de publicación, título del artículo, nombre del periódico, número 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 ilustraciones deben ser identificadas con el nombre del autor y numeradas consecutivamente con lápiz al borde del papel o por detrás en el caso de fotografías. Marque en el margen del texto el lugar que considere apropiado para ubicar las ilustraciones, pero

mantenga las ilustraciones separadas del texto. La explicación y título debe ser repetida dentro de los márgenes de la figura. Para material relacionado estrechamente use Figura 1A, 1B, y 1C y una explicación conjunta en vez de tres explicaciones repetidas.

Fotografías nítidas y brillantes de los dibujos lineales reducidas a tamaño página o columna son preferibles a originales grandes y difíciles de mantener en buen estado durante el proceso de impresión. Los dibujos 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 16,5 cm (39 picas) de ancho 23,7 cm (56 picas) de alto. Ancho de cada columna 7,5 cm (18 picas) por el alto necesario hasta un máximo de 22,5 cm (53 picas) cuando se piensa usar una sola columna. Figuras de mayor tamaño sólo pueden ser impresas por el momento hasta de 21 cm (50 picas) por 31 cm (73 picas), para ser incluidas dobladas. Las ilustraciones mientras más pequeñas, simples y compactas sean, más probabilidades tienen de ser estudiadas en detalle por el lector. Una figura puede ser dividida en dos para ponerla en páginas diferentes frente a frente eliminando el doblar. 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.

ESTUDIOS GEOTECNICOS APLICADOS AL SISTEMA DE HUNDIMIENTO POR BLOQUES (BLOCK CAVING)

FRANCISCO CAMUS I. *Departamento de Geología. Sociedad Minera El Teniente*

ALFREDO ENRIONE LI. *Departamento de Geología. Sociedad Minera El Teniente*

RESUMEN

En el presente artículo se describe la secuencia de estudios geotécnicos que se realizan en la mina El Teniente en el proceso de explotación por hundimiento de bloques. La información así obtenida permite determinar el grado de hundibilidad de cada bloque y decidir sobre el tipo de soporte que debe aplicarse, la distribución de tiros largos en la voladura, los desarrollos adicionales a efectuarse en zonas que hunden con dificultad y tipo y cantidad de explosivos que han de usarse.

INTRODUCCION

La mina "El Teniente" de propiedad de la Sociedad Minera El Teniente S.A., recientemente nacionalizada por el Gobierno, se encuentra ubicada a 67 km al este de la ciudad de Rancagua, provincia de O'Higgins (ver fig. 1). El Campamento Sewell, adyacente a la mina, está situado en un escarpado faldeo entre la confluencia de los ríos Teniente y Coya a alturas que varían entre los 2.000 y 2.700 m s.n.m. El único acceso a Sewell, hasta hace un año y medio atrás era mediante un ferrocarril de trocha angosta que une Sewell con Rancagua y que a la vez sirve a los campamentos de Caletones y Coya, también de propiedad de la Sociedad. En la actualidad existe además, una carretera pavimentada entre Rancagua y Alto Colón, donde se han construido nuevas instalaciones de la empresa (Nuevo Concentrador) y desde donde parte el túnel Teniente-8 que une este punto con la mina. Esta carretera se comunica asimismo con Coya y Caletones donde se encuentra la Fundación. Desde este último lugar existe también un camino de tierra que llega a Sewell, el que se usa sólo cuando el clima lo permite. La mina está ubicada a 3 km al este de Sewell, al sur del río Teniente. La topografía del área es muy abrupta y las alturas máximas alcanzan hasta 4.000 m s.n.m.

El método de explotación que se aplica en El Teniente es el de hundimiento por bloques, que consiste en hundir un bloque de mineral que tiene una altura igual a la separación entre niveles de producción, la que fluctúa entre 100 y 180 m. La base del bloque es rectangular con un ancho variable entre 60 y 87 m y una longitud que varía entre 90 y 120 m. El hundimiento se logra recortando la base del bloque y una o dos de las caras laterales del mismo; de esta manera el bloque se fractura por colapso y cae por gravedad,

siendo extraído el mineral por un sistema de chimeneas y piques colectores en un nivel de extracción inferior. La figura 2 muestra en forma gráfica el procedimiento completo. En ella se aprecia la distribución de buitras que se unen en un sistema de piques que bajan hasta el nivel de extracción o acarreo, pasando previamente por niveles de traspaso o control de mineral. La figura 2 muestra también las chimeneas que conectan el nivel de producción con el nivel de hundimiento ubicado 8 a 9 m más arriba, desde donde se procede al recorte de la base del bloque. Por estas chimeneas escurrirá posteriormente el mineral fracturado.

El fuerte fracturamiento y la dureza moderada de las rocas han permitido, hasta el momento, aplicar este método con éxito con rendimientos de 500 toneladas por hombre/turno. Cuando el fracturamiento es débil y la roca tiene dureza muy alta, la voladura secundaria aumenta y el rendimiento del sistema baja a valores de 40 - 50 toneladas por hombre/turno, siendo el costo por tonelada producida más alto.

GEOLOGIA

El cuerpo mineralizado El Teniente está emplazado en lavas andesíticas del miembro inferior de la formación Farellones de edad cretácico/terciaria (Klohn, 1960) e intrusivos de diorita cuarcífera y dacita porfírica que las penetran. La dacita porfírica se encuentra en la parte norte del yacimiento y aunque su afloramiento es muy pequeño, su tamaño aumenta a medida que se profundiza. La diorita cuarcífera se ubica principalmente en el lado sur del yacimiento. Posterior a la mineralización principal, se formó una chimenea volcánica circular constituida por un aglomerado volcánico con fragmentos de las rocas pre-existentes y cementado por polvo de roca, denominada formación Braden (Howell y Molloy, 1960) que aparece en el centro y hacia el oeste del yacimiento. La andesita es la roca huésped más importante de la mineralización; cerca del 90% de la mena ocurre en ella. Es una roca extrusiva de color gris oscuro y de textura porfírica. En el área del yacimiento está fuertemente alterada a biotita secundaria muy fina. Hacia las márgenes la biotita está reemplazada por clorita. En los niveles superiores de la mina, los feldespatos, especialmente las plagioclasas, están fuertemente sericitizadas

y/o arcillizadas. La biotita a su vez ha sido alterada a sericita. En la zona primaria se asocia la anhidrita a la biotita secundaria como mineral de alteración.

La diorita cuarcífera es una roca intrusiva de color gris claro con textura fanerítica a localmente porfírica. Está compuesta por albita, cuarzo, sericita, minerales de arcilla y clorita. La sericitización y la arcillización varían en intensidad de moderada a fuerte. Presenta en la parte superior una fuerte turmalinización, concentrada mayormente en las fracturas. La presencia de anhidrita en la diorita cuarcífera sugiere una estrecha relación genética entre ambas.

La dacita porfírica es una roca intrusiva de color gris muy claro con textura porfírica, donde se destacan fenocristales de biotita, ojos de cuarzo y cristales alterados de albita-oligoclasa. Los fenocristales se encuentran en una masa fundamental afanítica compuesta principalmente de ortoclasa muy fina que constituye entre el 30% y el 60% de la roca. La dacita porfírica presenta una silicificación moderada a fuerte y una sericitización y cloritización moderada. En profundidad la textura de la dacita porfírica es muy parecida a las facies porfíricas de la diorita cuarcífera lo que sugiere una relación genética entre ambas rocas. La anhidrita, presente en la dacita, no es tan importante en su intensidad como lo es en la andesita y diorita cuarcífera.

El aglomerado volcánico de la formación Braden es una roca fragmental que rellena una estructura cónica invertida. Tiene un diámetro de 1.300 m en superficie y corta a la andesita, diorita cuarcífera y a la dacita porfírica. Hacia el este esta estructura es vertical. Los bordes oeste, norte y sur convergen hacia el centro del cono. El relleno está compuesto de fragmentos redondeados a subredondeados de andesita, diorita cuarcífera y dacita porfírica. Predominan los fragmentos de las rocas intrusivas cuyos tamaños varían de partículas microscópicas a fragmentos de 1 m de diámetro. En la periferia de la formación Braden existe un anillo de brecha de alrededor de 10 m de ancho, consistente en fragmentos angulares de las rocas adyacentes, cementados por turmalina, anhidrita, cuarzo y sulfuros, que ha sido denominado "brecha de mezcla". Se han diferenciado además, otros dos tipos de brechas. La primera tiene un relleno de turmalina y está restringida a la cúpula del intrusivo de diorita. La segunda es una brecha que no presenta relleno entre fragmentos, y se ha llamado "brecha con huecos".

La mineralización principal consiste en calcopirita,

bornita primaria y calcosina secundaria. Además, la mena contiene una apreciable cantidad de molibdenita. Se suman a éstos algunos minerales oxidados de cobre que se concentran en zonas muy locales dentro del yacimiento. Estos minerales son cuprita, malaquita, crisocola, brochantita, además de algunas sales sulfatadas complejas. Lateralmente la mineralización grada hacia una aureola pirítica que corresponde a la alteración propilítica, y que se hace más importante a medida que los sulfuros de cobre empiezan a desaparecer. Verticalmente se pueden distinguir claramente cuatro zonas bien diferenciadas que son de arriba hacia abajo las siguientes:

- Recubrimiento lixiviado
- Zona mixta de óxidos y sulfuros
- Zona de sulfuros secundarios
- Zona primaria

La estructura más destacada del yacimiento es la formación Braden (chimenea Braden). Además de esta, se tienen algunas fallas y vetas de rumbo NE de poco desarrollo e importancia. Previamente a la mineralización, las rocas huéspedes fueron fracturadas al extremo de originar un enrejado de pequeñas fracturas secundarias que se entrecruzan unas con otras y que varían en intensidad de acuerdo a la roca que afectan.

ESTUDIOS GEOTECNICOS

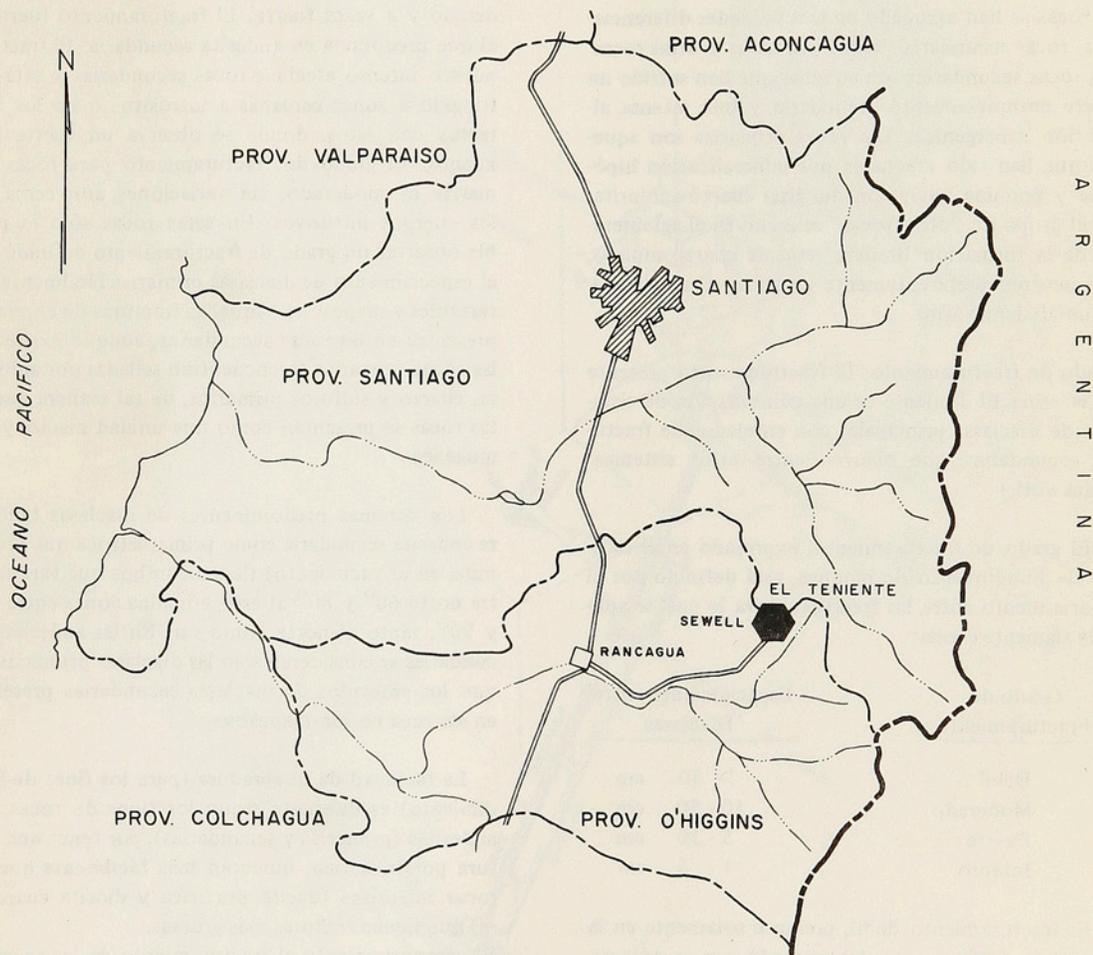
El hundimiento por bloques es un método eficiente para la explotación subterránea de grandes masas minerales que requiere una importante inversión en trabajos de desarrollo, basado en la premisa de que la roca hundirá. Se produce hundimiento siempre que no se produzcan arcos estables y que la fracturación de la roca sea del tamaño adecuado para que los fragmentos pasen por las chimeneas de extracción. El estudio geotécnico permite evaluar los factores que controlan el comportamiento del bloque en el hundimiento. Con este objeto el Departamento de Geología ha desarrollado un sistema de trabajo que tiende a recopilar la información requerida.

Método de Trabajo

Cada vez que el Departamento Mina prepara el hundimiento de un bloque, solicita del Departamento de Geología los planos geotécnicos que evalúan las variables que tendrán relación directa con el hundimiento. El Departamento Mina utiliza esta información para planificar: el soporte, el número y la distribución de tiros largos, el desarrollo de labores adicionales, y una estimación del consumo de explosivos.

Fig. 1.- MAPA DE UBICACION MINA EL TENIENTE

ESCALA 1 : 1.535.000



Las variables geotécnicas que se muestran en los planos geotécnicos son las siguientes:

- Tipo de roca
- Grado de fracturamiento
- Grado de dureza
- Filtraciones y permeabilidad de las rocas
- Presencia de minerales deletéreos

Tipo de roca. Se determinan las rocas presentes, los tipos de mineralización y las alteraciones que las afectan. Para el mapeo geológico, aplicado a estos fines, las rocas se han agrupado en tres unidades diferenciables: rocas secundarias, rocas primarias y otras rocas. Las rocas secundarias son aquellas que han sufrido un fuerte enriquecimiento secundario y una intensa alteración supergénica. Las rocas primarias son aquellas que han sido afectadas por mineralización hipógena y por una alteración del tipo cuarzo-anhidrita. En el grupo de "otras rocas" se incluyen el aglomerado de la formación Braden, vetas de cuarzo molido, que ocurren preferentemente en rocas secundarias y diques de lamprófiro.

Grado de fracturamiento. El fracturamiento presente en la mina El Teniente es una combinación de sistemas de diaclasas principales con enrejados de fracturas secundarias que ocurren entre estos sistemas (stockwork).

El grado de fracturamiento, expresado en el estudio de hundimiento de bloques, está definido por el espaciamiento entre las fracturas, para lo cual se aplica la siguiente escala:

Grado de Fracturamiento	Espaciamiento entre Diaclasas
Débil	> 50 cm
Moderado	10 - 50 cm
Fuerte	5 - 10 cm
Intenso	1 - 5 cm

El fracturamiento débil, presente solamente en la formación Braden, está determinado por escasos sistemas de diaclasas con espaciamiento de varios metros. El fracturamiento moderado está definido solamente por la presencia de sistemas de diaclasas primarias. El fracturamiento fuerte es aquel que, además de estar afectado por las diaclasas primarias, tiene un enrejado de numerosas fracturas secundarias entre ellas. Muchos de estos enrejados de fracturas secundarias no se observan a simple vista, pero se hacen evi-

dentos al golpe del martillo de geólogo o cuando la roca queda afectada por algún tipo de sollicitación. El fracturamiento intenso se caracteriza por diaclasas primarias y secundarias existiendo entre ellas un lamamiento en pequeños fragmentos.

Los cuatro grados de fracturamiento mencionados tienen relación directa con el grado de hundibilidad de las rocas que afectan. Para rocas secundarias el fracturamiento varía entre intenso y fuerte, excepto en brecha de diorita cuarcífera y brecha con huecos (vuggy-breccia) que tienen un fracturamiento moderado y a veces fuerte. El fracturamiento fuerte es el que predomina en andesita secundaria. El fracturamiento intenso afecta a rocas secundarias y está restringido a zonas cercanas a intrusivos o en los contactos con éstos, donde se observa un fuerte lamamiento. El grado de fracturamiento para rocas primarias es moderado, sin variaciones, aún cerca de los cuerpos intrusivos. En estas rocas sólo es posible observar un grado de fracturamiento definido por el espaciamiento de diaclasas primarias fácilmente observables y mapeables. Aquellas fracturas de enrejados presentes en las rocas secundarias, aunque existen en las rocas primarias se encuentran selladas por anhidrita, cuarzo y sulfuros primarios, de tal manera que estas rocas se presentan como una unidad maciza y homogénea.

Los sistemas predominantes de diaclasas tanto para andesita secundaria como primaria (roca que predomina en el yacimiento) tienen rumbos que varían entre norte 60° y 80° al este, e inclinaciones entre 65° y 90° , tanto al norte como sur. En las andesitas secundarias se consideran sólo las diaclasas primarias, ya que los enrejados de diaclasas secundarias presentes en esa roca no son mapeables.

La facilidad de quebradura (para los fines de hundimiento) es diferente según los tipos de rocas. Las andesitas (primarias y secundarias), por tener una textura porfírica fina, quiebran más fácilmente que las rocas intrusivas (dacita porfírica y diorita cuarcífera) que tienen texturas más gruesas.

El comportamiento al fracturamiento de las rocas en los laboreos de la mina es diferente según se trate de roca secundaria o primaria. Los laboreos en roca secundaria tienen techos y paredes estables que no necesitan soporte. La estabilidad de estas excavaciones está determinada por los fragmentos angulosos, diferenciados por fracturas secundarias, que se engranan entre sí, soportándose, sin caer. Esto determina una mínima sobreexcavación. Por su parte, las labores exca-

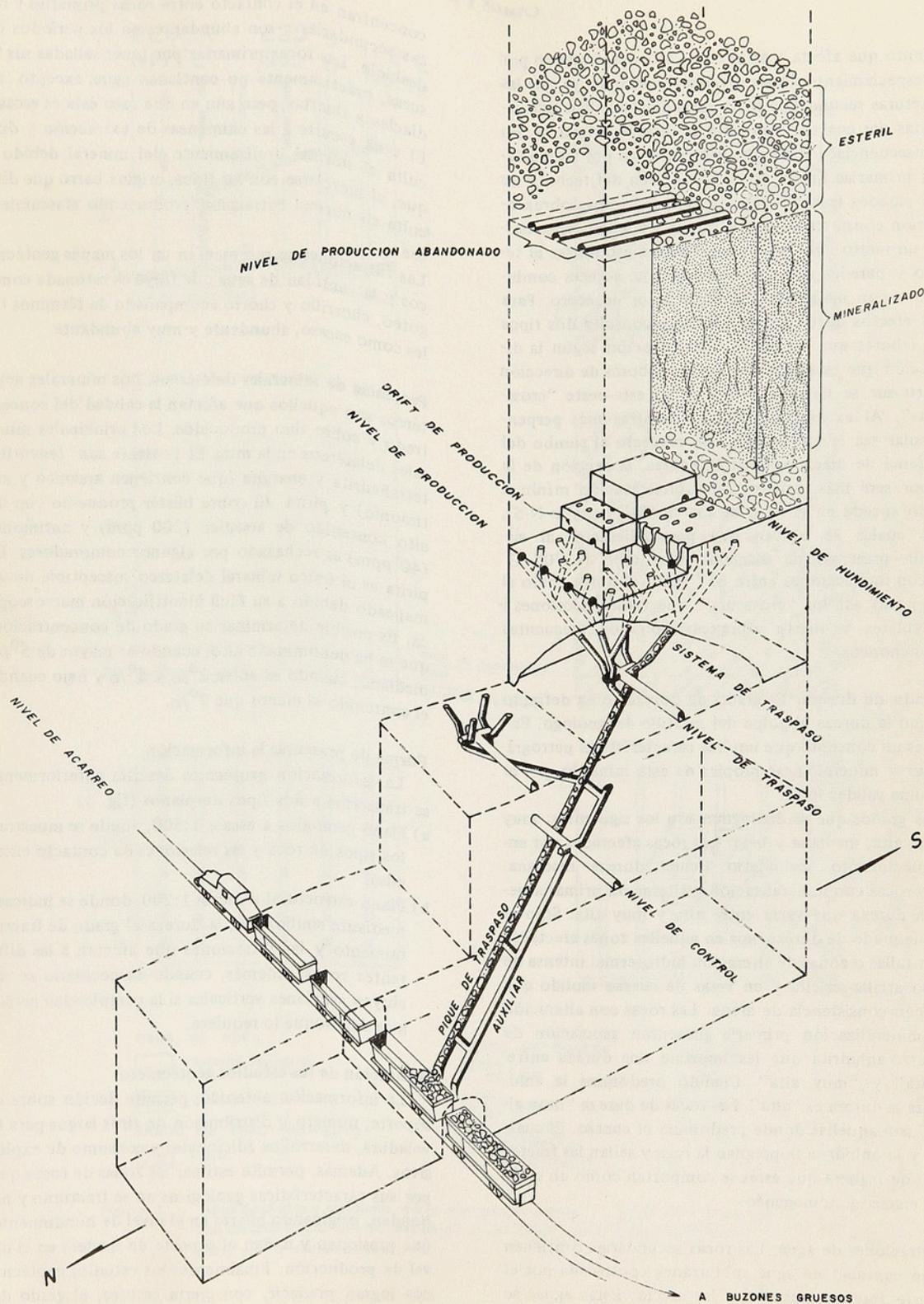


Figura 2. Bloque diagrama mostrando el sistema de explotación y traspaso de mineral en la mina El Teniente.

miento que afecta a estas rocas está determinado por el espaciamiento de las diaclasas primarias, ya que las fracturas secundarias entre estas diaclasas han sido selladas por cuarzo - anhidrita y sulfuros primarios. En consecuencia, los bloques diferenciados por las diaclasas primarias tienen caras lisas y caen del techo y de las paredes (planchoneo) produciendo una sobreexcavación considerable. Estos bloques pueden tener hasta un metro cúbico, lo cual obliga a estabilizar el techo y paredes con pernos de anclaje, a veces combinados con mallas de acero y marcos de acero. Para los efectos de desarrollo, la mina consulta dos tipos de labores que varían en denominación según la dirección que éstas tengan. Así, las labores de dirección norte-sur se llaman "drifts" y las este-oeste "crosscuts". Al excavar una labor, mientras más perpendicular sea el eje de ésta con respecto al rumbo del sistema de diaclasas predominantes, la sección de la labor será más regular y la sobreexcavación mínima. Esto sucede en el caso de los "drifts" (rumbo N-S), los cuales se ubican casi perpendiculares al sistema principal de diaclasas de rumbo N 70° E y con inclinaciones entre 65° tanto al norte como al sur). No así los "crosscuts", que tienen secciones irregulares y fuerte sobreexcavación con frecuentes planchoneos.

Grado de dureza. El grado de dureza se ha definido como la dureza al golpe del martillo del geólogo. Este es un concepto que implica características petrográficas y mineralógicas propias de esta mina, lo que le da una validez local.

Los grados que se distinguen son los siguientes: muy alta, alta, mediana y baja. Las rocas afectadas por enriquecimiento secundario tienen dureza mediana. Las rocas con mineralización y alteración primaria tienen dureza que varía entre alta y muy alta. Sólo se tiene grado de dureza baja en aquellas zonas afectadas por fallas o zonas de alteración hidrotermal intensa de tipo arcilla-sericita y en vetas de cuarzo molido que tienen consistencia de arena. Las rocas con alteración y mineralización primaria presentan asociación de cuarzo-anhidrita que les imprime una dureza entre "alta" y "muy alta". Cuando predomina la anhidrita la dureza es "alta". Las rocas de dureza "muy alta" son aquellas donde predomina el cuarzo. El cuarzo y la anhidrita impregnan la roca y sellan las fracturas, de manera que éstas se comportan como un cuerpo macizo y homogéneo.

Filtraciones de agua. Las rocas secundarias contienen gran cantidad de agua subterránea controlada por el fuerte fracturamiento que las afecta. Estas aguas se

concentran en el contacto entre rocas primarias y rocas secundarias y son abundantes en los períodos de deshielo. Las rocas primarias por tener selladas sus fisuras, prácticamente no contienen agua, excepto en diaclasas abiertas, pero aún en este caso ésta es escasa. El agua escurre a las chimeneas de extracción y dificulta el normal deslizamiento del mineral debido a que, al mezclarse con los finos, origina barro que dificulta su normal extracción produciendo atascamientos.

Las filtraciones se representan en los mapas geotécnicos y la cantidad de agua que fluye es estimada como goteo, chorrillo y chorro acompañado de términos tales como escaso, abundante y muy abundante.

Presencia de minerales deletéreos. Los minerales deletéreos son aquellos que afectan la calidad del concentrado y cobre fino producidos. Los principales minerales deletéreos en la mina El Teniente son: tenanita, tetrahedrita y enargita (que contienen arsénico y antimonio) y pirita. El cobre blister producido con un alto contenido de arsénico (200 ppm) y antimonio (40 ppm) es rechazado por algunos compradores. La pirita es el único mineral deletéreo susceptible de ser mapeado debido a su fácil identificación macroscópica. Es posible determinar su grado de concentración, que se ha denominado alto, cuando es mayor de 5^o/o, mediano, cuando es entre 2^o/o y 5^o/o y bajo cuando el contenido es menor que 2^o/o.

Forma de presentar la información

La información geotécnica descrita anteriormente se transcribe a dos tipos de planos (fig. 3)

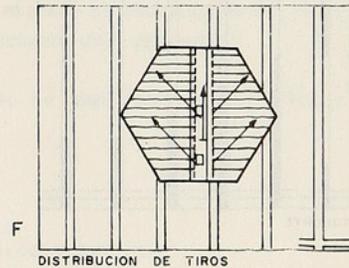
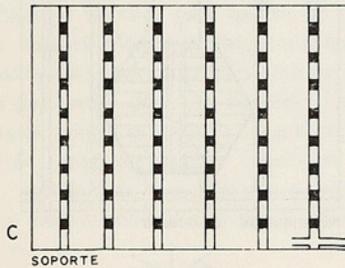
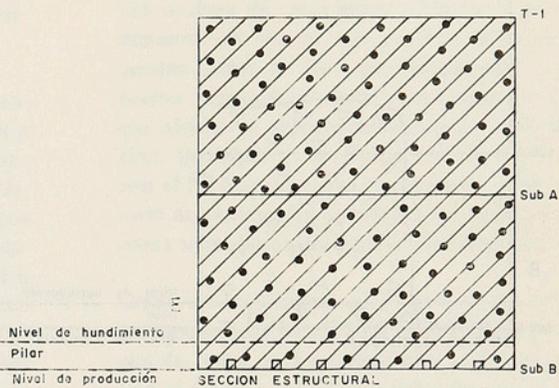
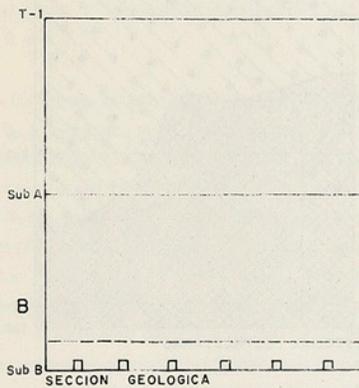
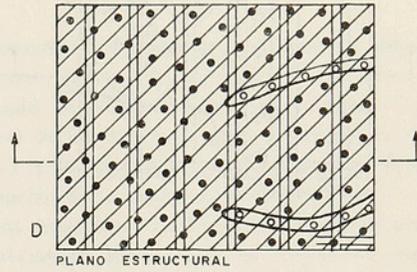
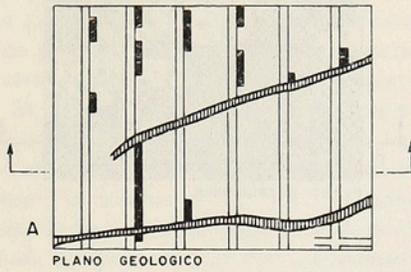
- Plano geológico a escala 1:500, donde se muestran los tipos de roca y las relaciones de contacto entre ellas.
- Plano estructural a escala 1:200, donde se indican, mediante simbología, la dureza el grado de fracturamiento y las filtraciones que afectan a las diferentes rocas. Además, cuando es necesario se incluyen secciones verticales si la complejidad geológica del bloque lo requiere.

Aplicación de los estudios geotécnicos

La información obtenida, permite decidir sobre el soporte, número y distribución de tiros largos para la voladura, desarrollos adicionales y consumo de explosivos. Además, permite estimar las zonas de rocas que por sus características geológicas no se fracturan y no hunden, originando pilares en el nivel de hundimiento que presionan y dañan el soporte de madera en el nivel de producción. Finalmente, los estudios geotécnicos logran predecir, con cierta certeza, el grado de

BLOCK : 225 D 1/2 E
 NIVEL : Sub B Norte

ESCALA 1 : 2.000



TIPOS DE ROCA

- Andesita secundaria
- Vetas de cuarzo molido

GRADO DE FRACTURAMIENTO

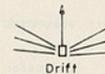
- Fuelle

GRADO DE DUREZA

- Alta
- Mediana

FILTRACIONES

- Chorrillo - Goteo



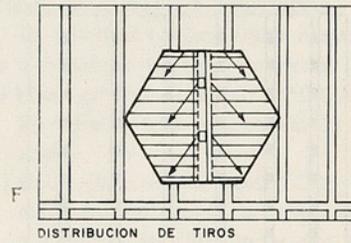
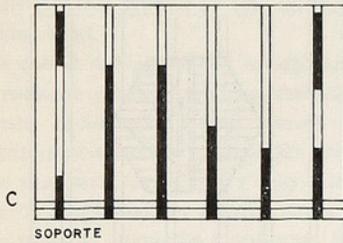
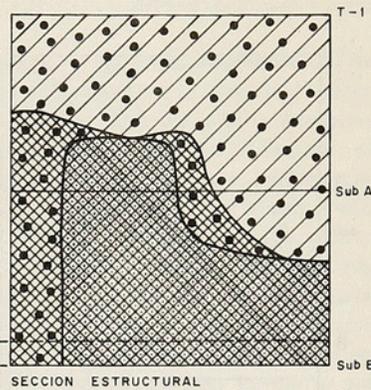
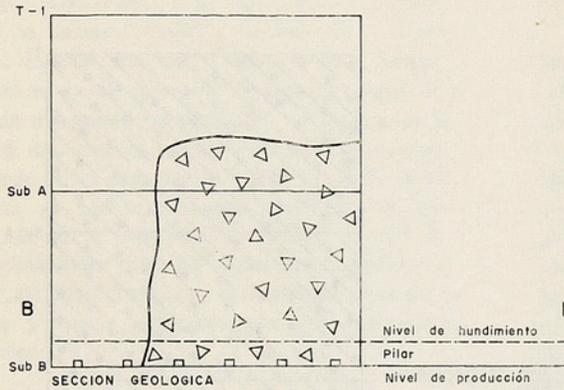
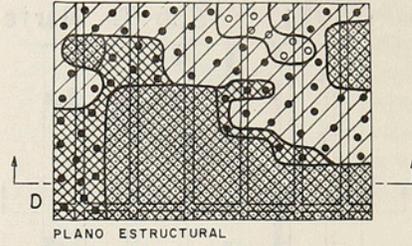
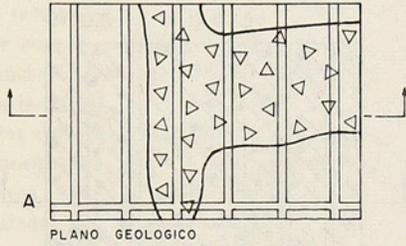
SOPORTE

- Marcos 12" x 12"
- Marcos 8" x 8"

Figura 3. Tipo de planos y secciones con la información geológica y geotécnica para un bloque con características muy buenas para el hundimiento. Se muestra además el tipo de soporte y distribución de tiros.

BLOCK : 226 A 1/2 B
 NIVEL : Sub B Norte

ESCALA 1 : 2.000



TIPOS DE ROCA

- Andesita secundaria
- Brecha con huecos

GRADO DE FRACTURAMIENTO

- Intenso
- Fuerte

GRADO DE DUREZA

- Alta
- Mediana
- Baja

SOPORTE

- Marcos 12" x 12"
- Marcos 8" x 8"



Figura 4. Tipos de planos y secciones con la información geológica y geotécnica para un bloque con características favorables para el hundimiento, pero que presenta ciertas dificultades que deben ser consideradas durante el desarrollo y preparación del bloque. Se muestra tipo de soporte y distribución de tiros.

hundibilidad del bloque que se va a hundir.

Soporte. Con el objeto de evitar el hundimiento del pilar de roca de 8 m de alto, que se deja entre el nivel de producción y el nivel de hundimiento, es necesario reforzar el nivel de producción mediante un soporte de madera. En general, este enmaderado consiste en colocar marcos de 12" x 12" para proteger cada buitra y marcos intermedios de 8" x 8" a una distancia de 1,5 m entre los marcos de 12" x 12". Cuando se tienen zonas de características geotécnicas desfavorables, se hace necesario reforzar este enmaderado standard. En estos casos se reemplazan los marcos de 8" x 8" por marcos de 12" x 12", llegando a veces, incluso, a disminuir el espaciamiento entre estos marcos (ver figs. 3,4 y 5).

Distribución de tiros largos. Las características geotécnicas de cada bloque condicionan la distribución y número de tiros largos necesarios a perforar para hundirlo. Una vez definidas estas características, el Departamento Mina decide la densidad de tiros largos que deben perforarse. Para bloques en roca secundaria, que hunde fácilmente, se perforan alrededor de 6 tiros de 21 pies de largo y 2" de diámetro en abanico por parada (*) espaciadas cada 1,5 m entre si (ver fig. 3). Para roca primaria el espaciamiento entre paredes es del orden de un metro y aún menos (75 cm), y la cantidad de tiros perforados ha llegado a ser de 10 tiros por parada (ver fig. 5). Para dar una estimación de la cantidad necesaria de tiros para hundir un metro cuadrado de la base del bloque, podemos señalar que, para rocas secundarias se necesitan alrededor de 7 pies de tiros largos por metro cuadrado hundido. Esta cifra aumenta hasta valores cercanos a 10 pies de tiros largos por metro cuadrado hundido cuando se tiene roca primaria, siendo este caso referido a bloques donde se tienen una combinación de mena primaria y mena secundaria.

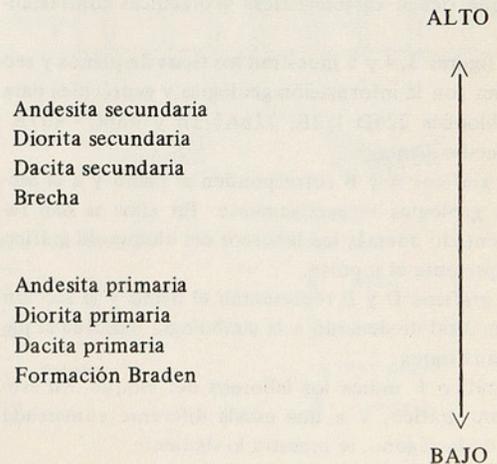
Consumo de explosivos. Existe relación directa entre la cantidad de tiros largos perforados y el consumo de explosivos. En efecto, para bloques en roca secundaria el consumo es del orden de 7 libras por metro cuadrado hundido y para roca primaria esta cifra puede llegar a 13 libras por metro cuadrado hundido. Esta última cifra se refiere a bloques donde ha habido una combinación de roca primaria y secundaria y donde predomina esta última. Es muy posible que esta cifra 13 lb/ m² sea muy superior cuando se trate de hundir un bloque constituido solamente por roca primaria.

Los explosivos usados en El Teniente son dinamita, ANFO (nitrato de amonio más Diesel N^o 2) y APD-150.

Desarrollos adicionales y formación de pilares de roca. Cuando la roca tiene características favorables para hundir, el Departamento Mina excava o desarrolla el nivel de hundimiento según un esquema pre-establecido. Este esquema es modificado cuando se informa respecto de la existencia de zonas de rocas que se supone hundirán con dificultad. En estos casos el Departamento Mina desarrolla labores adicionales consistentes en estocadas excavadas entre las labores que limitan la zona problema, con el objeto de crear mayor número de caras libres y ayudar al normal hundimiento del bloque. Los posibles pilares de roca que queden sobre el nivel de hundimiento, concentran fuertes presiones durante el hundimiento del bloque que afectan el soporte de madera del nivel de producción. Estos pilares de roca se hunden reperforándolos con el fin de asegurar su fracturación. Para proteger el nivel de producción se refuerza el enmaderado de las zonas sobre las cuales pueden formarse pilares.

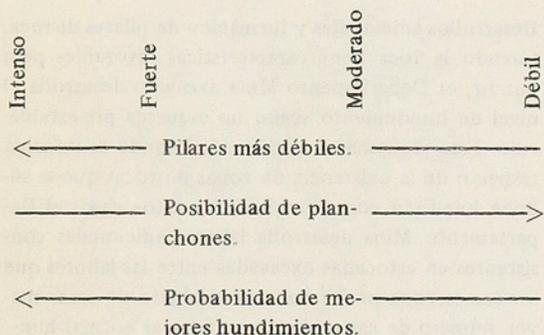
Grado de hundimiento. El grado de hundimiento de un bloque está controlado principalmente por los tipos de rocas, el fracturamiento y la dureza de ellas. Con el fin de mostrar estas relaciones se ha confeccionado el siguiente cuadro que señala respectivamente el grado de hundibilidad en relación a los tipos de roca y el grado de fracturamiento y dureza en relación a la eficiencia del hundimiento.

Grado de hundibilidad en relación al tipo de roca

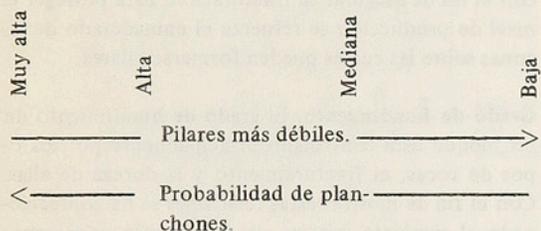


(*) Se entiende por parada, la posición desde donde se perforan los tiros.

Eficiencia del hundimiento relacionado al fracturamiento



Eficiencia del hundimiento en relación a la dureza



Casos prácticos. A continuación se incluyen 3 ejemplos de bloques explotados en los que se muestra la utilización que el Departamento Mina hace de la información geotécnica. Se han elegido estos bloques porque tienen características geotécnicas contrastantes.

Las figuras 3, 4 y 5 muestran los tipos de planos y secciones con la información geológica y geotécnica para los bloques 225D 1/2E, 226A1/2B y 436C - 437A respectivamente.

Los gráficos A y B corresponden al plano y a la sección geológica respectivamente. En ellos se han representado además los laboreos del bloque. El gráfico C representa el soporte.

Los gráficos D y E representan el plano y la sección estructural de acuerdo a la simbología indicada al pie de cada figura.

El gráfico F indica los laboreos del bloque. En este mismo gráfico, y a una escala diferente enmarcada por un hexágono, se muestra lo siguiente:

- Las dos paralelas de línea continua corresponden al drift del nivel de producción.

- Las dos paralelas de línea de segmento corresponden al drift del nivel de hundimiento.
- Las líneas horizontales corresponden a la proyección horizontal de los tiros largos que se hayan proyectado desde cada parada.
- Las flechas corresponden a los tiros de levante.

Bajo el gráfico F se muestran en sección algunas de las distribuciones de tiros largos que se proyectan por cada parada, para roca primaria o secundaria.

Bloque 225D1/2E (fig. 3)

Area hundida: 5.400 m²

Altura: 100 m

Tipo de roca: andesita secundaria

Fracturamiento: fuerte

Dureza: mediana

Grado de hundibilidad estimado: alto

Soporte: standard. Marcos de madera de 12" x 12" en torno a buitras con marcos intermedios de 8" x 8" entre ellos.

Distribución de tiros largos: standard (*)

Consumo de explosivos: 6,0 lb/m² hundido

Pies de tiros largos por m² : 6,54

Comentarios:

Este bloque es un caso típico en que se tienen condiciones geotécnicas favorables para un buen hundimiento. La mayor parte de los bloques hundidos a la fecha, son geotécnicamente muy similares. Este bloque se hundió sin presentar ningún tipo de problemas mayores.

Bloque 226A1/2B (fig. 4)

Area hundida : 5.400 m²

Altura: 100 m

Tipos de roca: - andesita secundaria

- brecha con huecos

Se analizan a continuación estos dos tipos de rocas por separado.

Andesita secundaria

Fracturamiento: fuerte a intenso

Dureza: mediana a baja

Grado de hundibilidad estimado: alto

Soporte: zonas de dureza baja: todos los marcos para estas zonas son de 12" x 12".

zonas de dureza mediana: standard

Distribución de tiros largos: standard

Brecha con huecos

Fracturamiento: moderado a intenso

Dureza: mediana a baja

Soporte: todas las zonas de dureza baja con marcos de

(*) La distribución standard consiste en seis tiros largos por parada, en que se tienen dos tiros de levante central por cada seis paradas.

BLOCK : 436 C - 437 A
 NIVEL Sub B Norte

ESCALA 1 : 2.000

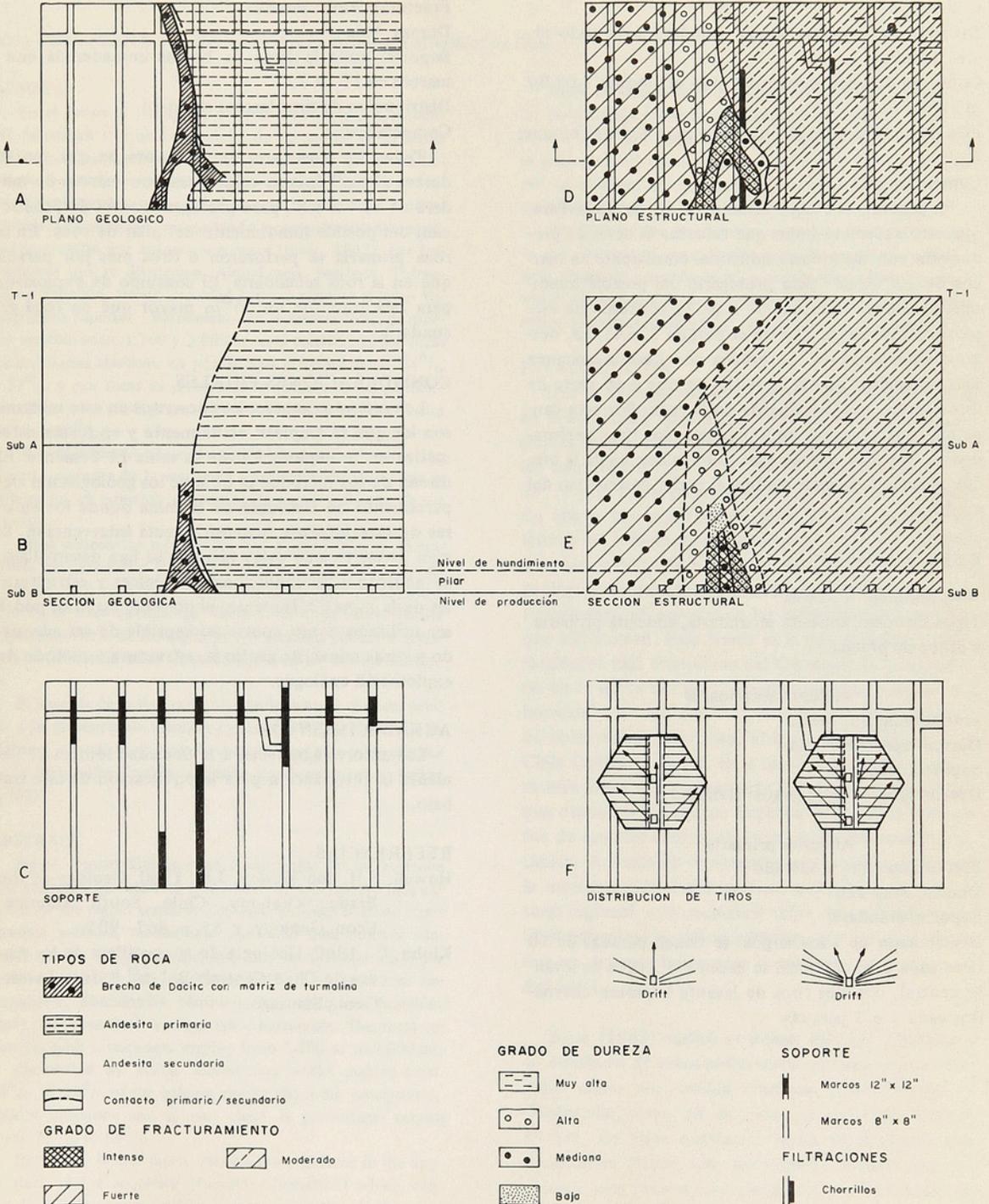


Figura 5. Tipos de planos y secciones con la información geológica y geotécnica para un bloque mixto, con rocas que presentan diferentes características geotécnicas. Se muestra el tipo de soporte y las distribuciones de tiros, distintas por cada unidad litológica.

12" x 12" y las zonas de dureza mediana con soporte standard.

Distribución de tiros largos: standard para todo el área hundida.

Consumo de explosivos para todo el bloque: 7,08 lb/m² hundido.

Pies de tiros largos/ m² hundido para todo el bloque: 6,45.

Comentarios:

En general, el bloque hundió sin dificultades. Para que esto sucediera hubo que reforzar el nivel de producción con un soporte adicional consistente en marcos de 12" x 12" para protegerlo del posible hundimiento del pilar de roca de 8 m. El consumo de explosivos fue mayor que en el bloque 226A1/2B, descrito anteriormente. La brecha con huecos consume más explosivos que la andesita, ya que gran parte de éste escurre por los huecos de la roca. Por esta causa hay que recargar continuamente los tiros perforados. A esto hay que agregar que los huecos de la brecha absorben en gran medida el poder destructivo del explosivo.

Bloque 436C-437A (fig. 5)

Área hundida: 8.316 m²

Tipos de roca: andesita secundaria, andesita primaria y dique de brecha.

Andesita secundaria

Fracturamiento: fuerte

Dureza: mediana a alta

Soporte: standard

Distribución de tiros largos: standard

Andesita primaria

Fracturamiento: moderado

Dureza: muy alta

Soporte: standard

Distribución de tiros largos: se tienen paradas de 10 tiros cada una. Además, se hacen 1 o 2 tiros de levante central, con dos tiros de levante laterales, alternados cada 2 o 3 paradas.

Dique de brecha

Fracturamiento: intenso

Dureza: baja

Soporte: toda la zona de brecha enmaderada con marcos de 12" x 12".

Distribución de tiros largos: standard

Comentarios:

Todas las zonas con dique de brecha que tenían dureza "baja" fueron reforzadas con marcos de madera de 12" x 12", para proteger el nivel de producción del posible hundimiento del pilar de roca. En la roca primaria se perforaron 6 tiros más por parada que en la roca secundaria. El consumo de explosivos para esta roca fue un 25% mayor que en roca secundaria.

CONSIDERACIONES FINALES

Los métodos geotécnicos descritos en este informe son los que se emplean actualmente y en forma sistemática en la explotación de la mina El Teniente. El diseño de los métodos es obra de los geólogos del Departamento de Geología de la mina donde los autores de este informe tuvieron directa intervención. Si bien es cierto que estas técnicas se han desarrollado de acuerdo a las condiciones geológicas y estructurales de la mina El Teniente, el presente estudio, podrá ser utilizado como aporte susceptible de ser adecuado a otras minas, de geología, estructura y método de explotación análogos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Sociedad Minera El Teniente la autorización para la publicación de este trabajo.

REFERENCIAS

- Howell, F.H. and Molloy, J.S., 1960, Geology of the Braden Orebody, Chile, South America: Econ. Geology, v. 55, p. 863 - 905.
- Klohn, C., 1960, Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central: Bol. n° 8, Inst. Invest. Geol., Santiago.

ESTRATIGRAFIA DEL NEOCOMIANO MARINO DE LA REGION AL SUR DE COPIAPO, PROVINCIA DE ATACAMA.

JOSE CORVALAN D. *Departamento de Geología, Universidad de Chile.*

RESUMEN

En el presente trabajo se discute la estratigrafía, secuencia faunística y litofacies general de un sector de la franja de sedimentos marinos expuesta en la región al sur de Copiapó. A través de perfiles detallados se analizan las unidades formacionales y sus relaciones de contacto; se precisa, además, su definición, enmendando y complementando aquellas propuestas por autores anteriores (Biese, 1942). Las formaciones que se distinguen, Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón, tienen una edad correspondiente al lapso Valanginiano superior - Barremiano. La secuencia total, de espesor variable entre 1.700 y 2.000 m, está constituida por rocas sedimentarias clásticas, en porcentajes variables entre 24^o/o y 32^o/o y por rocas de precipitación química, principalmente calizas y en parte pedernal, en porcentajes variables entre 76^o/o y 68^o/o.

Se evidencian cambios de facies laterales importantes en la parte superior de la secuencia (formación Pabellón) que se reflejan en un aumento progresivo de material clástico de sur a norte.

Estos sedimentos representan una acumulación en un ambiente de plataforma de poca profundidad (sublitoral); una parte de ellos se habría depositado en la zona infralitoral y otra en la zona circalitoral. Variaciones en la razón clástica y granulometría de las distintas formaciones permiten visualizar la influencia de la línea de costa dentro de este ambiente.

El yacente de la secuencia neocomiana no se conoce, debido a la presencia de intrusivos granodioríticos; sobre ella se dispone, con discordancia de erosión, una secuencia clástica de la formación Cerrillos definida por Segerstrom y Parker (1959).

ABSTRACT

Present report discusses the stratigraphy, faunal sequence and general lithofacies in a segment of the marine belt exposed in the region south of Copiapó. Through detailed stratigraphic sections, formational units and their contact relationships are analyzed, emending and complementing those defined by earlier authors (Biese, 1942). The formations distinguished, Abundancia, Nantoco, Totoralillo and Pabellón, cover the span late Valanginian - Barremian. The total sequence, with a thickness varying from 1,700 m to 2,000 m, is constituted by clastic sedimentary rocks making from 24^o/o to 32^o/o of the column and by chemical precipitates, mainly limestone and in part chert, in percentages varying from 76^o/o to 68^o/o.

Important lateral facies changes are evidenced in the upper part of the sequence (Pabellón formation) which consist in a progressive northward increase of the clastic materials.

These sediments were accumulated within a shallow water (sublittoral) platform environment, partly over the infralittoral zone, and partly on the circalittoral zone. Variations in grain size and clastic ratio in the different formations, permit to visualize the influence of the coast line within this environment.

The base of the Neocomian sequence is not known, due to the presence of granodioritic intrusive rocks; it underlies, with erosional unconformity, a continental clastic sequence which was included in the Checo de Cobre member of the Cerrillos formation defined by Segerstrom and Parker (1959).

INTRODUCCION

Una de las regiones de la provincia de Atacama que en la actualidad cuenta con mayor información geológica es la que corresponde a una franja ubicada entre los meridianos 70^o y 70^o 30' y los paralelos 27^o y 28^o y que tiene como centro la ciudad de Copiapó. En ella se han realizado estudios estratigráficos intensivos y de levantamiento geológico a escala 1:50.000, que han servido de base para los numerosos estudios geológico económicos y geofísicos desarrollados posteriormente, en especial en los varios distritos mineros que allí existen. Esta franja es la que incluye los afloramientos más completos del Cretácico Inferior marino en el norte del país, desarrollado en facies de carbonatos y de sedimentos clásticos, sin participación de rocas volcánicas. Esta, al igual que en el resto de Chile Central y Norte, es la secuencia marina fosilífera más joven que forma parte del relleno geosinclinal, que durante el Cretácico Superior y Terciario Inferior fue de carácter continental y predominantemente volcánico. Además de representar una unidad clave para la interpretación estratigráfica, cronológica y estructural regional, esta secuencia tiene un especial interés biostratigráfico y paleogeográfico, por ser muy fosilífera en diversos horizontes y por tener gran continuidad areal.

Biese (1942) realizó el primer estudio estratigráfico detallado de estos sedimentos marinos reconociéndolos como una unidad continua entre Copiapó y Chañarillo, o sea, en un tramo de aproximadamente 40 km. En ellos distinguió varias formaciones con abundantes fósiles, que permitieron definir una cronología más precisa, especialmente con el estudio de la fauna realizado por Tavera (1956).

Sin embargo, cuando la Sección Geología de la

Corporación de Fomento inició los trabajos geológicos regionales en la provincia de Atacama en el año 1955, se hizo necesaria una revisión de las unidades definidas por Biese, tanto para estudiar su desarrollo litológico, conocer sus facies laterales y verticales, completar el conocimiento de sus relaciones estratigráficas y estructurales y comprobar su validez regional, como para obtener más antecedentes biostratigráficos que contribuyeran a un mejor conocimiento de las secuencias faunísticas y a una cronología más precisa. Por esta razón, se encomendó al autor, con la ayuda de los Srs. Raúl Salas y Francisco Ortíz (actualmente Geólogos del Instituto de Investigaciones Geológicas) el estudio del Neocomiano marino en el sector comprendido entre las quebradas Meléndez y Cerrillos (fig.1).

Los resultados estratigráficos de este estudio se expresaron en un informe titulado "El Cretácico Inferior en la provincia de Atacama", en el año 1955, que cumpliendo con sus objetivos más inmediatos, proporcionó la información necesaria para el levantamiento geológico a escala 1:50.000, pero permaneció inédito, aunque disponible para consulta en el Instituto de Investigaciones Geológicas.

En ese informe se propuso algunas modificaciones al esquema estratigráfico de Biese y se complementó la definición de las diferentes formaciones, ampliándose también el conocimiento de sus relaciones de contacto. Sin embargo, y aun cuando el esquema modificado propuesto fue adoptado por los geólogos que realizaron el levantamiento geológico a escala 1:50.000, el hecho de que no se expresara en una publicación, no lo valida según las normas estratigráficas vigentes. Además, la fauna recolectada con control estratigráfico preciso, cuya ubicación se encuentra en secciones columnares detalladas, no ha sido estudiada en su totalidad con fines de Paleontología sistemática.

Por estas razones, y con el objeto de formalizar las proposiciones estratigráficas contenidas en ese informe y de poner a disposición de los interesados la información biostratigráfica obtenida, se ha estimado conveniente la presente publicación. Ella está basada en el informe original del año 1955, al cual se le ha hecho ligeras modificaciones en base a estudios realizados posteriormente, pero tratando de mantener en lo posible el texto original.

Ubicación del área estudiada

Durante el presente trabajo se estudió la franja de sedimentos marinos del Neocomiano en la región ubicada al sureste de Copiapó, provincia de Atacama, en

un tramo comprendido entre Quebrada Meléndez por el norte y Quebrada Cerrillos por el sur. Ambas quebradas, de dirección este-oeste, confluyen al valle del río Copiapó a distancias de 13 km y de 24 km, respectivamente, de la ciudad de Copiapó (fig.1).

En Quebrada Meléndez los sedimentos se extienden desde su desembocadura, a 2 km al norte de Tierra Amarilla, hasta aproximadamente 8 km hacia el este. En ella aparecen expuestas todas las unidades discutidas en el presente trabajo.

En Quebrada Cerrillos, la franja sedimentaria se extiende hasta 6 km hacia el este de su desembocadura en el río Copiapó, entre los pueblos de Nantoco y Totoralillo, ocupando un ancho mucho mayor hacia el oeste.

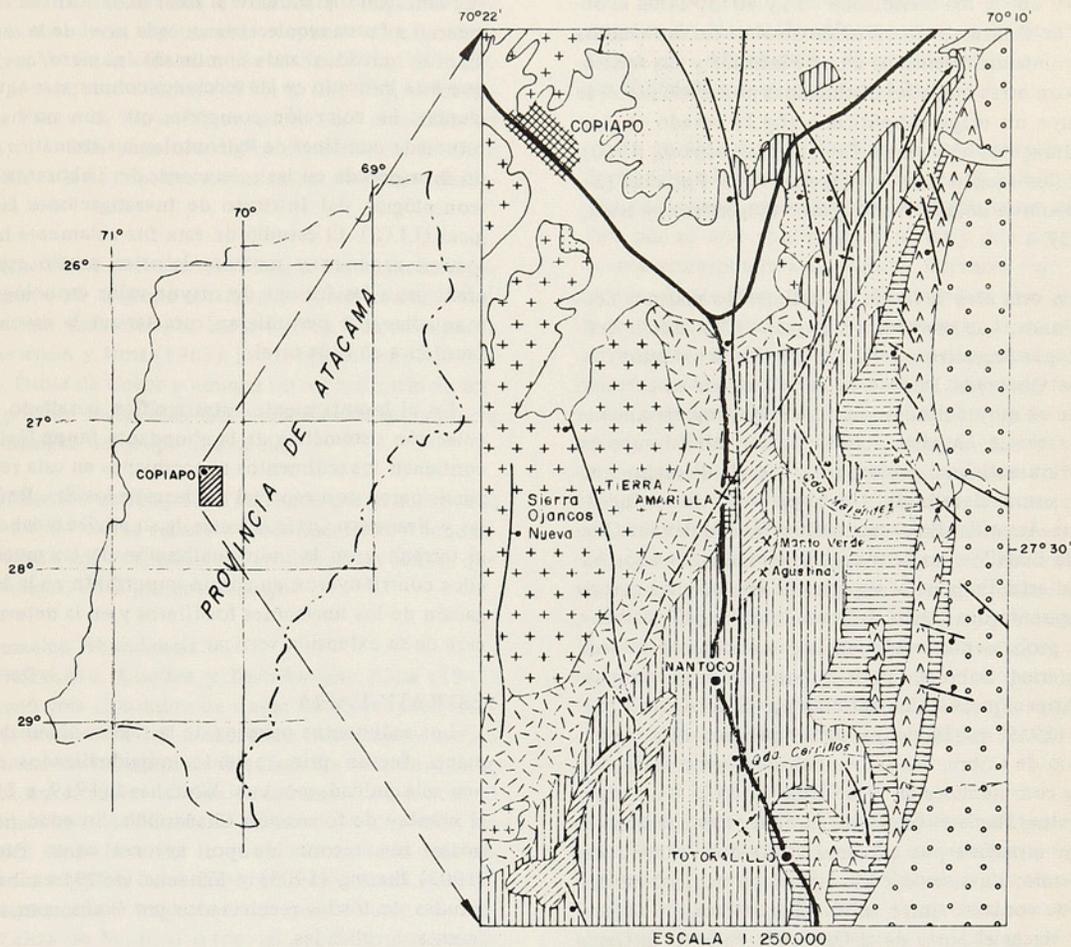
En esta área queda incluido el Distrito Minero Punta del Cobre, ubicado a 1 km al sur de Tierra Amarilla, al sureste del cual Biese (1942) estudió un perfil completo de los sedimentos marinos, sobre el que basó la delimitación y definición de varias formaciones.

Además del camino principal que une Copiapó con los distintos pueblos ubicados hacia el sur, en el valle del río Copiapó, existen caminos de tierra en las quebradas Meléndez y Cerrillos, que permiten un fácil acceso a toda la secuencia marina.

Antecedentes geológicos generales

El primer estudio comprensivo de la región ubicada al sur de Copiapó, fue el realizado por Biese (1942) quien puso especial énfasis en la franja de sedimentos marinos allí expuesta. Dicho autor efectuó un levantamiento geológico regional, aun cuando no dispuso de una base topográfica adecuada, de una franja de aproximadamente 40 km de largo por un ancho de 9 a 14 km, comprendida entre Copiapó y Chañarillo. En esta franja, en cuyo sector norte queda incluido el segmento comprendido entre Quebrada Meléndez y Quebrada Cerrillos, Biese diferenció las unidades litológicas asociadas a la secuencia neocomiana marina, denominada formación Chañarillo por Whitehead (1919); en ésta distinguió, de más antigua a más joven, las formaciones Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón. El autor citado (1942) compiló esta información en un mapa geológico que fue publicado a una escala aproximada de 1:150.000.

Con posterioridad al estudio estratigráfico que se informa en el presente trabajo, se realizó en la parte central de la provincia de Atacama, el levantamiento geológico a escala 1:50.000 de ocho cuadrángulos



ESCALA 1:250000

LEYENDA

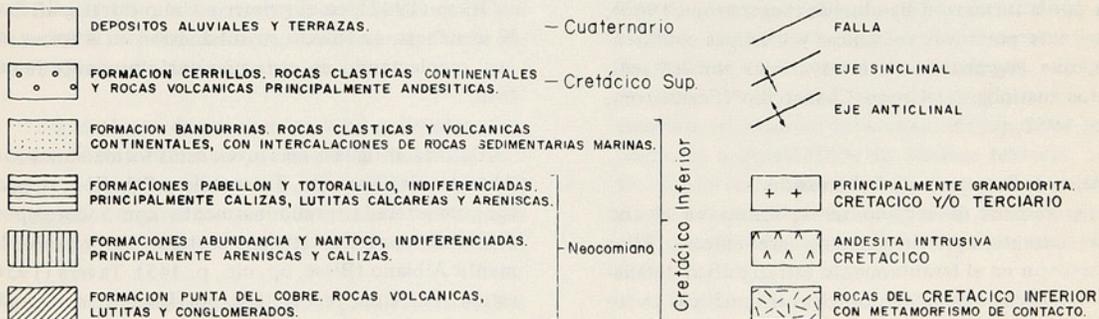


Fig. 1. Mapa de ubicación del área estudiada y de distribución del Neocomiano marino (basado en Segerstrom, 1968)

que cubren el área comprendida entre los paralelos 27° y 28° y los meridianos 70° y 70°30'. Con el objeto de ilustrar la distribución areal de los sedimentos neocomianos discutidos en este informe y sus relaciones con otras unidades distinguidas posteriormente, se incluye un mapa simplificado (fig.1) basado en los cuadrángulos Quebrada Paipote (Segerstrom, 1960), Cerrillos (Segerstrom y Parker, 1959), Pintadas (Segerstrom *et al.*, 1963) y Copiapó (Segerstrom y Ruiz, 1962).

En esta área la franja de sedimentos marinos neocomianos, que constituyen el grupo Chañarcillo definido por Segerstrom y Parker (1959), se extiende desde la Quebrada Paipote hacia el sur; en su extremo norte es muy delgada, y se ensancha progresivamente hacia el sur, en parte debido al desarrollo de una estructura anticlinal general cuyo eje, de dirección noreste, cruza el valle del río Copiapó en la latitud de Tierra Amarilla. En el sector Quebrada Meléndez-Quebrada Cerrillos, las formaciones tienen inclinación hacia el este. En la parte superior de la secuencia marina se presenta una franja de rocas intrusivas andesíticas, que probablemente elimina algunos horizontes sedimentarios. Sobre éstos se dispone discordantemente la formación Cerrillos definida por Segerstrom y Parker (1959, p. 10) cuya parte inferior, el miembro Checo de Cobre, fue individualizado como rocas clásticas continentales en el informe de 1955 del presente autor. Hacia el oeste, los sedimentos neocomianos están intruidos por extensos afloramientos de rocas granodioríticas, existiendo una zona de metamorfismo de contacto entre ambos (Segerstrom, 1968, mapa). Hacia el norte de la Quebrada Paipote, la franja sedimentaria marina (Grupo Chañarcillo) es reemplazada por la formación Bandurrias (Segerstrom, 1960), constituida por rocas volcánicas y clásticas continentales, que engrana en distintos niveles con los sedimentos marinos del Grupo Chañarcillo (Segerstrom, 1963; 1968, p.21).

Trabajos de Terreno y de Laboratorio

Los trabajos de terreno se realizaron en el año 1955, durante aproximadamente tres meses. Ellos consistieron en el levantamiento estratigráfico detallado y recolecciones paleontológicas sistemáticas en toda la sección expuesta en Quebrada Meléndez, en la parte superior de los afloramientos en Quebrada Cerrillos, y en perfiles locales al este del distrito Punta del Cobre. El levantamiento se realizó con brújula y huincha, con estricto control de su posición y medición de los ángulos de pendiente y de inclinación de las capas. Los muestreos petrográficos y paleontológicos se ubicaron en la poligonal según el metraje co-

rrespondiente en la huincha. Los cálculos de espesor se realizaron diariamente al final de la jornada de terreno. La fauna recolectada en cada nivel de la secuencia, fue individualizada con un sólo número, que es el que está indicado en las secciones columnares aquí incluidas. La colección completa, que aún no ha sido estudiada con fines de Paleontología sistemática, quedó incorporada en las colecciones del Laboratorio Paleontológico del Instituto de Investigaciones Geológicas (I.I.G.). El estudio de ésta fue solamente hecho a nivel genérico y no completo; se prestó especial atención a las formas de mayor valor cronológico y a aquellas que permitieran caracterizar la asociación faunística en cada nivel.

En el levantamiento estratigráfico detallado y recolección sistemática de la abundante fauna fósil que contienen los sedimentos neocomianos en esta región, participaron con especial dedicación los Srs. Raúl Salas y Francisco Ortíz. Además de su eficiente labor en el terreno y en la individualización de las muestras, ellos contribuyeron en forma importante en la localización de los horizontes fosilíferos y en la determinación de su extensión vertical.

ESTRATIGRAFIA

Los sedimentos marinos de la región al sur de Copiapó, fueron primeramente individualizados como una sola unidad, a la cual Whitehead (1919, p.7), dió el nombre de formación Chañarcillo. Su edad neocomiana fue reconocida por autores como Paulcke (1903) Ihering (1903) y Fritzsche (1923) en base al estudio de fósiles recolectados por Steinmann en diferentes localidades.

Biese (1942), en el primer estudio estratigráfico de la secuencia, estableció su subdivisión en 4 formaciones, recolectando en cada una, una abundante fauna fósil.

De más antigua a más joven estas formaciones son: Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón; su edad fue considerada preliminarmente como correspondiente al lapso Hauteriviano-Aptiano hasta probablemente Albiano (Biese, *op. cit.*, p. 445). Tavera (1956) estudió la fauna recolectada por Biese, concluyendo un rango de edad para toda la secuencia, comprendida entre el Valanginiano superior (próximo al límite Valanginiano-Hauteriviano) y el Aptiano inferior ó el límite Barremiano-Aptiano (Tavera, *op. cit.*, p. 210, 213). Posteriormente, Segerstrom y Ruiz (1962, p.23) reconocieron una unidad infrayacente a la formación Abundancia, proponiendo para ella el nombre de formación Punta del Cobre. Ella está constituida por ro-

cas predominantemente volcánicas, de origen submarino, con intercalaciones de lutitas y conglomerados brechosos finos, típicamente expuestos en la mina Manto Verde del Distrito Minero Punta del Cobre. Según los autores citados (1952, p. 23, 25), la formación Punta de Cobre tiene un espesor conocido de 680 m e infrayace con ligera discordancia local de erosión a la formación Abundancia; su base se desconoce.

Segerstrom y Parker (1959, p. 6) incluyeron originalmente en el grupo Chañarillo solamente las 4 formaciones definidas por Biese (1942). Posteriormente Segerstrom y Ruiz (1962), junto con definir la formación Punta de Cobre y aunque sin especificarlo en forma precisa, incluyeron esta unidad como la secuencia más antigua del grupo Chañarillo.

El estudio estratigráfico realizado por el autor en el año 1955, sólo se refiere a las formaciones Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón; éstas son las que se discuten en el presente trabajo.

Formación Abundancia

Definición, Límites y Distribución. Biese (1942) designó con el nombre de Capas de Abundancia a los estratos inferiores de la secuencia neocomiana marina expuesta en la región de Copiapó. La sección tipo se ubica en el sector al este de la mina Abundancia, al sur de Punta del Cobre. Allí estos estratos están intruidos en su base por lo que el autor citado denominó roca eruptiva basal-albitófiro e infrayacen, concordantemente, a la unidad que ese mismo autor denominó Caliza de Nantoco α (op. cit., p. 443). Estas capas constituyen buenos afloramientos en ambos lados del valle del río Copiapó y muy especialmente en el flanco oriental, en el tramo comprendido entre Punta Bateas y Quebrada Meléndez.

Con el objeto de precisar los límites inferior y superior de esta secuencia y conocer su desarrollo litológico vertical, se levantaron tres perfiles (A, B y C) en aquellos lugares en que se la observó en su mejor desarrollo. Estos se ubican de la siguiente manera:

- Perfil A - Quebrada Meléndez, aproximadamente 2 km al norte de Tierra Amarilla.
- Perfil B - Más o menos a 500 m al sur de la mina Agustina, frente a Punta Bateas.
- Perfil C - 300 m al noreste de la mina Abundancia, al sur de Punta del Cobre.

El estudio detallado de cada uno de estos perfiles ha demostrado que su reconocimiento como unidad

cartográfica formacional es válido y que la sección es más completa en Quebrada Meléndez (Perfil A). El nombre de formación Abundancia, en reemplazo de Capas de Abundancia, fue propuesto por Biese (in Hoffstetter *et al.*, 1959, p. 13).

En su área de distribución, las capas basales de la formación Abundancia están siempre en relación con una roca ígnea, generalmente designada como albitófiro por su alto contenido de albita y que probablemente corresponde a un cuerpo intrusivo tipo filón manto. El límite superior de la unidad es bien preciso y se puede reconocer en cualquier lugar, tanto por las diferencias litológicas con la formación suprayacente como por un evidente cambio en el contenido faunístico. El color predominante de los estratos de la formación Abundancia es gris verdoso, determinado principalmente por la presencia de areniscas tobáceas de ese color. Las capas más superiores consisten en areniscas tobáceas de color gris verde claro y en algunas partes, como sucede en Quebrada Meléndez, con intercalaciones de caliza compacta gris clara. Sobre éstas se dispone la formación Nantoco, que en su base está constituida por areniscas, calizas muy compactas gris claras a gris oscuras con color de meteorización rojizo, en bancos delgados, en las que aparecen concreciones ferruginosas y abundantes *Exogyra* de pequeño tamaño.

Litología y Espesor. La formación Abundancia está constituida por una alternación de areniscas en parte tobáceas, de color predominantemente gris verdoso y calizas compactas gris claras a gris verdosas claras. Existen también intercalaciones de lutitas, generalmente muy silicificadas. Las capas basales muestran efectos de metamorfismo debido a la intrusión de albitófiro. Las areniscas, que son los elementos más característicos de la formación Abundancia, varían desde grano fino a medio, grueso y conglomerádicas. El cemento es calcáreo; los clastos corresponden principalmente a queratófiros de diversas texturas, con o sin cuarzo en la masa fundamental; predomina en algunos la textura porfírica de masa fundamental traquítica o hialofítica; en otros se observa textura perlítica.

La secuencia litológica en Quebrada Meléndez es la siguiente (fig. 2).

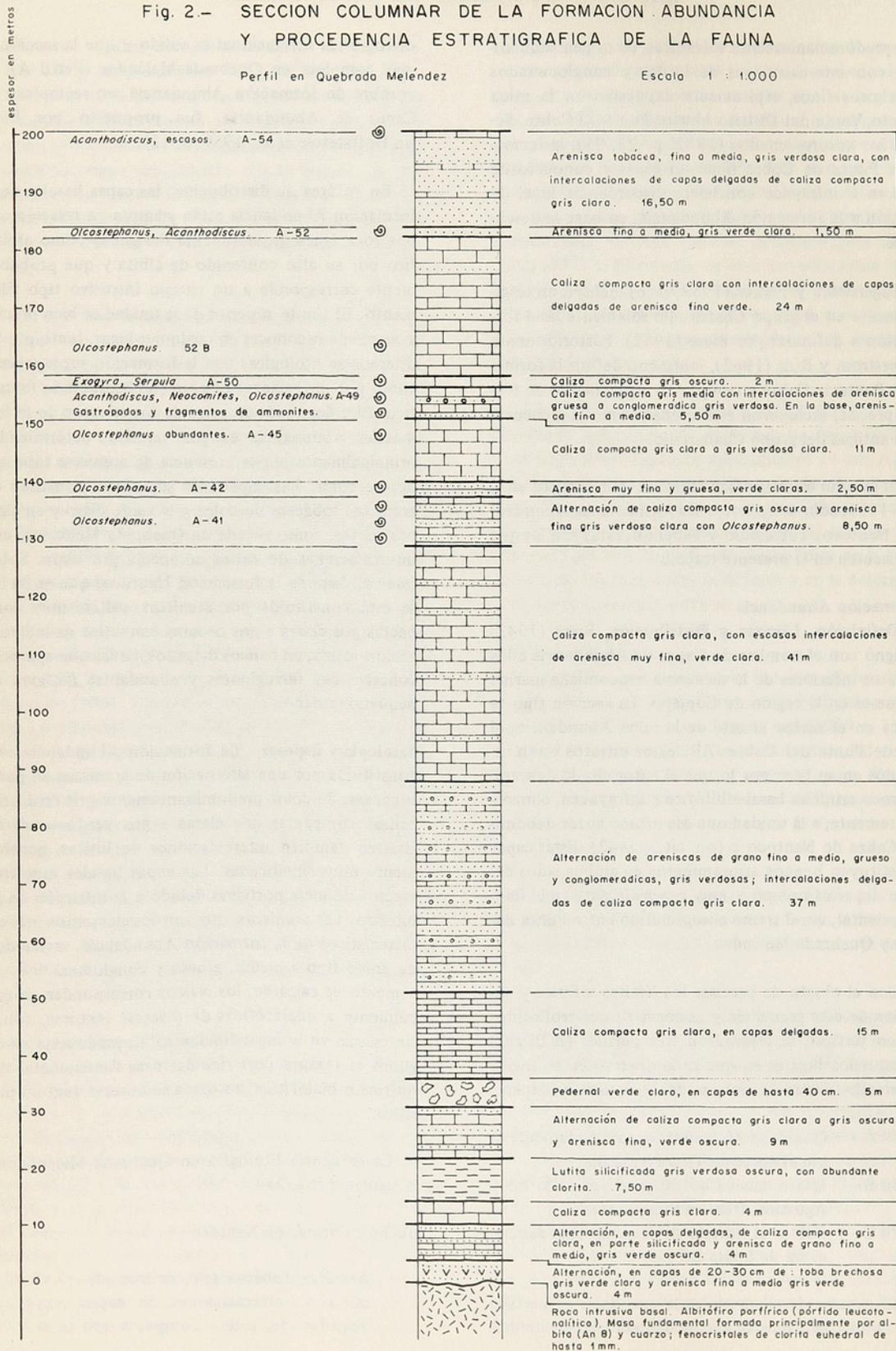
Techo : Formación Nantoco

Arenisca tobácea gris verdosa clara, con intercalaciones de capas delgadas de caliza compacta gris

Fig. 2.- SECCION COLUMNAR DE LA FORMACION ABUNDANCIA Y PROCEDENCIA ESTRATIGRAFICA DE LA FAUNA

Perfil en Quebrada Meléndez

Escala 1 : 1.000



clara. Incluye un banco de caliza con escasos moldes de <i>Acanthodiscus</i> .	16,50 m	oscura.	9,00 m
Arenisca fina a media, gris verde clara, con : <i>Olcostephanus</i> , <i>Acanthodiscus</i> y <i>Nautilus</i> .	1,50 m	Lutita silicificada gris verdosa algo oscura, con abundante clorita.	7,50 m
Caliza compacta gris clara, con intercalaciones de capas delgadas de arenisca fina, verde. Un banco de <i>Olcostephanus</i> .	24,00 m	Alternación en capas delgadas, de caliza compacta silicificada gris clara, con arenisca de grano fino a medio verde oscura y lutita silicificada verde clara.	14,50 m
		Total	200,00 m
Caliza compacta gris oscura, con abundantes <i>Exogyra</i> y <i>Serpula</i> .	2,00 m	El espesor de 200 m en la Quebrada Meléndez, se reduce a aproximadamente 100 m en la región al este de la mina Agustina, lo que estaría condicionado principalmente por el contacto irregular del albitóforo basal.	
Areniscas de grano medio a grueso, gris algo oscuras, con <i>Acanthodiscus</i> , <i>Neocomites</i> , <i>Olcostephanus</i> , <i>Nautilus</i> , <i>Exogyra</i> , <i>Arca</i> , <i>Pleurotomaria</i> , <i>Aporrhais</i> , y algunos echi-noídeos.	5,50 m	Edad y Correlación. Las partes media y superior de la formación Abundancia son las que contienen los estratos más fosilíferos; corresponden principalmente a areniscas tobáceas gris oscuras y calizas compactas, en parte arenosas, también gris oscuras. La fauna es muy característica de la formación, ya que la mayoría de sus elementos no vuelven a aparecer en las formaciones estratigráficamente superiores a ésta.	
Caliza compacta gris clara a gris verdosa clara. <i>Olcostephanus</i> abundantes.	11,00 m	Fósiles predominantes y que existen en gran abundancia, son los ammonoídeos representados por: <i>Olcostephanus curacoensis</i> Weaver, <i>Olcostephanus copipoensis</i> nov. sp., varias formas de <i>Acanthodiscus</i> y <i>Neocomites</i> aff. <i>neocomiensis</i> D'Orbigny. Aparece también junto con éstos, <i>Nautilus perstriatus</i> Steuer. En esta fauna es muy significativa la presencia de frecuentes <i>Olcostephanus curacoensis</i> Weaver, especie que su autor describe como proveniente de los estratos marinos de la formación Mulichinco (fig. 7), ubicada a 2 km al este del lago Auquileo en el norte de Neuquén, de edad valanginiana superior (Weaver, 1931). Esta misma edad le atribuye Leanza a la especie, en su cuadro estratigráfico propuesto en 1945. Las formas de <i>Acanthodiscus</i> que aquí se encuentran, presentan afinidades con elementos del Hauteriviano inferior argentino. Sin embargo, este Piso no estaría representado en la formación Abundancia, ya que <i>Acanthodiscus</i> se presenta en las mismas capas con <i>Olcostephanus curacoensis</i> Weaver. Teniendo en cuenta la distribución vertical de esta última especie, se asigna a la formación Abundancia una edad valanginiana superior. Su correlación cronológica más probable es con la formación Mulichinco del Cretácico Inferior del Neuquén (Argentina). Recolecciones más recientes realizadas por el autor en estratos de la for-	
Arenisca muy fina verde clara y arenisca gruesa verde clara. Dos bancos con <i>Olcostephanus</i> .	2,50 m		
Alternación de caliza muy compacta gris oscura, con arenisca fina gris verdosa clara con <i>Olcostephanus</i> .	8,50 m		
Caliza muy compacta gris clara, con escasas intercalaciones de arenisca muy fina, verde clara.	41,00 m		
Alternación de arenisca gris verdosa de grano fino a medio, grueso y conglomerádicas, con intercalaciones delgadas de caliza compacta gris clara.	37,00 m		
Caliza compacta gris clara, en bancos delgados.	15,00 m		
Pedernal verde claro, en capas de hasta 0,40 m.	5,00 m		
Alternación de arenisca fina verde oscura con caliza compacta gris			

mación Abundancia en la región de Copiapó, han demostrado que las capas con *Olcostephanus curacoensis* contienen también *Lissonia riveroi* (Lisson), lo que confirma la edad valanginiana superior de la formación.

Formación Nantoco

Definición, Límites y Distribución. Esta unidad fue designada originalmente con el nombre de Calizas de Nantoco (Biese, 1942, p. 442) y posteriormente caracterizada con el rango de formación (Biese, in Hoffstetter *et al.*, 1957, p. 237). Aunque el nombre deriva del pueblo de Nantoco en el valle del río Copiapó, la localidad y sección tipo se encuentran a unos 6 km al nor-noreste de ese pueblo y a 2 km al este de Punta del Cobre. La formación Nantoco corresponde a la secuencia de calizas marinas de mayor espesor expuesta en la región de Copiapó, y se intercala concordantemente entre las formaciones Abundancia, infrayacente, y Totoralillo, suprayacente. El contacto inferior está definido por la primera aparición de capas de caliza compacta gris oscura, con color de meteorización pardo rojizo con abundantes concreciones ferruginosas, que se disponen sobre areniscas tobáceas gris verdosas de la formación Abundancia. El contacto superior también está marcado por un cambio litológico importante, ya que sobre las calizas compactas de la parte más superior de la formación Nantoco se dispone una secuencia de lutitas calcáreas muy fosilíferas, que corresponden a la formación Totoralillo. Según Biese (1942) la unidad se extiende en forma ininterrumpida desde Paipote por el norte hasta más al sur de Chañarcillo y, en afloramientos más aislados, hasta más al sur del río Huasco. Las calizas de La Verbena y de Las Cañas, en este último tramo, corresponderían a la sección más inferior de la formación Nantoco.

Litología y Espesor. La formación Nantoco está constituida principalmente por calizas de color gris claro a gris oscuro, en capas delgadas a gruesas, con intercalaciones de lutitas calcáreas predominantes en la parte media de la unidad, y calizas gris oscuras, brechosas, en parte bituminosas, en los 120 metros superiores de la formación.

Basado en parte en la distribución vertical de tipos litológicos y en parte en cambios faunísticos, Biese (op. cit., p. 442) subdividió esta formación en 3 unidades a las que no definió explícitamente como miembros, pero a las cuales representó separadamente en el mapa geológico a escala aproximada 1:150.000. Estas son, de arriba hacia abajo, las siguientes:

Nantoco Gama	- Caliza "esquistosa" gris clara a negra, bituminosa.	50-80 m
Nantoco Beta	- "Caliza esquistosa" gris clara, con colores de alteración amarillo y rojizo.	250-300 m
Nantoco Alfa	- Caliza gris clara, compacta, en bancos gruesos	300-400 m
Total		600-780 m

El estudio estratigráfico detallado de esta formación en Quebrada Meléndez, a 3 km al noreste de Tierra Amarilla, ha permitido reconocer que si bien la unidad Nantoco Gama es de fácil individualización en el terreno, las unidades Nantoco Alfa y Beta presentan pocas diferencias litológicas y su separación se hace difícil si no se cuenta con antecedentes faunísticos. Biese (op. cit., p. 446) ubica el límite entre ambas en el nivel estratigráfico que contiene *Cerithinella* y los primeros ammonites del género *Crioceras*; este límite, que es más bien biostratigráfico, no resulta práctico para los fines del levantamiento geológico regional. Se propone, en consecuencia, la distinción de solamente dos miembros en la formación Nantoco, que serían los siguientes:

- Miembro superior,

constituido por calizas gris oscuras, calizas bituminosas, en parte brechosas, que generalmente contienen abundante yeso. Corresponde a la unidad Nantoco Gama de Biese.

- Miembro inferior,

constituido por calizas compactas, gris claras a gris oscuras, con escasos fósiles y abundantes concreciones ferruginosas en su parte inferior y media y con intercalaciones de lutitas calcáreas, fosilíferas, en su parte superior. Corresponde a las unidades Nantoco Alfa y Beta de Biese (op. cit.)

En los levantamientos geológicos a escala 1:50.000 realizados en la región al este y sur de Copiapó, especialmente en la región de los cuadrángulos Cerrillos (Segerstrom y Parker, 1959), Quebrada Paipote (Segerstrom, 1960), Pintadas (Segerstrom *et al.*, 1963) y Chañarcillo (Segerstrom y Moraga, 1964) se ha podido distinguir estos dos miembros en la formación

Nantoco, ya que además de una obvia diferencia en su litología, el miembro superior, por su gran contenido de yeso se presenta por lo general más deformado que el miembro inferior, constituyendo una franja de afloramientos muy característica. El contacto entre ambos miembros está marcado por el cambio de calizas gris medias en capas delgadas con intercalaciones de lutitas calcáreas del miembro inferior, a la caliza compacta gris oscura del miembro superior, que contiene abundantes pequeños gastrópodos (*Valvata*, *Hydrobia*) y que en parte se presenta muy fracturada, brechosa y yesífera.

La formación Nantoco, estudiada en Quebrada Meléndez, 2-3 km al norte del perfil estudiado por Biese en base al cual definió la unidad, está constituida de la siguiente manera (fig.3):

Techo: Formación Totoralillo. Lutitas calcáreas gris claras.

- Miembro superior,

Caliza compacta gris oscura, en parte pizarrosa, con bandas de meteorización pardo-rojizas y grises alternadas. En los 15 m superiores contiene varias capas delgadas con *Lucina*, *Nucula* y otros pequeños bivalvos mal conservados. 83,00 m

Caliza compacta gris oscura, en parte brechosa, con abundantes vetillas de calcita. En la base, brecha calcárea con clastos de caliza gris oscura. 12,00 m

Alternación, en capas delgadas, de caliza pizarrosa gris oscura, con arenisca gris clara de grano medio. 15,00 m

Caliza pizarrosa gris oscura. 7,00 m

Caliza pizarrosa gris oscura, con 4 capas muy fosilíferas (*Valvata*, *Hydrobia*, *Bythinia*, *Lucina*). 7,00 m

Espesor del miembro superior 124,00 m

- Miembro inferior

Caliza compacta gris media a gris oscura, en capas delgadas, con intercalaciones de capas delgadas de lutita calcárea. Escasos fósiles (*Exogyra*). 145,00 m

Caliza compacta gris clara, con intercalaciones de lutita calcárea del mismo color. Escasos fósiles (*Serpula*, *Exogyra*). 50,00 m

Alternación, en capas delgadas, de caliza compacta gris oscura y lutita calcárea gris oscura. 16,00 m

Lutita calcárea gris oscura, en capas delgadas, con abundantes fósiles: *Turritella*, *Serpula*, *Exogyra*, *Crioceras*. En la parte media de la sección, intercalación de arenisca verde de grano fino, de 2 m de espesor. 20,00 m

Alternación, en capas delgadas, de caliza gris clara y lutita calcárea gris clara. *Crioceras* muy abundantes. 20,00 m

Caliza compacta gris oscura con *Exogyra*, *Serpula* y abundantes concreciones ferruginosas. En la base, capa con abundantes *Terebratula* y *Exogyra*, de 5 m de espesor. 55,00 m

Caliza compacta gris clara a gris oscura, en capas delgadas; superficie meteorizada color pardo a pardo-rojizo. Abundantes concreciones ferruginosas y escasos *Nautilus* y *Exogyra*. Intercalación de una capa de toba verde clara, de 0,30 m de espesor. 320,00 m

Pedernal gris-rojizo, algo calcáreo. 6,50 m

Toba verde clara, con abundantes feldespatos. 22,00 m

Caliza compacta gris clara a gris oscura, con abundantes concreciones ferruginosas. 97,00 m

Espesor del miembro inferior 751,00 m

Espesor total de la formación Nantoco 875,00 m

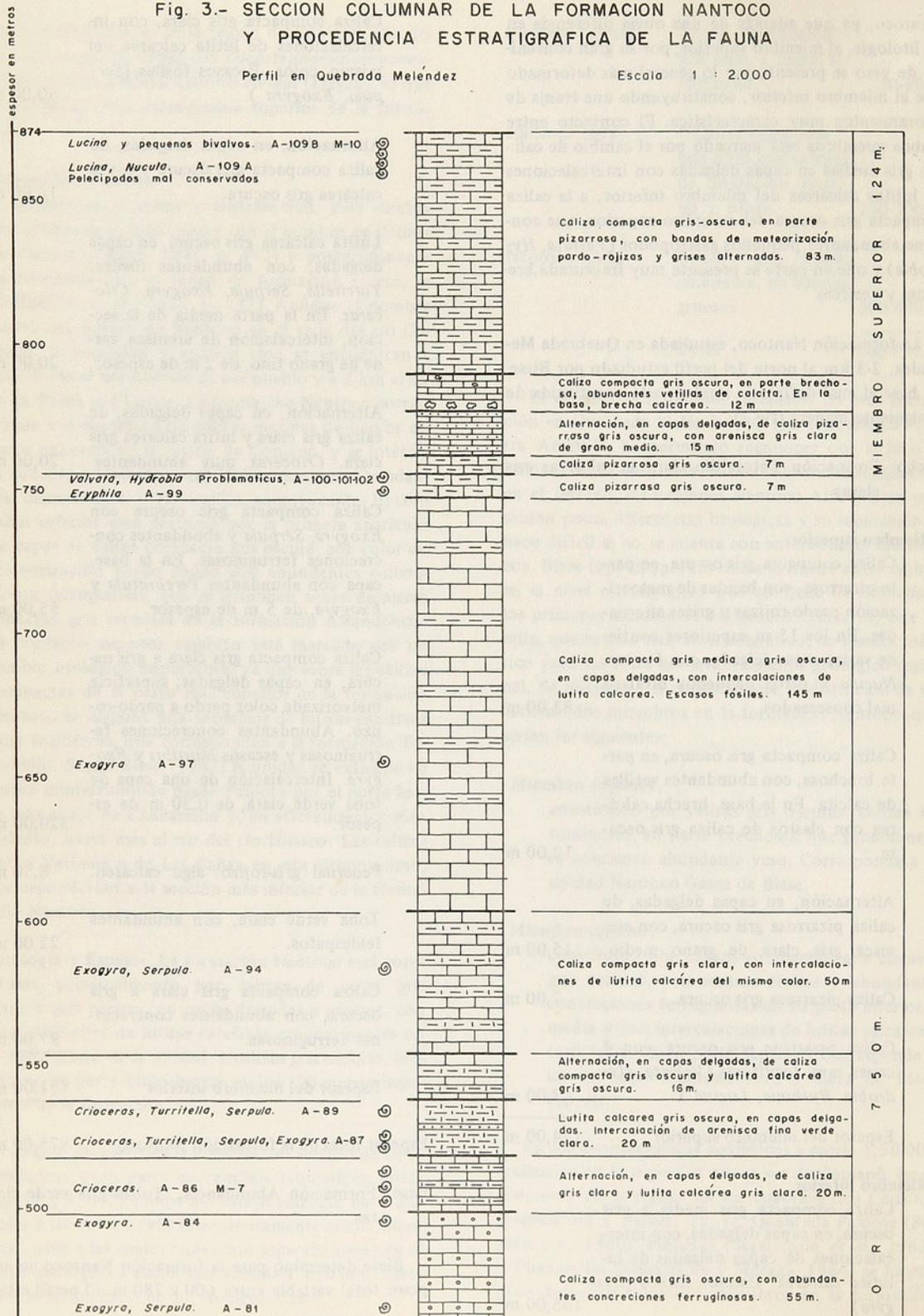
Base: Formación Abundancia. Tobas gris verde claras.

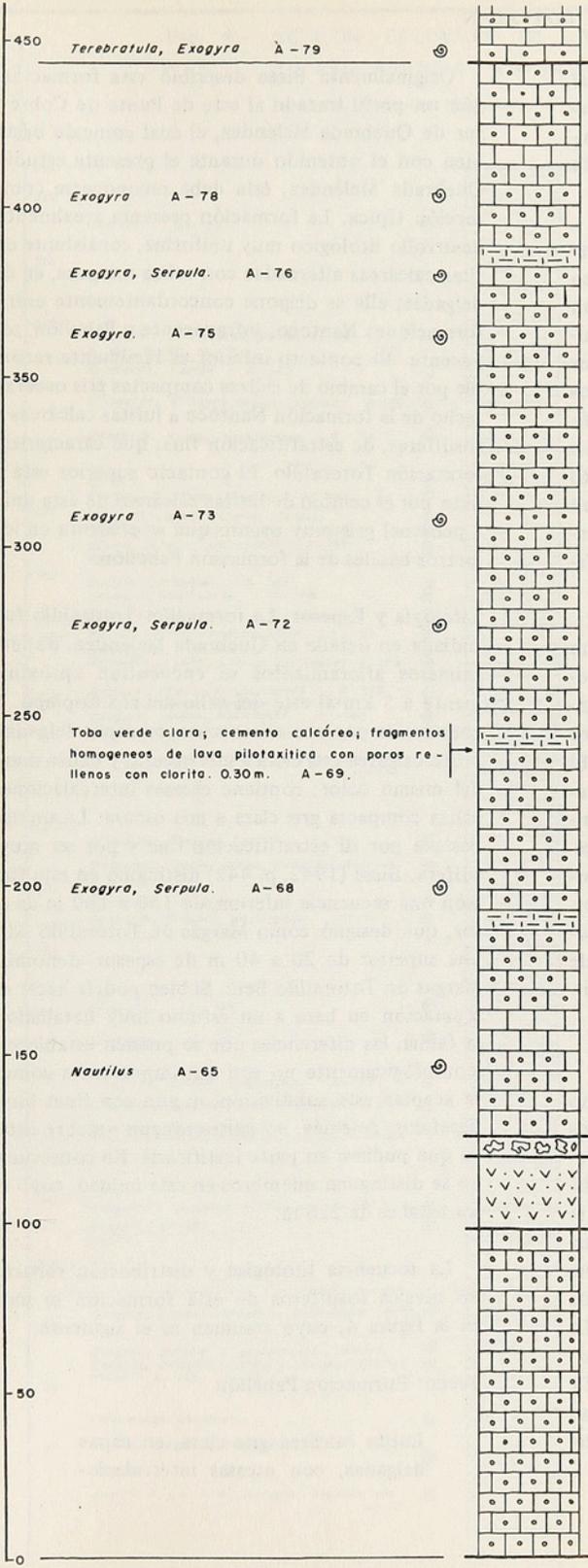
Biese determinó para la formación Nantoco un espesor total variable entre 600 y 780 m. El perfil estu-

Fig. 3.- SECCION COLUMNAR DE LA FORMACION NANTOCO
Y PROCEDENCIA ESTRATIGRAFICA DE LA FAUNA

Perfil en Quebrada Meléndez

Escala 1 : 2.000





450 *Terebratula, Exogyra* A-79

400 *Exogyra* A-78

Exogyra, Serpula. A-76

Exogyra. A-75

350

Exogyra A-73

300

Exogyra, Serpula. A-72

250 Toba verde clara; cemento calcáreo; fragmentos homogéneos de lava pilotaxítica con poros rellenos con clorita. 0.30m. A-69.

200 *Exogyra, Serpula.* A-68

150 *Nautilus* A-65

100

50

0

Caliza compacta gris clara a gris oscura en capas delgadas; superficie meteorizada color pardo a pardo-rojizo. Abundantes concreciones ferruginosas. 320 m.

Chert gris rojizo, algo calcareo. 6,50 m

Toba verde clara, con abundantes feldespatos. A-63. 22 m.

Caliza compacta gris clara a gris oscura, con abundantes concreciones ferruginosas. 97 m.

diado en Quebrada Meléndez indica un espesor total de 875 m, de los cuales 124 m corresponden al miembro superior (= Nantoco Gama) y los 751 m restantes, al miembro inferior de la unidad (= Nantoco Alfa y Beta).

Edad y Correlación. Las únicas formas fósiles de valor cronológico encontradas en la formación Nantoco son ammonites del género *Crioceras*, que se presentan a 500 m de la base de la unidad (fig. 3). Bajo este nivel fosilífero, los fósiles más frecuentes son pequeñas formas de *Exogyra*, *Serpula* y escasos *Nautilus*. Los ammonites corresponden a la forma *Crioceras andinum* Gerth, descrita para el Neocomiano de la región del Neuquén, Argentina. Según Weaver (1931, p. 466) esta especie se presenta en la parte media de la mitad superior de la formación Agrio en el Neuquén, y tendría una edad hauteriviana superior - barremiana inferior.

En consideración a que la especie tiene su primera aparición a 500 m de la base de la formación Nantoco, los 375 m superiores de la unidad, correspondientes a la parte alta del miembro inferior y al miembro superior, serían asignables al Hauteriviano superior. El resto de la formación, o sea la mayor parte del miembro inferior, representaría en consecuencia el Hauteriviano inferior; corrobora esta edad el hecho de que este miembro se sobrepone concordantemente a la formación Abundancia, de edad valanginiana superior. La correlación cronológica más probable de la formación Nantoco, es con la parte inferior y media de la formación Agrio en el territorio de Neuquén, Argentina (fig. 7).

Formación Totoralillo

Definición, Límites y Distribución. En el tramo comprendido entre las quebradas Meléndez y Cerrillos y hacia el este de la franja ocupada por las formaciones Abundancia y Nantoco, Biese (1942, p. 442) distinguió una secuencia de margas (*) de 150 a 180 m de espesor, para las cuales propuso el nombre de Margas de Totoralillo, aludiendo al pueblo de ese nombre, ubicado a unos 2,5 km al sur de la desembocadura de la quebrada Cerrillos en el valle del río Copiapó. La secuencia fue posteriormente considerada con rango formacional (Biese, in Hoffstetter *et al.*, 1957, p.355), indicándose que las localidades típicas se encuentran a 5 km al este de Punta de Cobre y al suroeste del pueblo de Totoralillo.

Originalmente Biese describió esta formación según un perfil trazado al este de Punta de Cobre y al sur de Quebrada Meléndez, el cual coincide bastante bien con el obtenido durante el presente estudio en Quebrada Meléndez; ésta debe reconocerse como la sección típica. La formación presenta arealmente un desarrollo litológico muy uniforme, consistente en lutitas calcáreas alternadas con caliza margosa, en capas delgadas; ella se dispone concordantemente entre las formaciones Nantoco, infrayacente y Pabellón, sobreyacente. El contacto inferior es fácilmente reconocible por el cambio de calizas compactas gris oscuras del techo de la formación Nantoco a lutitas calcáreas muy fosilíferas, de estratificación fina, que caracterizan la formación Totoralillo. El contacto superior está definido por el cambio de lutitas calcáreas de esta unidad, a pedernal gris muy oscuro que se presenta en los 40 metros basales de la formación Pabellón.

Litología y Espesor. La formación Totoralillo fue estudiada en detalle en Quebrada Meléndez, donde sus primeros afloramientos se encuentran aproximadamente a 5 km al este del valle del río Copiapó. Está constituida por una alternación, en capas delgadas, de lutita calcárea gris clara a gris oscura, y caliza margosa del mismo color; contiene escasas intercalaciones de caliza compacta gris clara a gris oscura. La unidad se destaca por su estratificación fina y por ser muy fosilífera. Biese (1942, p. 442) distinguió en esta formación una secuencia inferior, de 150 a 180 m de espesor, que designó como Margas de Totoralillo Alfa, y una superior de 20 a 40 m de espesor, denominada Margas de Totoralillo Beta. Si bien podría hacer esta separación en base a un estudio muy detallado de la fauna, las diferencias que se pueden establecer paleontológicamente no son tan importantes como para aceptar esta subdivisión, ni aún con fines biostratigráficos. Además, no existe ningún quiebre litológico que pudiese en parte justificarla. En consecuencia, no se distinguen miembros en esta unidad, cuyo espesor total es de 226 m.

La secuencia litológica y distribución vertical de los niveles fosilíferos de esta formación se indican en la figura 4, cuyo resumen es el siguiente:

Techo: Formación Pabellón

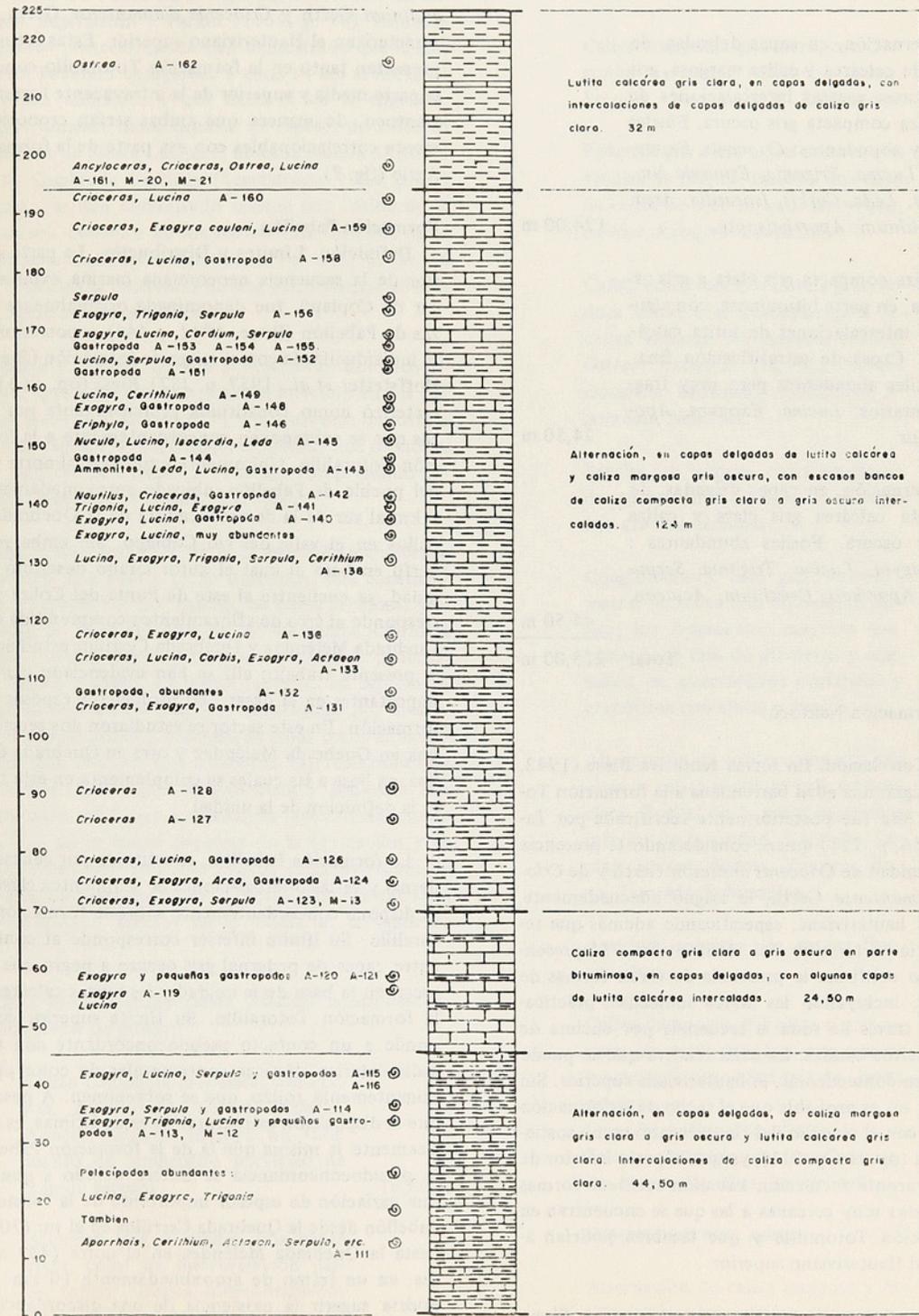
Lutita calcárea gris clara, en capas delgadas, con escasas intercalacio-

(*) Lutitas calcáreas

Fig. 4.- SECCION COLUMNAR DE LA FORMACION TOTORALILLO
Y PROCEDENCIA ESTRATIGRAFICA DE LA FAUNA

Perfil en Quebrada Meléndez

espesor en metros



nes de capas delgadas de caliza gris clara. Fósiles muy abundantes: *An-cyloceras*, *Crioceras*, *Ostrea*, *Lucina*, *Aporrhais* 32,00 m

Alternación, en capas delgadas, de lutita calcárea y caliza margosa, gris oscuras; escasas intercalaciones de caliza compacta gris oscura. Fósiles muy abundantes: *Crioceras*, *Exogyra*, *Lucina*, *Trigonia*, *Eriphyla*, *Nucula*, *Leda*, *Corbis*, *Isocardia*, *Arca*, *Cerithium*, *Aporrhais*, etc. 124,00 m

Caliza compacta gris clara a gris oscura, en parte bituminosa, con algunas intercalaciones de lutita calcárea. Capas de estratificación fina. Fósiles abundantes pero muy fragmentarios: *Lucina*, *Exogyra*, *Aporrhais*. 24,50 m

Alternación, en capas delgadas, de lutita calcárea gris clara y caliza gris oscura. Fósiles abundantes: *Exogyra*, *Lucina*, *Trigonia*, *Serpula*, *Aporrhais*, *Cerithium*, *Actaeon*, etc. 44,50 m

Total 225,00 m

Base: Formación Nantoco

Edad y Correlación. En forma tentativa Biese (1942, p. 445) asignó una edad barremiana a la formación Totoralillo; ésta fue posteriormente rectificada por Tavera (1956, p. 211) quien, considerando la presencia en esta unidad de *Crioceras andinum* Gerth y de *Crioceras diamantense* Gerth, le asignó adecuadamente una edad hauteriviana, especificando además que representaría el término del Hauteriviano. El presente estudio confirma la presencia de varias formas de *Crioceras*, incluyendo las arriba indicadas, prácticamente a través de toda la secuencia por encima de los 70 metros basales. La edad relativa que se puede precisar en consecuencia, es hauteriviana superior. Sin embargo, no es probable que el techo de la formación coincida con el término del Hauteriviano como sostiene Tavera (op. cit., p. 211), ya que la parte inferior de la sobreyacente formación Pabellón contiene formas de *Crioceras* muy cercanas a las que se encuentran en la formación Totoralillo y que también podrían asignarse al Hauteriviano superior.

En la estratigrafía del Neuquén, Argentina, Weaver

(1931, p. 57) indica que la parte inferior de la mitad superior de la formación Agrio, compuesta de lutitas, lutitas calcáreas y calizas, contiene numerosas especies de *Crioceras*, siendo las más comunes *Crioceras andinum* Gerth y *Crioceras diamantense* Gerth, que caracterizan el Hauteriviano superior. Estas formas se presentan tanto en la formación Totoralillo como en la parte media y superior de la infrayacente formación Nantoco, de manera que ambas serían cronológicamente correlacionables con esa parte de la formación Agrio (fig. 7).

Formación Pabellón

Definición, Límites y Distribución. La parte superior de la secuencia neocomiana marina expuesta al sur de Copiapó, fue denominada originalmente Calizas de Pabellón (Biese, 1942, p. 444) y posteriormente individualizada con el rango de formación (Biese, in Hoffstetter *et al.*, 1957, p. 252). Biese (op. cit.) la caracterizó como constituida principalmente por calizas que se sobreponen concordantemente a la formación Totoralillo, típicamente expuestas al norte y sur del pueblo de Pabellón, ubicado aproximadamente a 9 km al sur de la desembocadura de la Quebrada Cerrillos en el valle del río Copiapó. Sin embargo, el perfil en base al cual el autor citado describió la unidad, se encuentra al este de Punta del Cobre y corresponde al área de afloramientos comprendida entre Quebrada Meléndez y Quebrada Cerrillos estudiada en el presente trabajo; allí se han evidenciado cambios importantes en el desarrollo litológico y espesor de la formación. En este sector se estudiaron dos secciones, una en Quebrada Meléndez y otra en Quebrada Cerrillos, en base a las cuales se complementa en este trabajo la definición de la unidad.

La formación Pabellón, constituida por calizas, pedernal y varias intercalaciones de sedimentos clásticos, se dispone concordantemente sobre la formación Totoralillo. Su límite inferior corresponde al contacto entre capas de pedernal gris oscuro a negro que aparecen en la base de la unidad y las lutitas calcáreas de la formación Totoralillo. Su límite superior corresponde a un contacto pseudoconcordante con rocas sedimentarias clásticas continentales de color predominantemente rojizo, que se sobreponen. A pesar de que la disposición estructural de estas últimas, es prácticamente la misma que la de la formación Pabellón, la pseudoconcordancia se infiere debido a que hay una variación de espesor importante de la formación Pabellón desde la Quebrada Cerrillos en el sur (708 m) hasta la Quebrada Meléndez en el norte (433 m), o sea, en un tramo de aproximadamente 10 km. Esto podría sugerir la existencia de una discordancia de

erosión en el contacto entre ambas unidades que trunca la formación Pabellón hacia el norte. Las rocas clásticas continentales sobrepuestas, integran el miembro Checo de Cobre de la formación Cerrillos definida por Segerstrom y Parker (1959, p. 10). Estudios realizados posteriormente han demostrado que la formación Pabellón desaparece a unos 14 km al norte de Quebrada Meléndez y que hacia el sur se engruesa progresivamente hasta alcanzar un espesor de 2.000 m en el área de Sierra Lechuza, ubicada a unos 35 km al sur de Quebrada Cerrillos (Segerstrom, 1968, p. 17). Además, se han encontrado clastos con fósiles de la formación Pabellón en los sedimentos clásticos de la formación Cerrillos (Segerstrom, op. cit., p.23), lo que confirma la existencia de una discordancia de erosión entre ambas unidades.

Litología y Espesor. Debido al desarrollo litológico diferente que presenta la formación Pabellón en sus distintas áreas de afloramiento y a la variación importante de su espesor, se estudiaron en detalle dos secciones que tipifican la unidad en el sector comprendido entre las Quebradas Meléndez y Cerrillos.

La sección completa de la formación en Quebrada Meléndez, con base y techo definidos, está constituida principalmente por calizas, en parte arcillosas y arenosas, en su mitad inferior; los 40 metros inferiores se caracterizan por la presencia de capas de pedernal gris oscuro a negro. La mitad superior, en cambio, es predominantemente clástica, constituida por areniscas, conglomerados y brechas, de color predominantemente gris verdoso, que contienen intercalaciones de caliza gris clara a gris verdosa clara y pedernal. Los sedimentos clásticos constituyen aproximadamente el 65% de la mitad superior de la formación y se caracterizan por contener clastos principalmente de rocas ígneas queratofíricas. La secuencia estratigráfica y distribución general de la fauna es la siguiente (fig. 5):

Techo: Rocas sedimentarias clásticas continentales.
Discordancia de erosión.

Caliza compacta gris clara, con *Pecten*, *Ptychomya*, *Ostrea*, *Astarte*, *Natica*, *Serpula*. Incluye un filón manto de lamprófito porfírico de 3 m de espesor. 16,00 m

Arenisca fina a media, gris verde clara; color de meteorización pardo rojizo. Granos subredondeados de augita, hiperstena, magnetita, oli-

goclasa y de rocas porfíricas hialofíticas.
Cerithium, *Turritella*, *Trigonia*, *Ostrea*, *Pecten*. 98,00 m

Caliza compacta gris clara, con *Trigonia*, *Isocardia*, *Cardium*, *Lima*, *Serpula*, *Aporrhais* y *Echinoidea*. 5,00 m

Pedernal gris claro a gris oscuro, con vetillas de calcita. Incluye una capa de caliza de 0,50 m, con: *Aporrhais*, *Lucina*, *Exogyra*, *Enallaster*. 14,00 m

Caliza compacta gris clara a gris verdosa clara, con intercalaciones de caliza arenosa. Abundantes fósiles: *Ostrea*, *Exogyra*, *Trigonia*, *Pecten*, *Isocardia*, *Cucullaea*, *Tylostoma*, *Aporrhais*, *Nautilus*. 27,00 m

Brecha gris verdosa, con fragmentos de queratófitos de hasta 3 cm; matriz arenosa-arcillosa. 12,00 m

Conglomerado fino gris verdoso; matriz arcillosa con abundante clorita; los fragmentos mayores son hasta de 8 mm de diámetro y consisten en queratófitos porfíricos y granófitos con albita y cuarzo. 40,00 m

Alternación de caliza compacta gris clara y caliza arcillosa gris verdosa clara. Fósiles en la parte superior e inferior de la unidad: *Isocardia*, *Lucina*, *Pecten*, *Ostrea*, *Exogyra*, *Perina*, *Trigonia*, *Echinoidea*. 54,00 m

Arenisca calcárea de grano fino, gris clara. 5,00 m

Caliza compacta gris clara a gris oscura, en parte arenosa, con escasas intercalaciones delgadas de lutita calcárea.
Crioceras, *Exogyra*, *Ostrea*, *Arca*, *Lucina*, *Trigonia*, *Pecten*, *Cardium*, *Panopaea*, *Gervillia*, *Terebratula*. 122,00 m

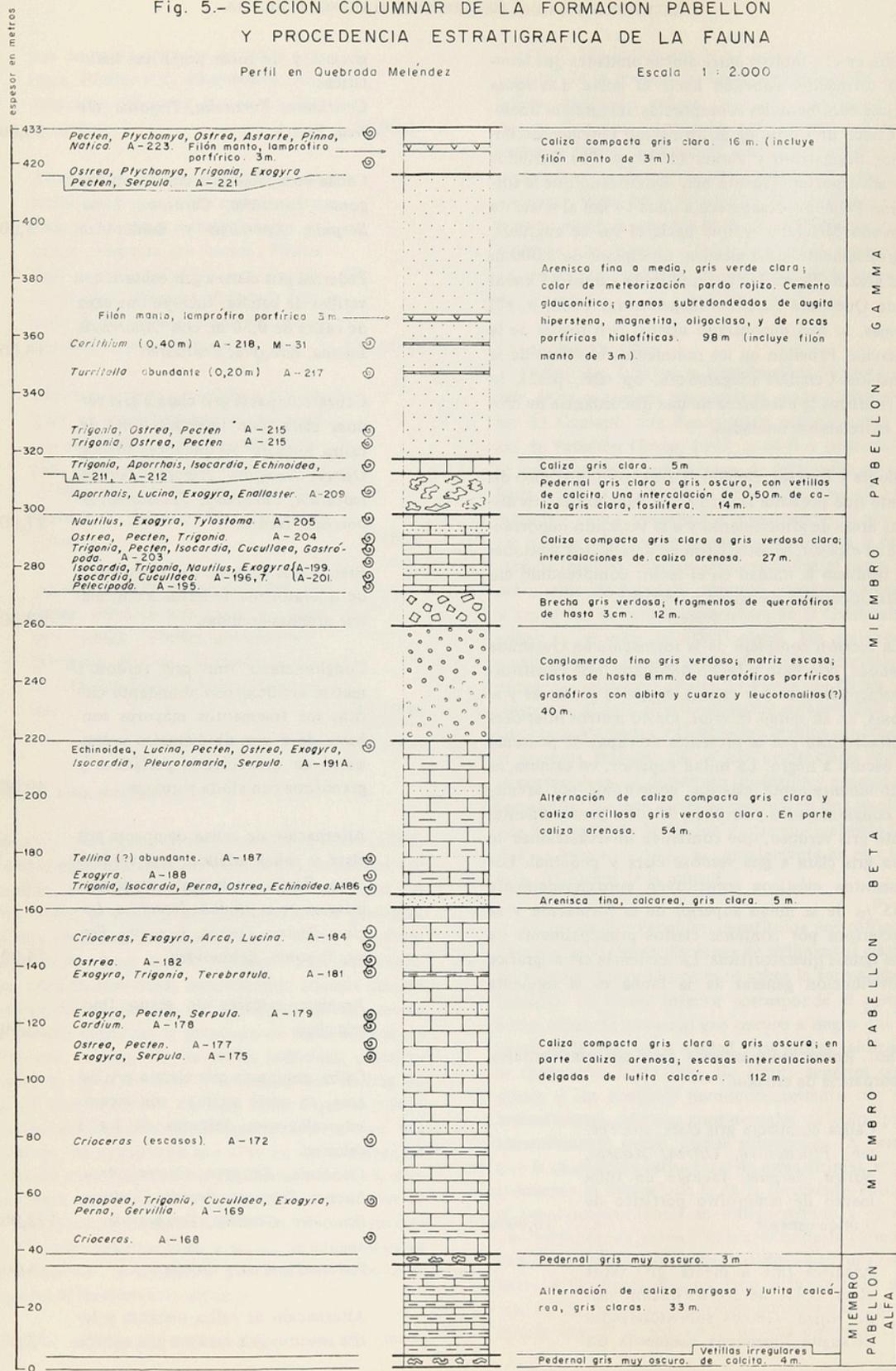
Pedernal gris muy oscuro. 3,00 m

Alternación de caliza margosa y lutita calcárea gris media a gris oscura. 33,00 m

Fig. 5.- SECCION COLUMNAR DE LA FORMACION PABELLON Y PROCEDENCIA ESTRATIGRAFICA DE LA FAUNA

Perfil en Quebrada Meléndez

Escala 1 : 2.000



Pedernal gris muy oscuro a negro, con vetillas irregulares de calcita.	4,00 m
Espesor Total:	433,00 m

Base: Formación Totoralillo.

En Quebrada Cerrillos la secuencia completa de la formación Pabellón es de 708 m de espesor y está integrada por una mayor proporción de calizas que de sedimentos clásticos. Los 260 m inferiores están constituidos por calizas de estratificación media a gruesa, en la base de las cuales se presenta la unidad de pedernal gris oscuro a negro, al igual que en la sección de Quebrada Meléndez. Sobre esta sección aparecen los sedimentos clásticos, en forma de areniscas, areniscas brechosas y conglomerádicas, que constituyen intercalaciones en las calizas, en espesores variables entre 5 y 40 m. En esta parte de la formación, de 440 m de espesor (fig. 6), la proporción de sedimentos clásticos alcanza solamente a 30⁰/o, o sea, disminuye en poco más de la mitad con respecto a la que constituye la mitad superior de la sección expuesta en Quebrada Meléndez, evidenciando un importante cambio de facies. Al igual que en esta última localidad, los sedimentos clásticos contienen principalmente fragmentos derivados de rocas ígneas queratófíricas y también de pedernal.

En Quebrada Cerrillos, la secuencia estratigráfica y faunística de la formación Pabellón es la siguiente:

Techo: Rocas sedimentarias clásticas continentales. Pseudoconcordancia.

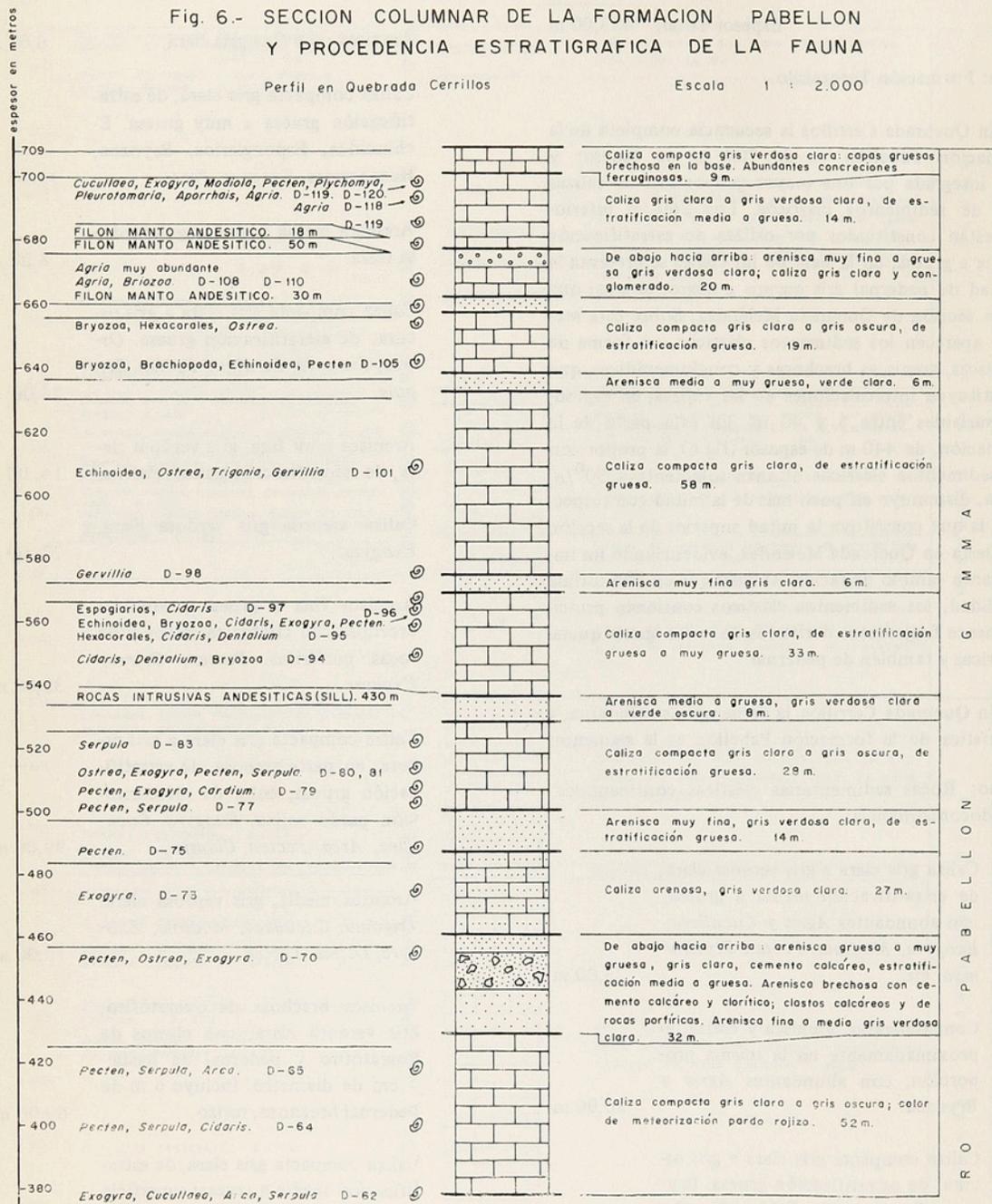
Caliza gris clara a gris verdosa clara, de estratificación media a gruesa, con abundantes <i>Agria</i> y <i>Cucullaea</i> , <i>Exogyra</i> , <i>Modiola</i> , <i>Pecten Ptychomya</i> , etc.	23,00 m
Conglomerado, arenisca y caliza, aproximadamente en la misma proporción, con abundantes <i>Agria</i> y Bryozoa .	20,00 m
Caliza compacta gris clara a gris oscura, de estratificación gruesa. Bryozoa , Brachiopoda , Echinoidea , Hexacorales , <i>Ostrea</i> , <i>Pecten</i> .	19,00 m
Arenisca media a muy gruesa, verde clara.	6,00 m
Caliza compacta de estratificación	

gruesa. Echinoidea , <i>Ostrea</i> , <i>Trigonia</i> , <i>Gervillia</i> .	58,00 m
Arenisca muy fina gris clara.	6,00 m
Caliza compacta gris clara, de estratificación gruesa a muy gruesa. Echinoidea , Espongiarios , Bryozoa , Hexacorales , <i>Exogyra</i> , <i>Pecten</i> .	33,00 m
Arenisca media a gruesa, gris verdosa clara.	8,00 m
Caliza compacta gris clara a gris oscura, de estratificación gruesa. <i>Ostrea</i> , <i>Exogyra</i> , <i>Cardium</i> , <i>Pecten</i> , <i>Serpula</i> .	28,00 m
Arenisca muy fina, gris verdosa clara, de estratificación gruesa. <i>Pecten</i> .	14,00 m
Caliza arenosa gris verdosa clara. <i>Exogyra</i> .	27,00 m
Arenisca fina a gruesa y arenisca brechosa con clastos calcáreos y de rocas porfíricas. <i>Pecten</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Exogyra</i> .	32,00 m
Caliza compacta gris clara a gris oscura, en parte arenosa, de estratificación gruesa, color de meteorización pardo rojizo. <i>Exogyra</i> , <i>Cucullaea</i> , <i>Arca</i> , <i>Pecten</i> , <i>Cidaris</i> .	99,00 m
Arenisca media, gris verdosa clara. <i>Trigonia</i> , <i>Cucullaea</i> , <i>Modiola</i> , <i>Exogyra</i> , <i>Ostrea</i> , <i>Pecten</i> .	10,00 m
Arenisca brechosa de queratófiro, gris verdosa clara, con clastos de queratófiro y pedernal de hasta 5 cm de diámetro. Incluye 6 m de pedernal brechoso, rojizo.	60,00 m
Caliza compacta gris clara, de estratificación media a gruesa; superficie meteorizada color pardo rojizo. Muy escasas intercalaciones de caliza arenosa y lutita calcárea gris media. <i>Pinna</i> , <i>Pecten</i> , Bryozoa .	207,00 m
Pedernal calcáreo, gris muy oscuro a negro, de estratificación gruesa.	9,00 m

Fig. 6.- SECCION COLUMNAR DE LA FORMACION PABELLON Y PROCEDENCIA ESTRATIGRAFICA DE LA FAUNA

Perfil en Quebrada Cerrillos

Escala 1 : 2.000



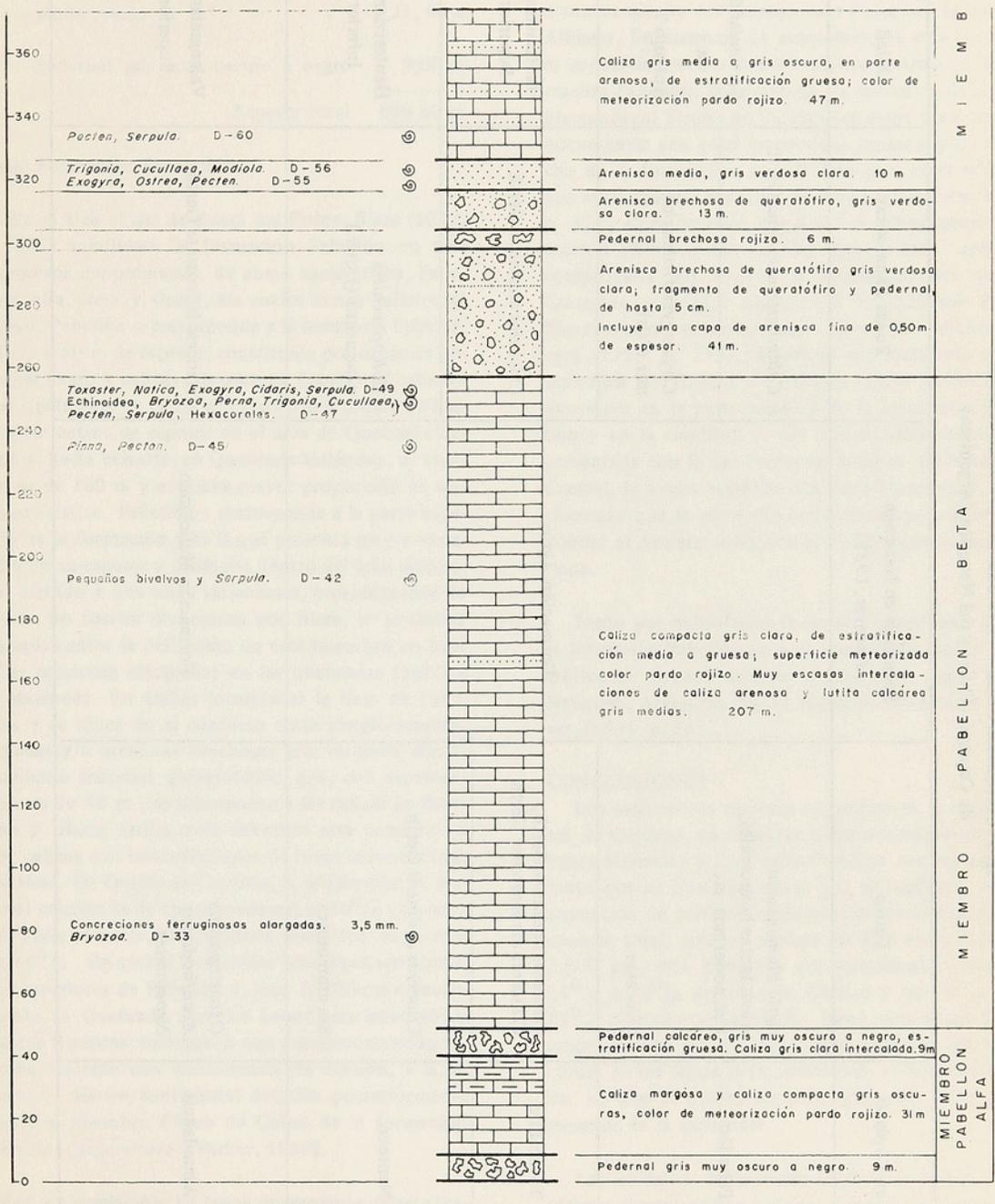


Fig. 7. Correlación de las formaciones del Cretácico Inferior de Copiapó (Chile) y del Neuquén (Argentina)

Secuencia en Copiapó	Fauna	Secuencia en Neuquén (Weaver, 1931)	Zonas Faunísticas	Edad
Formación Pabellón	<i>Agria blumenbachi</i> Abundantes hexacorales, Echinodermos, etc.	Formación Agrio	<i>Columnastrea antigua</i> Gerth	Barremiano a Aptiano ?
	<i>Crioceras</i>		<i>Clypeopygus robinaldinus</i> d'Orb.	
Formación Totoralillo	<i>Crioceras andinum</i> Gerth, <i>Crioceras diamantense</i> Gerth		<i>Crioceras andinum</i> Gerth	Hauteriviano Superior
Formación Nantoco	<i>Crioceras andinum</i> Gerth Sin ammonites		<i>Holcoptychites neuquensis</i> (Douv.)	Hauteriviano Inferior
Formación Abundancia	<i>Olcostephanus</i> <i>Acanthodiscus</i> <i>Neocomites</i>	Formación Mulichinco	<i>Astieria laticostata</i> Gerth	Valanginiano Superior

Caliza margosa y caliza compacta gris oscura; color de meteorización pardo rojizo.	31,00 m
Pedernal gris muy oscuro a negro.	9,00 m
Esesor total:	699,00 m

Base: Formación Totoralillo.

En el área al sur de Punta del Cobre, Biese (1942, p. 441) subdividió la formación Pabellón en tres miembros denominados, de abajo hacia arriba, Pabellón Alfa, Beta y Gama, los cuales tienen validez regional. Pabellón α corresponde a la secuencia inferior, de 40 a 50 m de espesor, constituida por capas de pedernal negro y calizas gris oscuras. Pabellón β consiste principalmente en caliza gris clara a gris oscura de hasta 210 metros de espesor en el área de Quebrada Cerrillos; hacia el norte, en Quebrada Meléndez, su espesor es de 180 m y contiene mayor proporción de material clástico. Pabellón γ corresponde a la parte superior de la formación y es la que presenta mayor variación en su espesor y litofacies dentro del área estudiada. Debido a que estas variaciones, especialmente de facies, no fueron observadas por Biese, es necesario complementar la definición de este miembro en base a las secciones estudiadas en las quebradas Cerrillos y Meléndez. En ambas localidades la base de Pabellón γ se ubica en el contacto entre conglomerados, brechas y/o areniscas brechosas gris verdosas con abundante material queratofírico que, con espesores de más de 40 m, se superponen a las calizas de Pabellón β . Hacia arriba, este miembro está constituido por calizas con intercalaciones de rocas sedimentarias clásticas. En Quebrada Cerrillos, la proporción de material clástico es de aproximadamente 30% ; en cambio hacia el norte, en Quebrada Meléndez, es de más de 60%. En ambas localidades las calizas y/o areniscas superiores de Pabellón γ , muy fosilíferas especialmente en Quebrada Cerrillos donde contienen abundantes Rudistas, infrayacen con pseudoconcordancia, probablemente con discordancia de erosión, a la secuencia clástica continental definida posteriormente como el miembro Checo de Cobre de la formación Cerrillos (Segerstrom y Parker, 1959).

Edad y Correlación. La fauna proveniente de esta formación contrasta notablemente con la de la formación Totoralillo, por la escasez de cefalópodos. Sólo se encuentra *Nautilus perstriatus* Steuer y algunos *Crioceras* en los miembros inferior y medio (Pabellón α y β). El miembro superior contiene una abundante fauna de pelecípodos, gastrópodos, equinodermos,

poríferos, hexacorales, bryozoos y rudistas. La mayoría de las formas representadas han sido descritas de distintos niveles del Neocomiano y aún del Aptiano y Albiano. En ausencia de ammonites en esta sección, es imposible precisar la edad relativa mínima de la formación Pabellón. Sin embargo, la presencia de *Agria blumenbachi* Studer en los estratos superiores, podría documentar una edad barremiana superior para el techo de la formación, ya que ésta es la edad relativa que estos rudistas tendrían en Europa (Fritzsche, 1923 p. 321). Considerando luego que la infrayacente, formación Totoralillo es de edad hauteriviana superior, comprobada por formas de ammonites del género *Crioceras*, es posible sugerir que la formación Pabellón represente prácticamente todo el Barremiano. Tavera (1956, p. 213) basándose especialmente en la presencia de formas de corales como *Astrocoenia hexamera* en la parte superior de la formación Pabellón y en la similitud de las facies coralígena allí representada con la del Cretácico Inferior del Neuquén Central, le asigna también una edad barremiana, concluyendo que la parte alta de la unidad podría corresponder al Aptiano inferior o al límite Barremiano-Aptiano.

Tanto por su biofacies como por su probable edad, la formación Pabellón sería el equivalente cronostratigráfico de la parte alta de la formación Agrio en el Neuquén, Argentina (fig. 7), según el esquema de Weaver, (1931, p. 56).

CONCLUSIONES

Los sedimentos marinos expuestos en la región al sur de Copiapó, en el sector comprendido entre Quebrada Meléndez y Quebrada Cerrillos, corresponden, tanto por su litofacies como por su biofacies, a una asociación de plataforma de poca profundidad. La secuencia total, con un espesor variable entre 1.700 y 2.000 m, está integrada por aproximadamente un 24% a 32% de material clástico y un 76% a 68% de rocas carbonatadas. Estas variaciones de la razón clástica de los sedimentos expresan las variaciones de las facies sedimentarias en el sector estudiado, las que se evidencian principalmente en la parte superior de la secuencia.

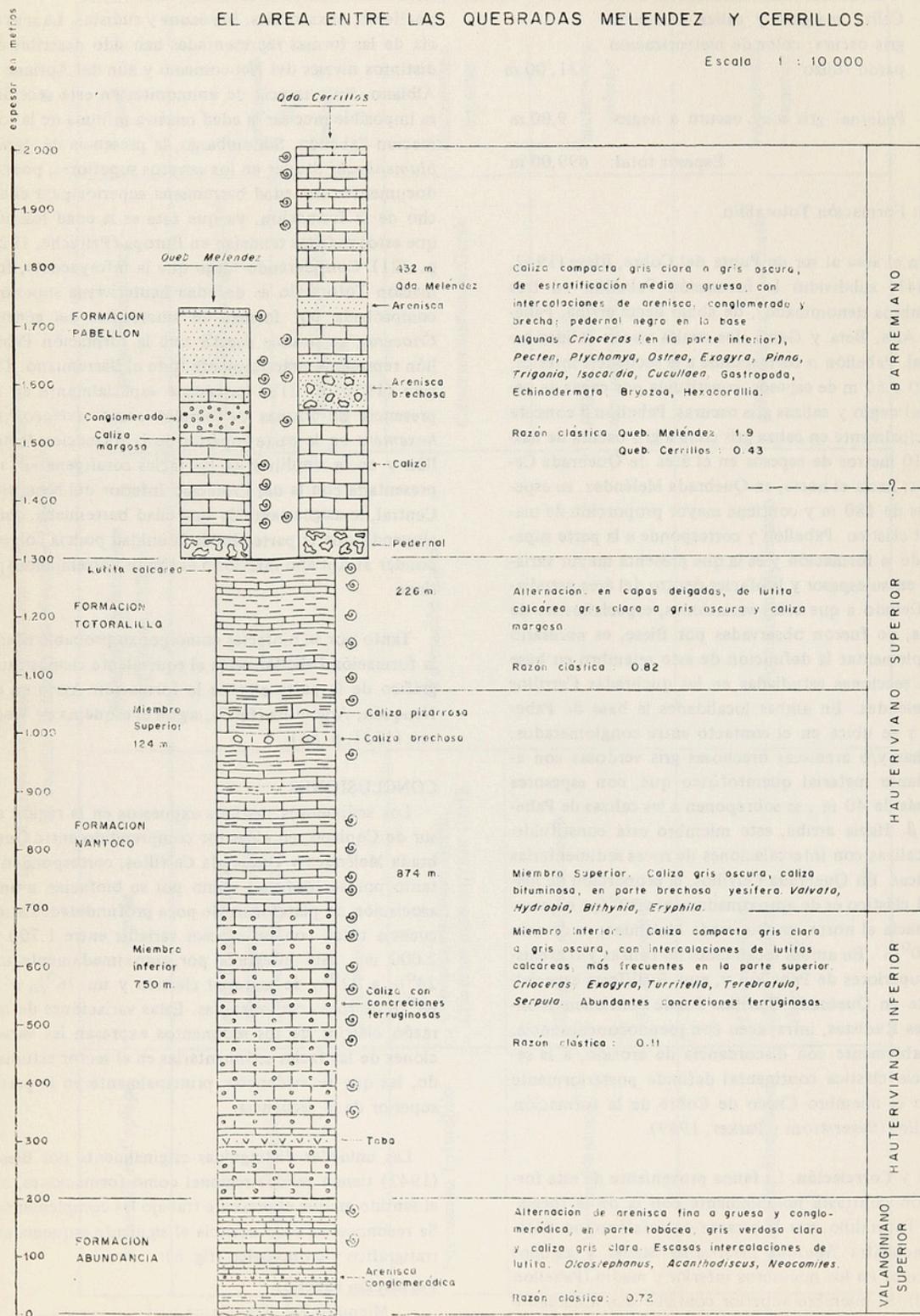
Las unidades distinguidas originalmente por Biese (1942) tienen validez regional como formaciones, en el sentido en que el presente trabajo las complementa. Se reconoce en consecuencia el siguiente esquema estratigráfico y cronológico (fig. 8):

Formación Pabellón

Miembro Pabellón Gama	}	Barremiano
Miembro Pabellón Beta		

Fig. 8.- SECUENCIA DE FORMACIONES DEL NEOCOMIANO MARINO EN EL AREA ENTRE LAS QUEBRADAS MELENDEZ Y CERRILLOS.

Escala 1 : 10 000



Miembro Pabellón Alfa	}	Hauteriviano
Formación Totalillo		
Formación Nantoco		
Miembro superior	}	Valanginiano superior
Miembro inferior		
Formación Abundancia	}	Valanginiano superior

La sección que incluye las formaciones Abundancia, Nantoco y Totalillo, no presenta variaciones laterales importantes de espesor ni de facies. En su distribución areal mantiene aproximadamente la misma razón clástica (*). La formación Pabellón, en cambio, es la que experimenta un notable aumento de material clástico desde el sur (Quebrada Cerrillos) hacia el norte (Quebrada Meléndez).

Existen en la secuencia variaciones verticales importantes de la litofacies, que se expresan en una diferente razón clástica en las distintas formaciones y en la granulometría de los materiales clásticos que intervienen. Así, la formación Abundancia, está constituida por un 42% de sedimentos clásticos y un 58% de calizas (razón clástica 0,72).

En ella los materiales clásticos están representados principalmente por areniscas finas a gruesas y conglomerádicas, en parte tobáceas. En la formación Nantoco, los materiales clásticos alcanzan a un 10% (razón clástica 0,11) y corresponden a areniscas de grano fino y lutitas calcáreas. La formación Totalillo tiene aproximadamente un 45% de materiales clásticos (razón clástica 0,82) representados por lutitas calcáreas, o sea, sedimentos de granulometría inferior a 0,06 mm.

En la formación Pabellón, que es la que presenta las variaciones laterales de facies más importantes, el contenido de material clástico varía entre 30% (razón clástica 0,43) en Quebrada Cerrillos y 65% (razón clástica 1,9) en Quebrada Meléndez.

En ambas secciones los sedimentos clásticos son principalmente de granulometría gruesa (conglomerados y brechas) a media (areniscas).

Tanto la razón clástica como la granulometría de los sedimentos terrígenos que constituyen las diferentes unidades de la secuencia marina y el contenido faunístico, sugieren una acumulación en un ambiente sublitoral, con variaciones de la línea de costa. Probablemente la formación Abundancia, con una razón clástica de 0,72 y con areniscas y areniscas conglomerádicas, se acumuló en la zona infralitoral externa. Condiciones de acumulación en un ambiente algo más profundo, que podría corresponder a la zona infralitoral más interna o aún a la zona circalitoral, estarían evidenciadas por una notable mayor proporción de rocas carbonatadas en la formación Nantoco, que tiene una razón clástica de 0,11, la cual corresponde a sedimentos de granulometría fina. La formación Ttotalillo y los miembros inferior y medio de la formación Pabellón, podrían corresponder a una deposición en la zona circalitoral, con mayor aporte de material pelítico durante la acumulación de la primera de estas unidades. Sin embargo, a partir de la base del miembro superior de la formación Pabellón, la acumulación sedimentaria se desarrolló en un ambiente de menor profundidad y más costanero, probablemente correspondiente a la zona infralitoral más externa. Esto se sugiere en base al hecho de que la mayor parte del material clástico de la formación (razones de hasta 1,9) se encuentra en este miembro y que él corresponde a sedimentos de granulometría de la fracción arenisca y conglomerado fino. Además, las calizas que se encuentran intercaladas, son en gran parte bioclásticas y coquinoideas.

El menor espesor de la secuencia neocomiana expuesta en Quebrada Meléndez que está esencialmente determinado por el menor espesor de la formación Pabellón, no correspondería a una condición original, sino que al truncamiento de la unidad por erosión de los niveles superiores. Esto llevó a sugerir la existencia de un contacto discordante entre los sedimentos marinos del Neocomiano y la sobrepuesta secuencia de rocas sedimentarias clásticas continentales, que posteriormente Segerstrom y Parker (1959) incluyeron en la formación Cerrillos.

REFERENCIAS

- Biese-Nickel, Walter A., 1942. La distribución del Cretáceo Inferior al sur de Copiapó. An. Primer Cong. Panam. Ing. Min. Geol., t. II, p. 429 - 466.

(*) Razón clástica = $\frac{\% \text{ sedimentos clásticos}}{\% \text{ rocas de precipitación química}}$

- Fritzche, C.H.**, 1923, Neue Kreidefaunen aus Südamerika (Chile, Bolivia, Perú, Colombia). N. Jb. Min. Geol. Paläont. Beil. Bd. I, p. 1-56, 313 - 334, taf. I - IV.
- Hoffstetter, R., Fuenzalida, H. y Cecioni, G.**, 1957, Lexique Stratigraphique International, Amerique Latine, v. 5, fasc. 7, Chile, 444 p.
- Ihering, H.**, 1903, Notes sur quelques mollusques fossiles du Chile. Rev. Chilena de Hist. Nat., t. VII (1902) p. 120 - 127, láms. VIII - X.
- Leanza, A.F.**, 1945, Ammonites del Jurásico Superior y del Cretáceo Inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Anales Museo de La Plata, Nueva Serie, Paleont., n^o 1, 99 p., 23 láms.
- Paulcke, W.**, 1903, Über die Kreideformation in Südamerika und ihre Beziehungen zu anderen Gebieten. N.Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd. 17, p. 252 - 312, taf. XV - XVII.
- Segerstrom, K.**, 1960, Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v.II, n^o 1, 35 p.
- Segerstrom, K.**, 1963, Engranaje de sedimentos calcáreos con rocas volcánicas y clásticas en el Neocomiano del Geosinclinal Andino. Soc. Geol. Chile, Symposium Geos. And., 1962, n^o 1, 6 p., 5 figs.
- Segerstrom, K.**, 1968, Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Bol. 24, 58 p., 3 figs.
- Segerstrom, K. y Moraga, A.**, 1964, Cuadrángulo Chañarillo, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, Carta n^o 13, 50 p.
- Segerstrom, K., y Parker, R.L.**, 1959, Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. I, n^o 2, 33 p.
- Segerstrom, K. y Ruiz, C.**, 1962, Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. III, n^o 1, 115 p.
- Segerstrom, K., Thomas, H. y Tiling, R.I.**, 1963, Cuadrángulo Pintadas, Provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, Carta n^o 12, 53 p.
- Tavera, J.**, 1956, Fauna del Cretáceo Inferior de Copiapó. Santiago, Inst. Geol. Univ. Chile, Publ. n^o 9, p. 205 - 216.
- Weaver, Ch.E.**, 1931, Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Mem. Univ. Washington, v. 1, 594 p., 62 pls.
- Whitehead, W.L.**, 1919, The veins of Chañarillo, Chile. Economic Geology, v. XIV, p. 1 - 45.

CRITERIOS USADOS EN LA SELECCION DE LOS METODOS GEOFISICOS DE PROSPECCION

LUIS SILVA R. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

Este artículo pretende realizar una discusión de los diversos criterios que se deben considerar durante la planificación, desarrollo e interpretación de un estudio geofísico de prospección.

El actual estado de avance en las técnicas e instrumentos geofísicos, hace cada día más necesario una mayor especialización del geofísico, dejando la parte geológica del problema a los geólogos propiamente tales. Resulta por lo tanto, indispensable plantear la necesidad de mayor contacto entre estas disciplinas, de modo que los geólogos u otros profesionales encargados de recomendar el uso de los métodos geofísicos conozcan los conceptos más generales y globales para un óptimo aprovechamiento de las técnicas de prospección geofísica y los geofísicos por su parte puedan dirigir sus esfuerzos a la obtención de la información en forma correcta, al diseño de técnicas e instrumentos y a la interpretación de los datos con sentido geológico.

Este artículo tiene fundamentalmente la intención de colaborar con la primera de las tareas expuestas más arriba. Con este objeto se presenta una discusión simplificada de los fenómenos físicos que importan a la geofísica y que ocurren comúnmente en el ambiente geológico-minero, tema que constituye la primera parte de esta publicación y que se ha titulado *Clasificación Geofísica de los Depósitos Minerales*.

Se ha considerado, que desde el punto de vista del geólogo, la dirección más útil que puede dársele a una publicación de esta naturaleza, será la de ilustrar sobre cuando y como solicitar la aplicación de algún método geofísico lo que valorizará las recomendaciones y sugerencias de sus informes. Para cumplir con este propósito, se hace necesario, además de un conocimiento claro del problema geológico que se requiere resolver, extrema claridad de los fundamentos del método geofísico que se propone y en gran medida anticipación a los resultados que se obtendrán. Una forma relativamente simple y provechosa de plantear esta última materia, se encuentra condensada en la segunda parte, la cual ha sido titulada *Evaluación de los Métodos Geofísicos de Prospección*. Se pretende establecer, de este modo, varios criterios de análisis y ventajas y desventajas de los métodos, de manera de lograr una noción equilibrada de la utilidad de la Geofísica de Prospección.

Las bases para la discusión de los criterios usados al considerar la evaluación de un determinado sistema, son fundamentalmente: conocimiento teórico y experiencia. Ambas consideraciones implican una gran cantidad de material imposible de condensar en tan poco espacio y salen fuera del propósito de este artículo. De todas maneras, se ha considerado de importancia presentar ciertos casos prácticos, que de un modo u otro dejarán experiencia al lector, cuando éste hace

la comparación entre las observaciones geofísicas con los resultados obtenidos por los estudios directos tales como sondeos u otros medios de exploración. Constituye esta última parte del artículo sólo una reducida colección de ejemplos. No se trata de presentar solamente los casos con resultados positivos, los cuales podrían mostrar una imagen deformada de la utilidad de la geofísica de prospección, sino que principalmente, éstos fueron elegidos por ser casos relativamente bien probados y por constituir una variada aplicación de los métodos geofísicos lo que hace mucho más interesante la comparación, permitiendo reafirmar los conceptos sobre *Clasificación Geofísica de los depósitos minerales y Evaluación de los Métodos Geofísicos de Prospección* discutidos en los capítulos precedentes.

INTRODUCCION

La geofísica aplicada a la prospección de minerales ha tenido en los últimos años, un significativo avance. El futuro de la Geofísica Minera y en general en la aplicación a las ciencias de la tierra y otros planetas es bastante promisorio debido a la creciente necesidad de materiales básicos necesarios para el desarrollo de la humanidad.

En nuestro país y en general en América Latina la aplicación de la geofísica se ha mantenido al margen del avance científico y tecnológico de países tales como Canadá, Estados Unidos y otros. Es probable que esta situación no sea, en nuestro caso, alarmante por el momento, puesto que poseemos significantes fuentes de producción de minerales como asimismo grandes extensiones de terreno donde aún se pueden seguir aplicando los métodos convencionales de prospección. No obstante estas ventajas, debemos preocuparnos por el natural agotamiento de las fuentes de producción y comenzar oportunamente el estudio de nuevos yacimientos, hasta ahora desconocidos total o parcialmente. Igual atención debe dársele al hecho que las áreas que permiten exploración con los métodos convencionales se están continuamente reduciendo, y por lo tanto el geólogo se ve restringido a analizar la posibilidad de encontrar fuentes minerales ocultas bajo la superficie del terreno. Estas dificultades naturales exigen de nuevas técnicas, rápidas, simples, seguras y económicas para la búsqueda de minerales en las áreas cubiertas por sedimentos en el desierto, en la alta cordillera y en las zonas boscosas, ne-

vadas y submarinas, a lo largo de todo el territorio nacional.

Tomando en cuenta estas proyecciones y considerando la gran importancia que tienen para la economía del país, el Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG) ha comprendido esta necesidad, creando la división Geofísica que en la actualidad cuenta con personal especializado, equipos e instrumentos modernos. Tanto la especialización como los equipos, que continuamente se están adquiriendo, han sido siempre traídos desde los centros más avanzados en el campo de la exploración geofísica minera.

La aplicación de estas técnicas modernas ha llegado en algunos casos a tal sofisticación, que en ciertas etapas del estudio se hace completa abstracción de las condiciones geológicas del problema. Esta situación podría ser perjudicial en lo que concierne a la utilidad de los métodos geofísicos, por lo que resulta necesario una mejor comunicación entre geólogos y geofísicos. La geofísica, de esta manera, rara vez entrega resultados definitivos a un problema determinado; existe casi siempre un gran número de incógnitas para un reducido número de ecuaciones, lo que nos obliga a aceptar que las interpretaciones de los datos geofísicos serán acertadas en la medida que las incógnitas restantes han sido juiciosamente seleccionadas. El concepto de la relativamente vaga resolución que entrega la geofísica, está íntimamente ligado al tiempo y al costo permitido para obtener tales informaciones. Si las informaciones aquí obtenidas son vagas, pero logradas en tiempos cortos y con costos relativamente más bajos que los conseguidos por los métodos convencionales, la aplicación de estas técnicas modernas queda ampliamente justificada. En todo caso, debemos siempre considerar, que los métodos convencionales de exploración, los geológicos, los geoquímicos y los geofísicos, no deben aplicarse en forma individual, a modo de competencia entre sí, hacer esto indica una falta de conocimiento global del problema de exploración de yacimientos minerales.

La divulgación de estos conceptos, es decir, la discusión de las condiciones de aplicabilidad de los métodos geofísicos y la presentación de algunos resultados obtenidos a lo largo de varios años de experiencia, son sólo un pequeño esfuerzo para un mejor entendimiento entre geólogos, ingenieros e industriales mineros dedicados a la exploración de minerales. No se pretende, de este modo, entregar un tratado de geofísica de prospección, el que naturalmente requere-

rará de otras ciencias imposibles de condensar en tan poco espacio, pero que serían necesarias para una mejor comprensión de varios de los conceptos y principios vertidos a lo largo de la presente discusión.

Sin duda, el incremento en las tareas de prospección geológica y minera, trae inevitablemente como consecuencia la necesidad del aumento y mejoramiento de nuevas técnicas geofísicas, esto naturalmente, implica nuevos equipos y mayor número de especialistas dedicados a estos servicios. La labor que se propone, debe realizarse en forma urgente ya que la distancia tecnológica a que nos encontramos de otros países, incluso de nuestros vecinos, es demasiado grande como para ser reducida en forma fácil y rápida.

CLASIFICACION GEOFISICA DE LOS DEPOSITOS MINERALES

Para comprender en forma global la aplicabilidad de la geofísica minera, debemos pensar en las diferentes clases de yacimientos como diferentes "fuentes" desde las cuales cierta información puede ser leída en la superficie de la tierra. Estas fuentes no están siempre directamente relacionadas con depósitos minerales económicos. Este concepto es el más importante y a la vez el más desfavorable en la interpretación de datos geofísicos. Es en este instante cuando el geofísico quisiera ser capaz de aglomerar toda la información concerniente a la física, la matemática y la geología del problema, tal como si este especialista fuese geofísico y geólogo. Por supuesto que esta forma de atacar el problema resulta una tarea muy difícil para un solo hombre y por esta razón debemos estar mejor preparados para un entendimiento entre los profesionales encargados del importante rol de la exploración de minerales.

De acuerdo con lo anterior se puede intentar una clasificación de los depósitos minerales que aunque no estrictamente geológica resultará muy útil en lo que concierne al aspecto de campos físicos, cuyos efectos se pueden observar a considerable distancia de tal fuente, ver Tabla 1 y Tabla 2:

Sulfuros Macizos

Sulfuros Diseminados

Depósitos de Hierro

CLASIFICACION GEOFISICA DE LOS DEPOSITOS MINERALES

TABLA 1.

Sulfuros Macizos	Sulfuros Diseminados	Hierro
Yacimientos que contienen por lo menos 50 o/o de minerales tales como calcopirita, pirita, pirrotita, galena, magnetita etc.	Yacimientos con - 20 o/o de contenido de sulfuros. Estos pueden estar diseminados, formando pecas, rellenando grietas o reemplazando otros minerales.	Yacimientos de magnetita ígneos y sedimentarios. Yacimientos de hematita de reemplazo y sedimentarios.
PROPIEDADES FISICAS		
Alta densidad alrededor de 3,8. Alta conducción eléctrica 10^2 a 10^4 mho/m. Ocasional susceptibilidad magnética.	Densidad similar a la roca encajadora. Regular conducción eléctrica, generalmente existe polarización inducida. Bajo contenido de magnetita.	Alta densidad. Buena conducción eléctrica Alta susceptibilidad magnética.
METODOS USADOS PARA LA DETECCION		
Gravimetría (ocasional) Métodos eléctricos } Polarización espontánea Resistividad Electromagnético Polarización inducida Magnéticos (ocasional)	Gravimetría (muy raro) Métodos eléctricos } Resistividad Polarización inducida Magnetometría (ocasional)	Gravimetría } Resistividad. Métodos eléctricos } Electromagnéticos. Magnetometría

Sulfuros Macizos

Una introducción a la discusión de los métodos geofísicos aplicables a la búsqueda de sulfuros macizos, requerirá una definición de tales depósitos. Lindgren clasifica estos cuerpos minerales como emanaciones de una intrusión ígnea, de modo que podría ser resultado de metamorfismo o de relleno de grietas, por lo que resulta una mineralización típicamente epigenética. Sin embargo, recientes evidencias parecen sugerir que varios yacimientos de sulfuros macizos se han originado, a su vez, por metamorfismo de yacimientos singenéticos.

Sería más prudente que los geofísicos evitaren el conflicto epigenético-singenético. Contrariamente es más lógico basar la definición simplemente en los atributos físicos del tipo de yacimiento referido. Se aceptará entonces, para definir un sulfuro macizo, una cantidad de por lo menos 50 por ciento de minerales macizos, tales como: pirita, pirrotita, calcopirita, gale-

na, magnetita, etc. (fig. 1). La magnetita y la hematita suelen ser minerales asociados a la mayoría de los sulfuros o viceversa.

Propiedades Físicas de los Sulfuros Macizos

De las propiedades físicas de los minerales individuales arriba mencionados, se podría predecir las siguientes características para yacimientos de sulfuros macizos:

Densidad. La densidad mínima que se puede esperar es de alrededor de 3,8, lo que da un contraste con la roca encajadora de aproximadamente 1,6.

Susceptibilidad Magnética. En la combinación de minerales que incluyen magnetita y/o pirrotita, la susceptibilidad magnética es típicamente más alta que en la roca encajadora.

Propiedades Eléctricas. La combinación de minerales que excluye esfalerita y hematita muestra normalmente conductividad eléctrica que puede alcanzar hasta valores del orden de 10^4 mho/m. Esta propie-

TABLA 2

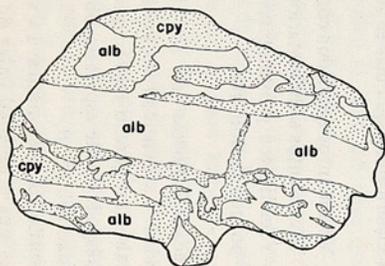
Propiedades Físicas de las Principales Rocas y Minerales comunes en Prospección Geofísica (J.J. Jakosky, 1961)

<u>Densidad de las rocas y minerales comunes en prospección minera</u>	
Diorita	2,84
Gabro	2,98
Granito	2,67
Andesitas	2,60
Arena	1,8
Gravas	2,2
Hematita	5,10
Magnetita	5,10
Ilmenita	4,65
Apatita	3,25
Galena	7,5
Arsenopirita	6,1
Bornita	5,15
Pirita	5,05
Azufre	2,1

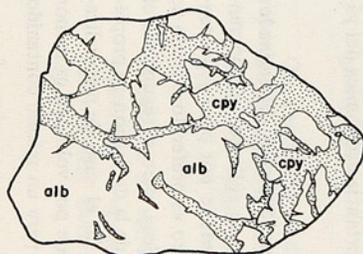
<u>Susceptibilidad magnética en rocas y minerales comunes en prospección minera</u>	
Gabro	0,00044 - 0,0041 Unidades c.g.s.
Granito	0,00003 - 0,0027
Magnetita	0,04 - 2,0
Ilmenita	0,03 - 0,14
Pirrotita	0,007 - 0,025
Specularita	0,003 - 0,004
Hematita	0,00004 - 0,0001

<u>Resistividad de rocas y minerales comunes en prospección minera</u>		ohm - cm
Basalto	2×10^6	
Diorita	5×10^6	
Gabro	$1 \times 10^4 - 1,4 \times 10^6$	
Granito	$3 \times 10^4 - 10^6$	
Aluvio	$2,5 \times 10^3 - 1,5 \times 10^3$	
Sedimentos glacial	$8 \times 10^{-2} - 9,5 \times 10^5$	
Calcosina	$0,1 - 6 \times 10^1$	
Calcopirita Hematita	5,5	
Calcopirita - Esfalerita	1	
Calcopirita - pirrotita	0,1	
Cuprita	3×10^4	
Grafito	$8 \times 10^{-4} - 6$	
Magnetita	$0,6 - 5 \times 10^3$	
Pirita	$5 \times 10^{-2} - 1 \times 10^{-4}$	

cpy = calcopirita
alb = albitófiró

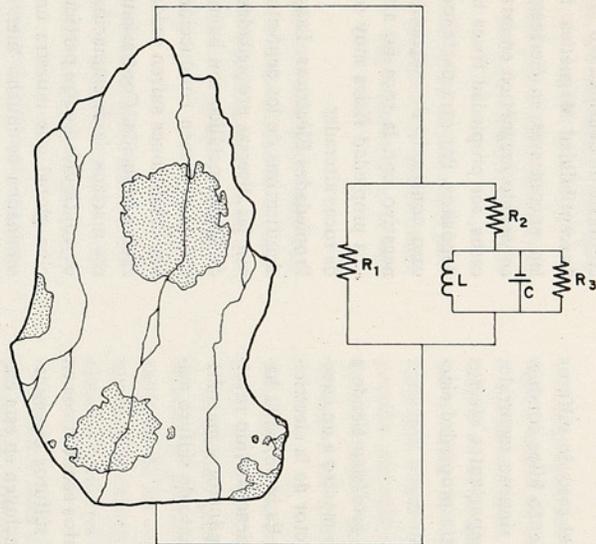


Secciones pulidas



Muestras de brecha albitofírica fina cementada con calcopirita y cantidades secundarias de pirita, hematita y magnetita. (Según Fco. Ortiz, 1962)

FIG.1. EJEMPLO DE SULFURO MACIZO



R_1 = Resistencia de la roca.
 R_2 = Resistencia de los poros y fisuras.
 R_3 = Resistencia de las partículas de mineral.
L = Efecto de inducción.
C = Efecto de capacitancia.

FIG. 2. CIRCUITO EQUIVALENTE

dad individual de los minerales de conducir electricidad se puede, en casos favorables, hacer extensiva a todo un yacimiento de sulfuros macizos.

Es posible demostrar que para el caso de sulfuros macizos existen dentro del yacimiento hilos conductores de apreciable longitud y de sinuoso recorrido, produciéndose de esta manera, importantes efectos de inducción, constituyendo así otra propiedad eléctrica de gran aplicación en geofísica.

Dadas estas consideraciones, el geofísico tiende a definir como yacimiento de sulfuro macizo a un cuerpo muy denso, típicamente conductor de la electricidad y frecuentemente magnético. Es importante hacer notar que esta definición no tiene sentido reversible: un cuerpo mineral denso, conductor y magnético no es necesariamente un yacimiento de sulfuro macizo.

Sulfuros diseminados

La gran mayoría de los yacimientos económicos en producción están constituídos por sulfuros diseminados. Los minerales típicos que se incluyen en esta clase son: calcopirita, calcosina, molibdenita, bornita y pirita. Estos depósitos son grandes en tamaño aunque generalmente de baja ley.

El término sulfuro diseminado ha sido definido (AGI, Glossary; 1957) como sulfuro distribuido en forma de pecas y vetillas por toda la roca constituyendo menos de un 20 por ciento del volumen total. En esta definición no hay relación al origen y naturaleza del sulfuro o roca encajadora. También se deduce que habrá un límite inferior en contenido de sulfuros que vendrá a determinar la importancia económica del yacimiento.

Propiedades Físicas de los Sulfuros Diseminados

Al referirse al contenido de sulfuros es recomendable distinguir entre porcentaje por peso y porcentaje por volumen. El primero es preferido cuando se trata de problemas económicos, pero el segundo es el más usado cuando se trata de la definición de propiedades físicas de una roca. En el caso de mineralización de sulfuros el porcentaje por volumen es menor que el porcentaje por peso para un mismo contenido de sulfuros.

Densidad. Supongamos una roca huésped de densidad δ y una porción de la cual está mineralizada con partículas de densidad δ_m . El contraste de densidad entre la roca mineralizada y la no mineralizada es $\Delta\delta = V_m(\delta_m - \delta)$ donde V_m es el volumen del mi-

neral en proporción al de la roca matriz. Para un volumen que contenga 20 por ciento de sulfuros de densidad 5,0 en una matriz de densidad 2,6 resultará un contraste de densidad 0,5.

Susceptibilidad Magnética. Sulfuros diseminados suelen encontrarse en ciertos tipos de rocas ígneas. El contenido magnético en estas rocas puede, en algunos casos, ser propiedad física importante en este tipo de depósitos. Por otra parte rocas alteradas presentan escaso contenido de magnetita existiendo un contraste negativo con la roca no alterada, lo que constituye una propiedad física muy socorrida para la detección de rocas alteradas.

Propiedades Eléctricas. Las características físicas más significativas de los depósitos de sulfuros diseminados son las diversas propiedades eléctricas. Los minerales de lustre metálico son buenos conductores de la electricidad, poseen conducción electrónica, en apropiadas condiciones sufren oxidación y desarrollan polarización inducida. Contrariamente al caso de los sulfuros macizos, la diseminación de sulfuros implica falta de continuidad entre partículas, por lo que la conducción global que muestra un depósito de sulfuros diseminados es mucho menor que la conducción del sulfuro individualmente.

Depósitos de Hierro

El último grupo dentro de la clasificación de yacimientos minerales es el de los yacimientos de hierro. En este tipo de yacimiento existe una gran variedad y desacuerdo entre los geólogos. Un mismo yacimiento suele haberse formado por superposición de varios procesos.

La clasificación que más se acomoda a geofísica sería:

Yacimientos asociados con rocas ígneas.

Yacimientos sedimentarios.

Yacimientos provenientes de lixiviación de depósitos de sulfuros.

Propiedades Físicas de los Depósitos de Hierro

Densidad. La densidad de los minerales de hierro es generalmente mucho mayor que la densidad de la roca huésped. Puede esperarse obtener un contraste de densidad sobre 2,0.

Susceptibilidad Magnética. La susceptibilidad magnética es una propiedad única de minerales como magnetita y pirrotita. Contrariamente a lo que se supone, es la propiedad más caótica que se usa en geofísica. Sin embargo, ésta se ha empleado en forma exitosa en muchos casos de prospección de hierro.

Propiedades Eléctricas. Magnetita pura y hematita son

buenos conductores. Muestran resistividades del orden de 0,1 ohm/m. En general, los contrastes de resistividades con la roca encajadora son suficientes para la aplicación de varios de los métodos eléctricos.

BREVE DISCUSION SOBRE LAS PROPIEDADES ELECTRICAS USADAS EN LA PROSPECCION GEOFISICA

Como se ha visto a través de la clasificación geofísica de los depósitos minerales, las propiedades eléctricas resultan las más importantes y a la vez las más variadas.

Esta situación ha originado una gran cantidad de métodos eléctricos que en la actualidad se encuentran en pleno proceso de investigación, tanto en su diseño, como en su modo más básico de aplicación e interpretación de los resultados.

Para comprender las propiedades eléctricas relacionadas con las rocas comunes y mineralizadas se recomendará considerar el siguiente análisis comparativo:

Supongamos un trozo de mineral, como el representado por la figura 2, en el cual aparecen fundamentalmente dos tipos de materiales, uno predominante o matriz, constituido por roca de mala conducción eléctrica y otro escaso o inclusiones, que presentan buena conducción eléctrica. Notemos además que esta muestra de roca posee varias fisuras, unas a través de la matriz y otras a través de las inclusiones y matriz respectivamente. Se debe suponer además, que estas fisuras contienen materiales que facilitan el paso de corriente eléctrica, tales como soluciones de iones de alta movilidad. La situación así planteada ofrece una variedad de recorridos al flujo eléctrico que se quiere imponer desde el exterior a la muestra. En efecto, este trozo de material puede ser reemplazado por un circuito equivalente como el mostrado en la figura 2. La resistencia R1 representa la oposición a que la corriente circule por la masa matriz; cuando R1 es muy baja, gran parte de la corriente circulará por ella apareciendo como resultado neto que las inclusiones de resistencia R3 no participarán en el efecto de conducir corriente. Si estas inclusiones consistieran en partículas de mineral útil, el método eléctrico carecería de aplicación. La resistencia R2 representa la dificultad al paso de corriente por las fisuras. Si R2 es mucho menor que R1, el flujo de corriente tenderá a circular por la primera. Al mismo tiempo, aquellas fisuras que conducen a la inclusión de resistencia R3, obligarán a que la corriente circule por ella, produciéndose en algunos casos efectos de inducción L o también efectos de capacitancia C.

Esta discusión está indicando claramente bajo que condiciones y en que forma, las propiedades eléctricas son útiles en la prospección geofísica.

Las propiedades físicas aquí discutidas han presentado siempre un desafío a la técnica de mediciones de fenómenos físicos. Estas técnicas han sido determinantes en el progreso de la geofísica y, a través de los diversos métodos empleados, han permitido finalmente desarrollar los métodos eléctricos de prospección conocidos principalmente como: Resistividad, Potencial Espontáneo, Electromagnético y Polarización Inducida.

EVALUACION DE LOS METODOS DE PROSPECCION GEOFISICA

El método geofísico que se debe aplicar puede determinarse principalmente a partir de la clasificación geofísica de los depósitos minerales. Sin embargo, comúnmente existen otros factores que condicionan la elección definitiva del método a aplicar.

Factores tales como: roca encajadora, forma de la estructura, topografía, geografía, costos, etc. tienen comúnmente decisiva importancia sobre el método a emplear y sobre la forma de proceder con la interpretación. En otras palabras, el método geofísico correcto a emplearse dependerá de la habilidad y de la posibilidad que tenga el geofísico de analizar y discriminar todos los factores de una manera lógica y conveniente. Ejemplos de tales factores que dificultan la selección de una determinada técnica de prospección serían:

Terreno de topografía muy abrupta en el caso de usar gravímetro.

Ocurrencia de rodados de magnetita en el caso de levantamientos magnéticos terrestres.

Ocurrencia de estructuras no vetiformes en el caso de aplicar métodos electromagnéticos.

Tamaño y profundidad del cuerpo mineralizado para la determinación de la disposición de electrodos en el caso de aplicar polarización inducida.

Resulta de mucha importancia considerar el tipo de tarea, o mejor, que clase de información se espera obtener con geofísica. En relación a geofísica minera existen dos campos bastante bien diferenciados:

- a) **Exploraciones.** Areas vírgenes donde no se dispone de muchos datos geológicos y el principal propósito es encontrar cualquier clase de mineral útil.
- b) **Prospecciones.** Distritos mineros, estudiados geológicamente o casos aislados conocidos donde sólo se pretende encontrar más detalles o

simplemente confirmar alguna teoría geológica propuesta.

En el primer caso, no podría recomendarse un método específico sino que probablemente varios de ellos. En el segundo caso, la información geológica determinará, sin lugar a dudas, el mejor método de prospección y de interpretación de los resultados.

Muchas otras consideraciones pueden presentarse en esta discusión. Para una mejor evaluación de los métodos geofísicos se recomienda analizar la Tabla 3.

EVALUACION DE LOS METODOS GEOFISICOS

TABLA 3

Factores Que Se Deben Considerar Al Aplicar Un Método Geofísico		
Gravimetría	Magnetometría	Métodos Eléctricos
1.- Contraste de densidad.	1.- Contraste magnético.	1.- Contraste de resistividad.
2.- Regularidad de la densidad.	2.- Tamaño de los cuerpos en relación a su profundidad.	2.- Tamaño de los cuerpos en relación a su profundidad.
3.- Tamaño del cuerpo en relación a su profundidad.	3.- Cercanía con otros cuerpos.	3.- Profundidades moderadas.
4.- Cercanía con otros cuerpos.	4.- Magnetismo remanente.	4.- Resistividad de la capa superficial adecuada.
5.- Topografía de la superficie.	5.- Objetos magnéticos extraños como rieles, cañerías etc.	5.- Topografía regularmente suave.
6.- Disponibilidad de cartas topográficas a gran distancia.	6.- Bajo costo.	6.- Ausencia de conductores extraños, cables, rieles etc.
7.- Alto costo.		7.- Electromagnéticos mejor apropiados para cuerpos vetiformes.
		8.- Profundidad de investigación controlable.
		9.- Polarización inducida y resistividad apropiados para cuerpos de gran volumen.
		10.- Regular y alto costo.
En todos los métodos y dependiendo del caso, se debe considerar la posibilidad de combinación de varios métodos.		
Todos los métodos geofísicos requieren un detallado apoyo geológico para una interpretación adecuada.		

Prospección de Sulfuros Macizos

Probablemente, la tarea más común en geofísica de prospección minera, es la búsqueda de sulfuros macizos. Según las definiciones dadas más arriba, casi todos los métodos geofísicos podrían aplicarse. Es típico el caso de la aplicación del método electromagnético en lugares donde se conoce la existencia de vetas, pero se desconoce en que dirección se extienden o tienen su mejor desarrollo.

Es muy corriente que los depósitos de sulfuros macizos, se encuentren emplazados en grietas que dieron origen a vetas parcialmente rellenadas con sulfuros, otros materiales conductores y magnetita. La existencia de estos materiales conductores nos lleva a recordar que no todo sulfuro macizo es buen conductor y que contrariamente no todo conductor es un cuerpo de sulfuro.

La primera situación, puede explicarse pensando en la forma en que está constituido uno de estos cuerpos. Muchos de los minerales, individualmente presentan excelente conducción eléctrica, en cambio, otros son verdaderos aisladores interrumpiendo el paso de la corriente a todo el sistema. Por esta razón, un depósito relativamente rico puede pasar inadvertido con el uso del método electromagnético. La segunda idea, corresponde al caso donde minerales de ganga como arcilla, grafito, ayudan a conducir la electricidad en tal medida que promueven el hallazgo de importantes anomalías electromagnéticas comparables con aquellas producidas por cuerpos de sulfuros macizos. Sin embargo, esta desafortunada situación puede en algunos ejemplos servir de guía para la aplicación de otros métodos ya que estas anomalías pueden conducir al descubrimiento, en forma indirecta, de mineralización económica.

Del estudio de diversos casos de aplicación a la búsqueda de cuerpos de sulfuros macizos se puede concluir:

- 1.- La aplicación del método magnético, es muy conveniente cuando minerales tales como magnetopirita y magnetita se encuentran asociados a los sulfuros útiles.
- 2.- La aplicación del método electromagnético entrega datos sobre detección directa de sulfuros macizos y también puede detectar otros cuerpos conductores que sirven en forma indirecta a la búsqueda de estructuras favorables para la concentración de minerales útiles. El método electromagnético TURAM y Slingram, terrestres o

aéreos son los más apropiados para esta clase de prospección.

- 3.- La búsqueda de cuerpos de sulfuros macizos puede hacerse, tanto en la superficie del terreno como a cierta altura sobre éste.
- 4.- El costo de la aplicación de estos métodos es muy bajo comparado con la información que suelen entregar. El método aéreo puede cubrir grandes áreas en muy corto tiempo y sobre terrenos inaccesibles o remotos.

Respecto a la información que se puede lograr, es posible resumir:

- a) Si la prospección se hace aprovechando un método indirecto, tal como usando la combinación sulfuros-magnetita o estructuras de fallas con mucha arcilla, la información que se logra no puede considerarse definitiva, habrá que buscar otras informaciones adicionales para confirmar la presencia de minerales útiles.
- b) Por lo general, una vez ubicada una zona anómala, siempre es posible encontrar la fuente de producción del fenómeno físico detectado.
- c) La profundidad, forma y cantidad del material magnético y conductor que se ha detectado es mucho más difícil de precisar.
- d) La aplicación de los métodos electromagnéticos muestra fuertes limitaciones en terrenos con cubiertas muy conductoras, especialmente cuando se trata de sulfuros muy profundos y en terrenos de topografía abrupta.

Prospección de Sulfuros Diseminados

El método de polarización inducida (PI) es comúnmente el único que puede aplicarse a este tipo de distribución mineralógica.

Varios importantes "porphyry copper" se han descubierto en los últimos años con el uso de polarización inducida como método básico de prospección.

Toda nueva técnica de exploración debe pasar varios tipos de pruebas antes de llegar a establecer su verdadero poder de resolución. Generalmente instrumentos y métodos se someten a pruebas de laboratorio y terreno en condiciones conocidas. Es dudoso que se logre inventar o descubrir una técnica que sea infalible en la detección de minerales; son tan variados los factores que en el mejor de los casos se podrá estimar en que condiciones un método es mejor que otro.

La evaluación del método PI como una técnica efectiva de exploración se basa en los siguientes factores:

1. El método puede ser aplicado de tal manera que revela la presencia y distribución de minerales de lustre metálico, sin entregar muchas pistas falsas debido a otros minerales de propiedades similares.
2. Esta información es una valiosa guía para ubicar minerales de valor económico.
3. El costo de la aplicación del método permite su uso en la gran mayoría de los casos.

En relación al primer punto, la experiencia obtenida puede ser resumida en las cuatro siguientes conclusiones:

- a) Dentro de ciertos límites de tamaño, profundidad y porcentaje de sulfuros en volumen, el método PI puede establecer la presencia o ausencia de minerales de lustre metálico en casi la mayoría de los casos.
- b) Con menos exactitud, la extensión lateral de los sulfuros diseminados puede ser localizada.
- c) El orden de magnitud de la profundidad a la cual se encuentra la zona mineralizada es posible de apreciar en la mayoría de los casos.
- d) La estimación de la cantidad o porcentaje de sulfuros, puede algunas veces, ser determinada. En todo caso es la menos segura de las conclusiones.

El segundo punto en la evaluación del método PI requiere que el contenido de sulfuros sea una guía para encontrar minerales económicos. El análisis de un área candidata a PI es un problema geológico. Una vez determinada la presencia de anomalías PI vuelve a transformarse en problema geológico. El hecho que con PI se encuentra muchas veces un depósito de pirita no es un argumento válido para hacer una crítica negativa al sistema.

El tercer punto considera el costo de un estudio con PI. El costo varía fuertemente con el tipo de terreno, con la topografía y con la profundidad de investigación deseada, pero siempre se mantiene dentro de límites aceptables para empresas de mediana envergadura. Actualmente el costo total en terrenos moderadamente suaves y de conducción eléctrica aceptable se puede estimar en US\$ 80.- por día efectivo de trabajo.

Prospección de Minerales de Hierro

La prospección de hierro es la más antigua de las aplicaciones en geofísica. Además de los numerosos casos publicados, existen muchos en los cuales parece haberse hecho una aceptable interpretación de los datos y constituyen hoy yacimientos en producción. Históricamente la aplicación de geofísica de prospección comienza con la búsqueda de yacimientos de hierro. Los numerosos yacimientos de hierro que fueron encontrados por medio de estudios geofísicos permite apreciar el grado de confiabilidad que se puede esperar del método magnético de prospección.

Entre las ventajas del método magnético se encuentra el hecho que difícilmente una masa magnética puede dejar de ser detectada. La precisión de los actuales magnetómetros es tal, que cuerpos relativamente pequeños y profundos no escapan a la sensibilidad de los detectores. Esta cualidad es especialmente importante para los magnetómetros aéreos. Como consecuencia de este concepto, siempre que se proyecte correctamente un sondeo, éste encontrará un material magnético en suficiente cantidad y calidad como para justificar la anomalía magnética detectada lejos del foco magnético. Esta cantidad y calidad de material magnético, no son necesariamente las que definen un depósito económicamente explotable.

Sin quitar importancia a estas ventajas del método magnético, existen varios inconvenientes al tratar de interpretar los datos magnéticos:

- a) Las curvas de igual atracción magnética, empleadas comúnmente en el mapeo de anomalías magnéticas, no representan ni siquiera aproximadamente, la forma del cuerpo magnético; aún más, iguales formas de curvas isomagnéticas pueden corresponder a distintas geometrías de de un cuerpo magnético.
- b) En latitudes con ángulos de inclinaciones bajas del campo magnético, los valores anómalos máximo y mínimo se encuentran bastante desplazados con respecto al cuerpo magnético. Este hecho incide principalmente en que el área que debe ser levantada magnéticamente es muchas veces mayor que el área ocupada por el cuerpo magnético.
- c) La susceptibilidad magnética es una de las propiedades más caóticas usadas en geofísica; debido a esto, las anomalías observadas relativamente lejos del cuerpo magnético sólo representan un cuadro global del efecto magnético compuesto por todos los fragmentos de rocas.

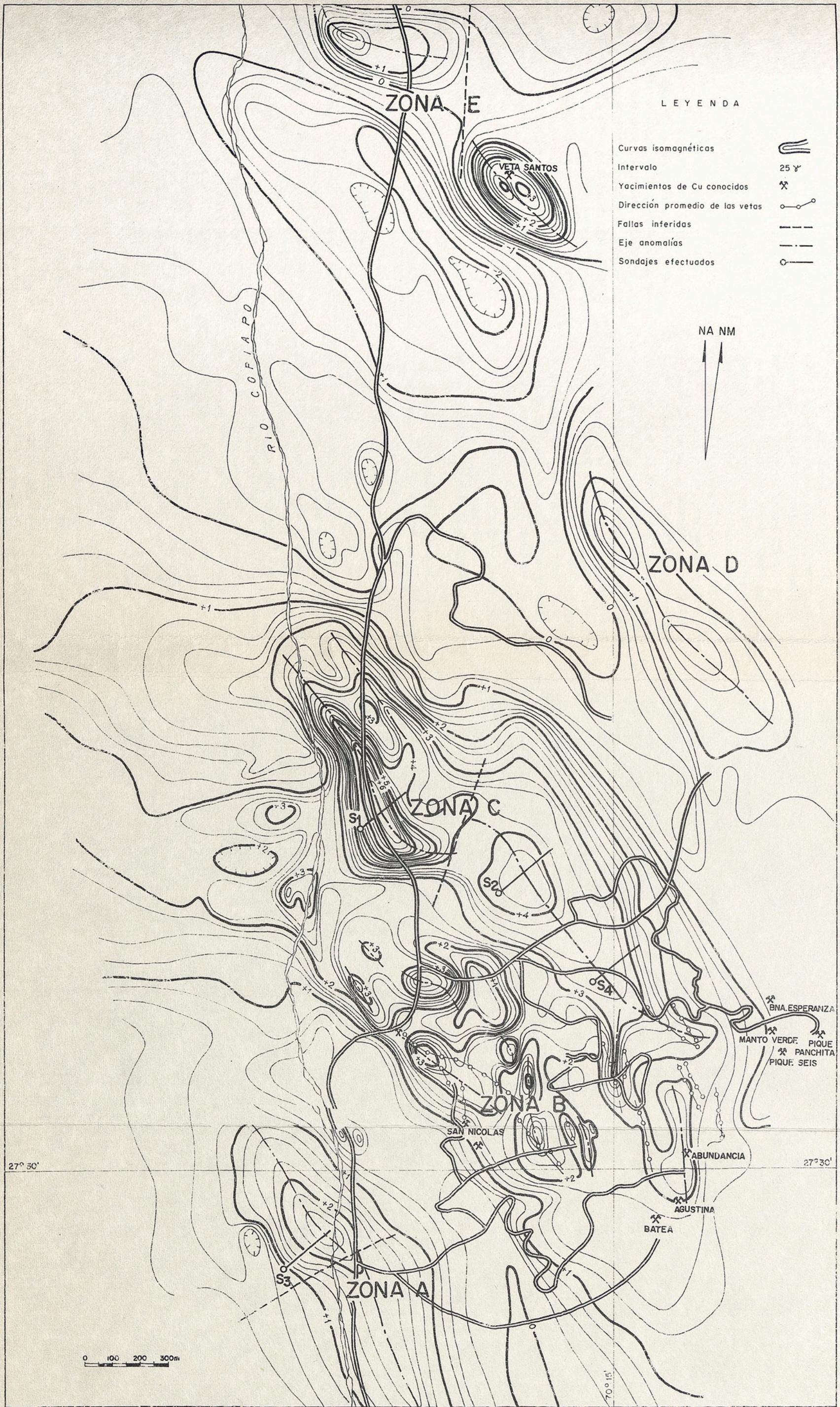


Figura 3. Levantamiento magnético. Distrito Minero Punta del Cobre. Atacama.

Esta última consideración implica, en parte, lo difícil que resulta tratar de interpretar en detalle la distribución de los minerales de hierro dentro del yacimiento descubierto con el método magnético.

Algunas de las dificultades anteriores pueden ser parcialmente eliminadas con el uso de otros métodos geofísicos.

La gravimetría es útil para ubicar con mayor exactitud la posición de un cuerpo magnético denso. Se obovia de esta manera la propiedad polarizable que presentan las sustancias magnéticas. El máximo gravimétrico debe estar sobre el centro de gravedad del cuerpo denso. Sin embargo, el centro de gravedad no necesariamente se encuentra dentro de la masa causante de la anomalía gravimétrica. Otra de las ventajas que resulta de la combinación magnetométría-gravimetría es la posibilidad de considerar como un todo los minerales magnéticos y no magnéticos de hierro, dentro del yacimiento, mientras éstos sean más pesados que la roca encajadora.

En general la gravimetría resulta un método bastante más lento y costoso que la magnetometría, por lo que sólo debe aplicarse en casos muy bien justificados.

EJEMPLOS DE APLICACION

Estudio Geofísico en el Distrito Minero Punta del Cobre, Atacama.

El distrito minero Punta del Cobre se encuentra en la provincia de Atacama, en las vecindades de la fundición Paipote. Este distrito ha constituido por muchos años una importante fuente de producción de minerales de cobre.

Los diversos yacimientos del distrito son vetas encajadas en las formaciones Punta del Cobre y Abundancia las que corresponden a rocas estratificadas marinas de edad neocomiana. La primera de estas unidades aparece intruída por dos cuerpos de albitóforo. Al oeste del distrito aflora una extensa aureola metamórfica de contacto de hasta 3,5 km de ancho, producida por el emplazamiento de intrusivos granodioríticos del Cretácico en rocas sedimentarias predominantemente calcáreas del Neocomiano (Ortíz, *et al.*, 1966). Parte de esta zona de contacto, se encuentra cubierta por sedimentos modernos poco consolidados, los que como veremos más adelante, están cubriendo un posible yacimiento de minerales de cobre que viene a sumarse a las reservas mineras de la región.

El estudio geofísico se basó principalmente, en la relación entre minerales de cobre y hierro. En efecto, la presencia de magnetita había sido detectada en los depósitos conocidos dentro del distrito. Se utilizó, por lo tanto la magnetita, como mineral guía en la prospección de nuevos depósitos. El levantamiento magnético se realizó con el magnetómetro ABEM MZ-4 de torsión y cubrió un área de aproximadamente 6 x 3 km con estaciones separadas cada 50 m y menor en algunos lugares de interés (fig. 3). Se detectaron de esta forma, varias anomalías magnéticas, las que se clasificaron en zonas A,B,C,D y E según su intensidad magnética y ubicación respecto a las diversas unidades geológicas del distrito. En base a estos antecedentes se programaron cuatro sondeos, marcados en la figura 3, de los cuales sólo el S₃ resultó positivo en cuanto al contenido de cobre. En general, las zonas magnéticas sepultadas fueron ubicadas con los sondeos, aunque los cálculos de profundidad estimados fueron siempre mayores que los valores reales. La zona A, completamente cubierta por terrenos de acarreo presenta una anomalía magnética alrededor de 2.500 γ y la curva magnética de 1000 γ cubre un área de 1000 x 500 m aproximadamente.

En la primera tentativa de interpretación de los datos magnéticos se usó el método propuesto por Bruckshaw y Kunaratnam (1963) de donde se obtuvieron varias soluciones para cada interpretación.

El número de soluciones podría haberse disminuído, en el caso que algún dato como el ancho o profundidad del techo del cuerpo se hubiesen conocido por otro medio. Posteriormente el sondeo S₃ viene a resolver parcialmente el problema de la profundidad y potencia de la zona mineralizada, con lo que fué posible hacer una reinterpretación de los datos magnéticos (fig. 4). Hasta el momento, no se ha determinado la extensión de la mineralización en el sentido longitudinal, para lo cual se requerirá de otros sondeos. Se ha intentado resolver esta incógnita, aplicando un potencial eléctrico en la zona mineralizada ubicada dentro del sondeo y determinando la distribución de este potencial en la superficie. Aparentemente, el resultado es muy similar al entregado por la anomalía magnética por lo que se puede suponer que la extensión de la mineralización es de por lo menos 700 m en la dirección NS (fig. 5). La necesidad de realizar nuevos sondeos en este distrito y en especial en la anomalía A, parece evidente. Posteriormente, se realizó un perfilaje eléctrico dentro del sondeo S₃, el que servirá en el futuro para la correlación con otras perforaciones. Es importante notar que los cambios de resistivi-

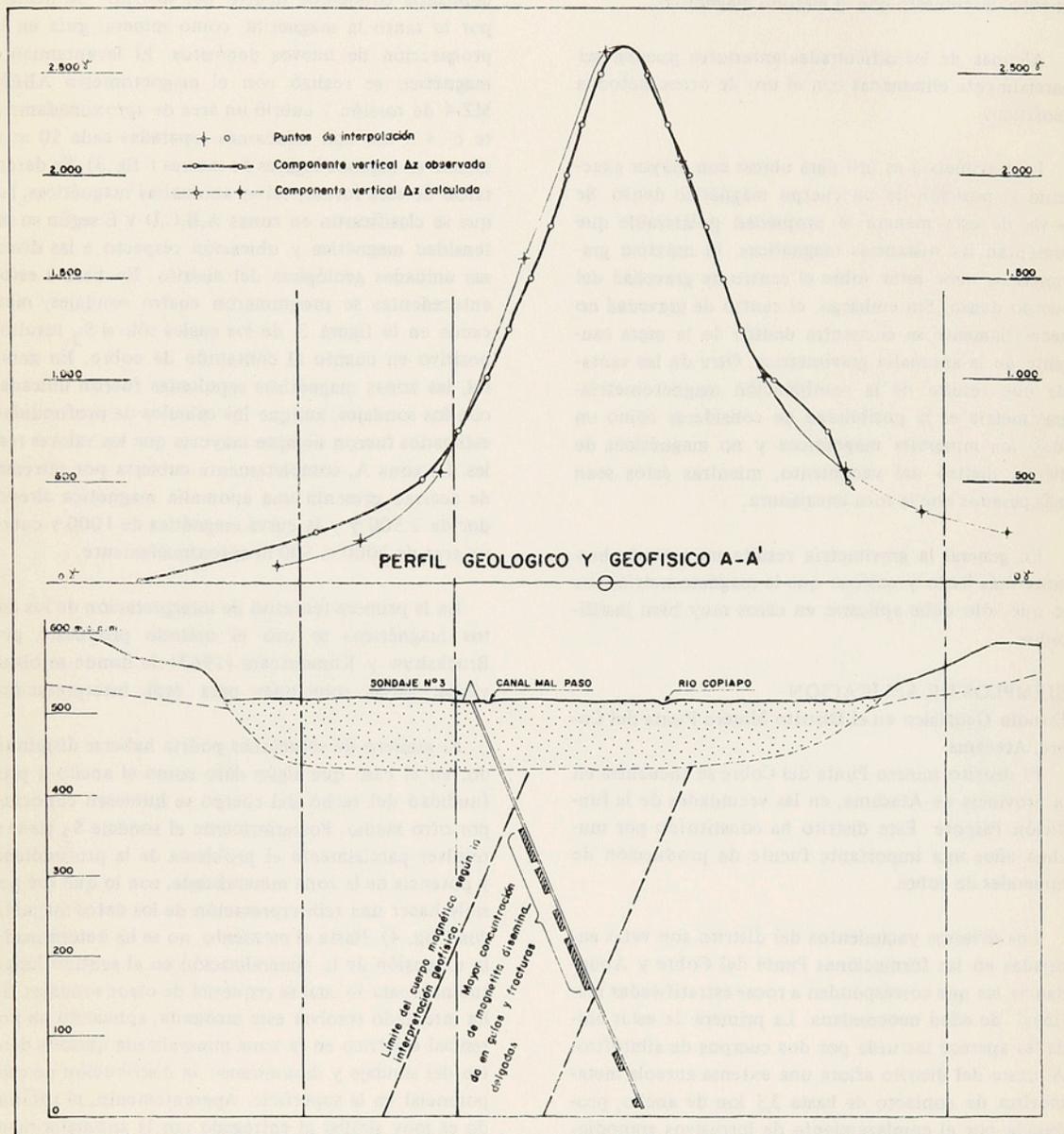


Figura 4. Perfil geológico y geofísico A - A' de la anomalía magnética A.
 Distrito Minero Punta del Cobre, Atacama.

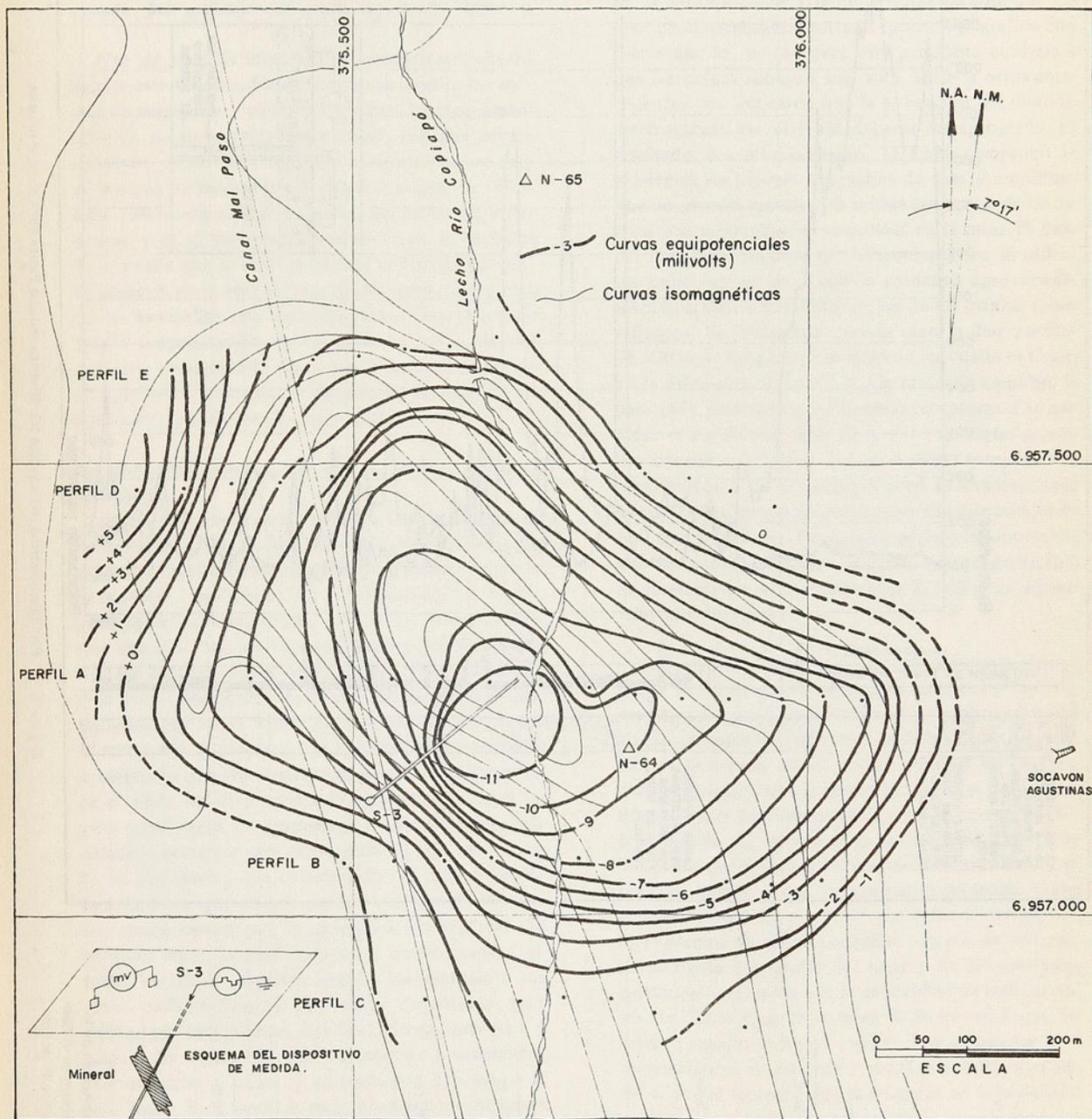


Figura 5. Resultado del potencial aplicado en el sondaje S3. Curvas equipotenciales e isomagnéticas alrededor del sondaje S3. Distrito Minero Punta del Cobre, Atacama.

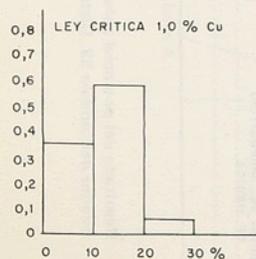
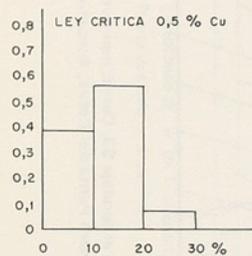
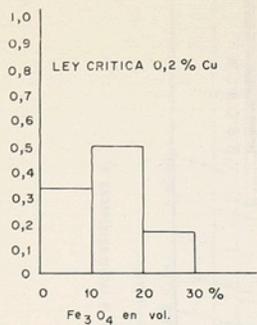


Figura 7. Distribución probabilística de la relación magnetita-cobre en el Sonda S3. Distrito Minero Punta del Cobre, Atacama.

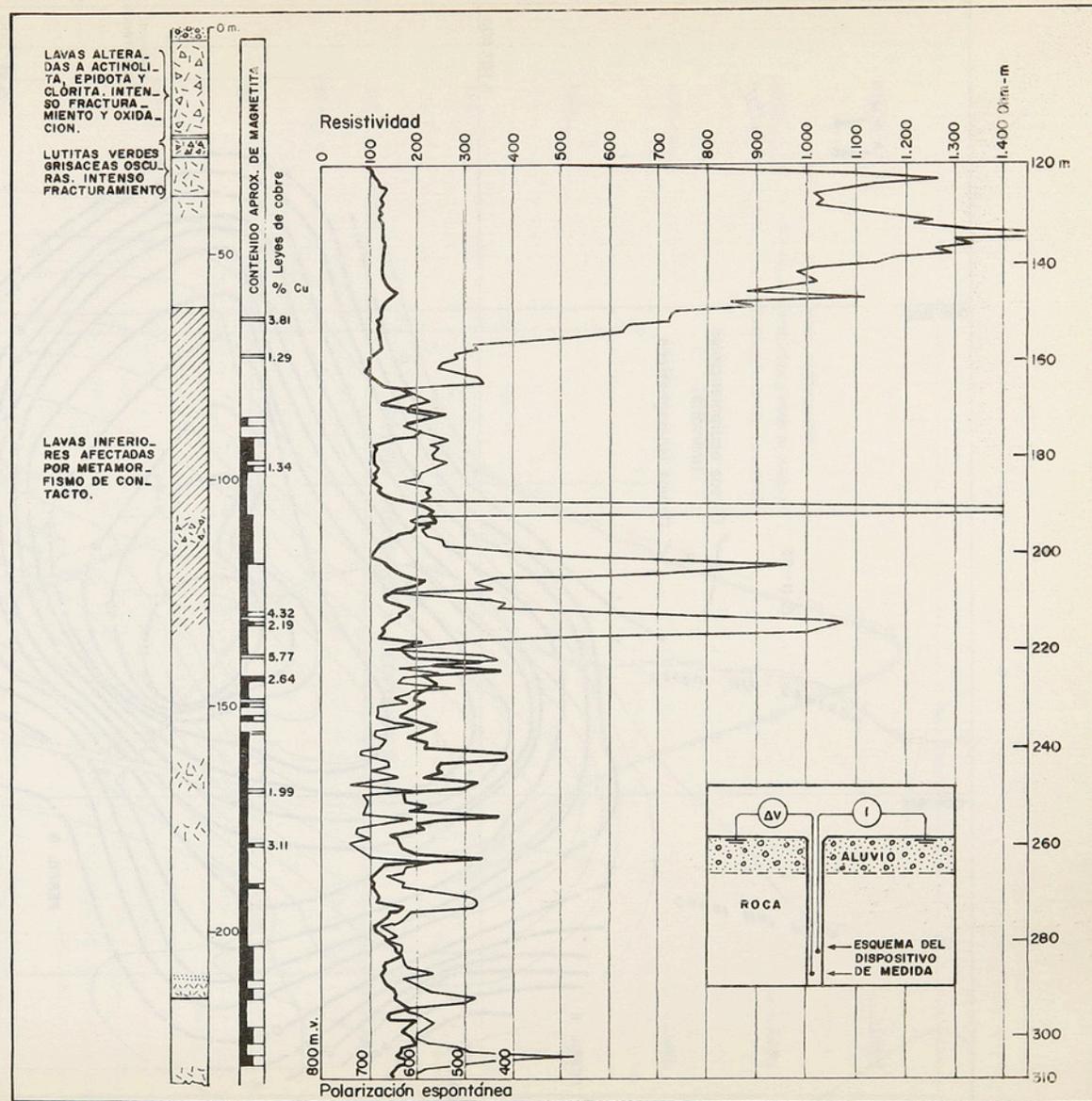


Figura 6. Perfilaje eléctrico del sondaje S3. Distrito Minero Punta del Cobre, Atacama.

dad observados dentro del sondaje, están controlados por la mineralización de hierro y cobre según se desprende del perfilaje del pozo S₃ en la figura 6.

Una de las más importantes conclusiones obtenidas en este estudio, fue la correlación, entre la cantidad de magnetita y sulfuros de cobre. La mencionada relación no es perfectamente lineal, sino que contrariamente, existe sólo un rango de contenido de magnetita que es favorable a la mineralización de cobre. Esta conclusión está graficada en las curvas de distribución y en el histograma probabilístico de la figura 7, se puede, por lo tanto, observar lo difícil que resulta predecir en el caso de asociación cobre hierro, cual de las anomalías será de importancia para encontrar mayor concentración de minerales de cobre. En este caso por ejemplo está claro que la mayor concentración de cobre se encuentra en relación al rango 10-20 por ciento en volumen de magnetita.

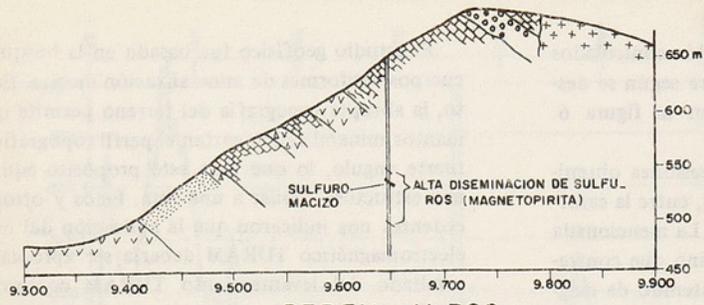
Estudio Geofísico en el Distrito Minero Cabildo, Aconcagua.

El distrito minero de Cabildo, vecino a la planta de concentración Cabildo de ENAMI, comprende varios pequeños yacimientos de cobre tipo manto. Estos se encuentran emplazados en la formación Lo Prado, compuesta principalmente por rocas sedimentarias que han sido parcialmente afectadas por diversos grados de metamorfismo de contacto. Bajo esta formación y aparentemente en concordancia subyace una secuencia de rocas volcánicas que se han asignado a la formación Pachacama. Las rocas intrusivas están representadas por una apófisis de granodiorita que aflora al norte del área estudiada. Los estratos de la región constituyen un monoclinial de rumbo aproximadamente norte sur con inclinación de 30° -45° al este. El yacimiento que corresponde a la mina El Sauce está formado por cuatro mantos que tienen, en general, concordancia con la estratificación regional. Su potencia total, la cual incluye los cuatro mantos, alcanza los 40 m. La roca huésped corresponde a una caliza metamorfoseada tipo skarn constituida principalmente por granate, epidota, calcita, piroxena y cuarzo. La mineralización corresponde a calcopirita, magnetopirita y pirita, y se encuentra asociada a la roca skarn. En general la mineralización se encuentra ligada a un fenómeno de metamorfismo de contacto y se ubica donde el sedimento calcáreo ha sido transformado a roca skarn. Estas zonas metamórficas se encuentran limitadas tanto en el sentido horizontal como vertical produciéndose cuerpos ciegos imposibles de detectar con los métodos geológicos convencionales. (Rivera, A., et al., 1970).

El estudio geofísico fue basado en la búsqueda de cuerpos vetiformes de mineralización maciza. En efecto, la abrupta topografía del terreno permite que los mantos mineralizados corten el perfil topográfico con fuerte ángulo, lo que para este propósito equivale a una estructura similar a una veta. Estos y otros antecedentes nos indicaron que la aplicación del método electromagnético TURAM debería ser apropiado. El resultado del levantamiento TURAM comprobó la existencia de algunas anomalías de fase y amplitud, que en general muestran la misma tendencia de las estructuras mineralizadas conocidas en la mina El Sauce. Para el levantamiento electromagnético se utilizó un cable emisor de 2.000 m colocado aproximadamente paralelo a la estratificación de los mantos mineralizados. Se levantaron de esta manera diez perfiles de 500 m de longitud, a lo largo de los cuales se observó la diferencia de fase $\Delta \varphi$ y la razón de amplitud R para cada posición de las bobinas receptoras. Las medidas se registraron cada 20 m y 10 m, según se estimó necesario, mientras que las bobinas receptoras se mantuvieron a 20 m una de la otra. El levantamiento se realizó utilizando las dos frecuencias disponibles de 660 cps. y 220 cps. En algunos perfiles las anomalías electromagnéticas son tan intensas que quedaron fuera de escala del instrumento para los 20 m de separación entre bobinas.

La determinación de la calidad del conductor se puede hacer utilizando la relación amplitud y fase, como también, analizando los resultados obtenidos con las dos frecuencias. Ambas consideraciones determinan la existencia de un cuerpo mineral de excelentes condiciones de conductividad, lo que podría traducirse en el descubrimiento de algún cuerpo de sulfuro macizo. El cálculo de la profundidad, a partir de los datos electromagnéticos resultó bastante difícil de realizar, debido a que las anomalías presentan varias irregularidades. Es probable que éstas provengan de la existencia de varios pequeños cuerpos de sulfuros, de la fuerte topografía del lugar y de las corrientes galvánicas originadas por la modalidad de trabajo empleada. En la zona de la mina El Sauce, el relieve del terreno resultó bastante crítico. Las anomalías electromagnéticas en este lugar, resultaron mínimas debido a que el receptor que se desplaza en la superficie quedaba, por el efecto topográfico, a gran distancia del cuerpo conductor.

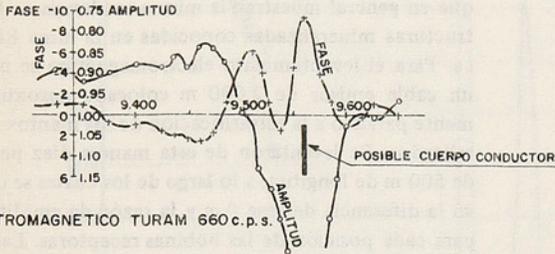
Posteriormente al levantamiento electromagnético, se realizó, sobre los mismos perfiles, un estudio de polarización inducida. A pesar que esto no era estrictamente necesario, se insistió en este segundo estudio,



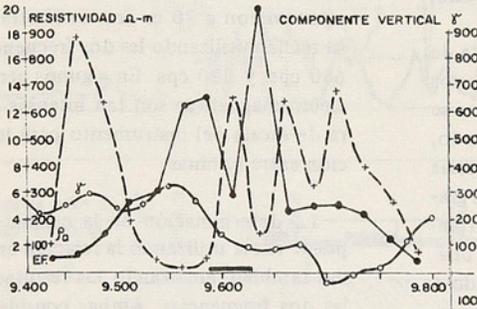
LEYENDA

- ANDESITA
- ARENISCA
- ANDESITA BRECHOSA
- CALIZA
- CONGLOMERADO FINO
- GRANATITA
- PORFIDO

PERFIL 11.300



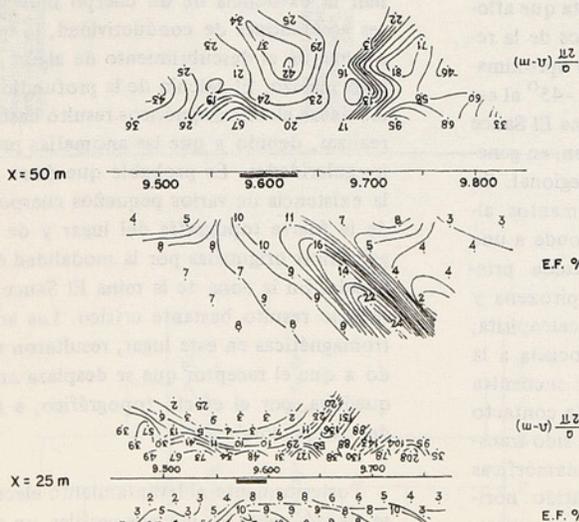
EFFECTO DE FRECUENCIA % 20



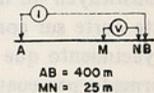
LEYENDA

- E. F. Efecto de Frecuencia
- ρ_a Resistividad Aparente
- γ Magnético
- Zona Anómala

DISPOSICION DE ELECTRODOS



GRADIANTE



DIPOLO - DIPOLO

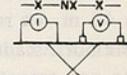


Figura 8. Resultados de los estudios electromagnético, magnético, resistividad y polarización inducida y sondaje en Perfil 11.300 la zona Mina El Sauce. Distrito Minero Cabildo, Aconcagua.

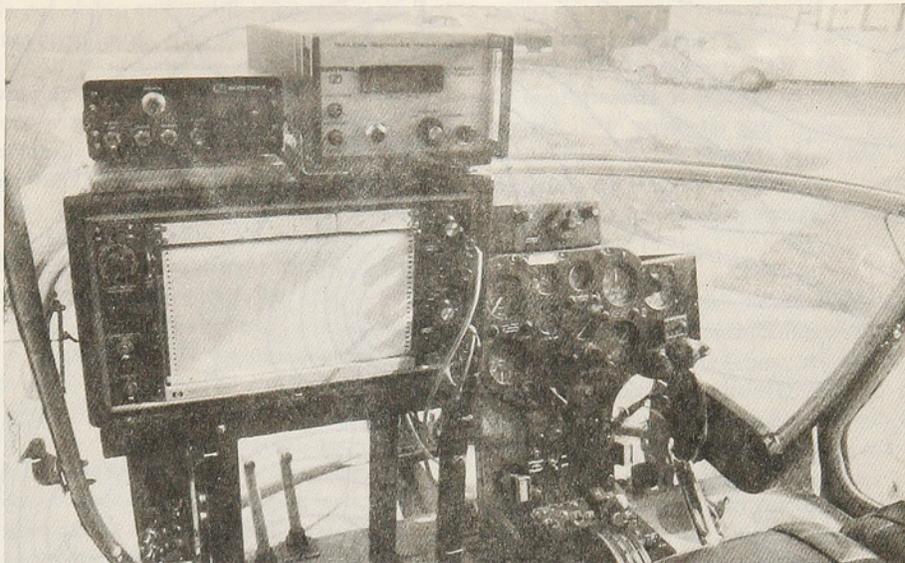


Figura 9. Magnetómetro de precisión nuclear Scintrex, instalado a bordo del helicóptero FAIRCHILD 12 E.

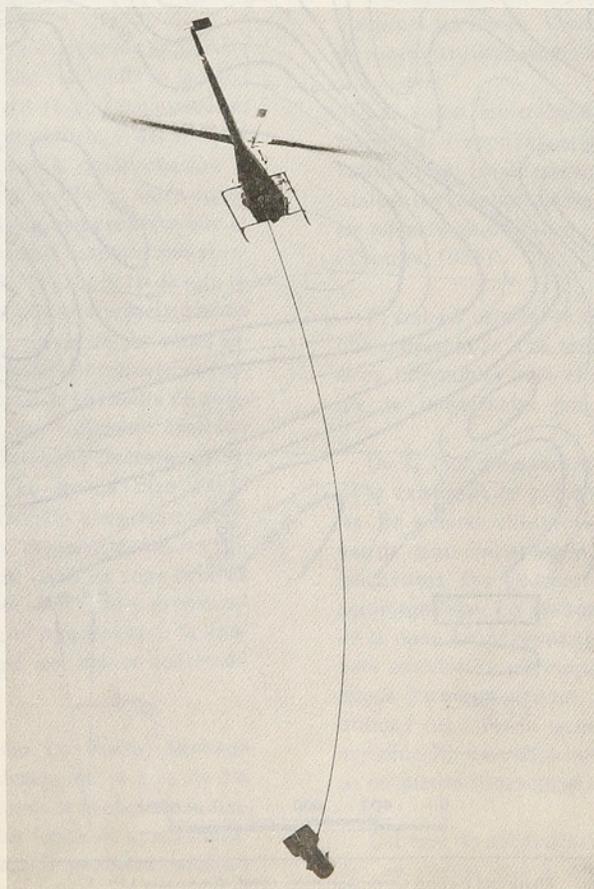


Figura 10. Detector remolcado a 30 m bajo el helicóptero.

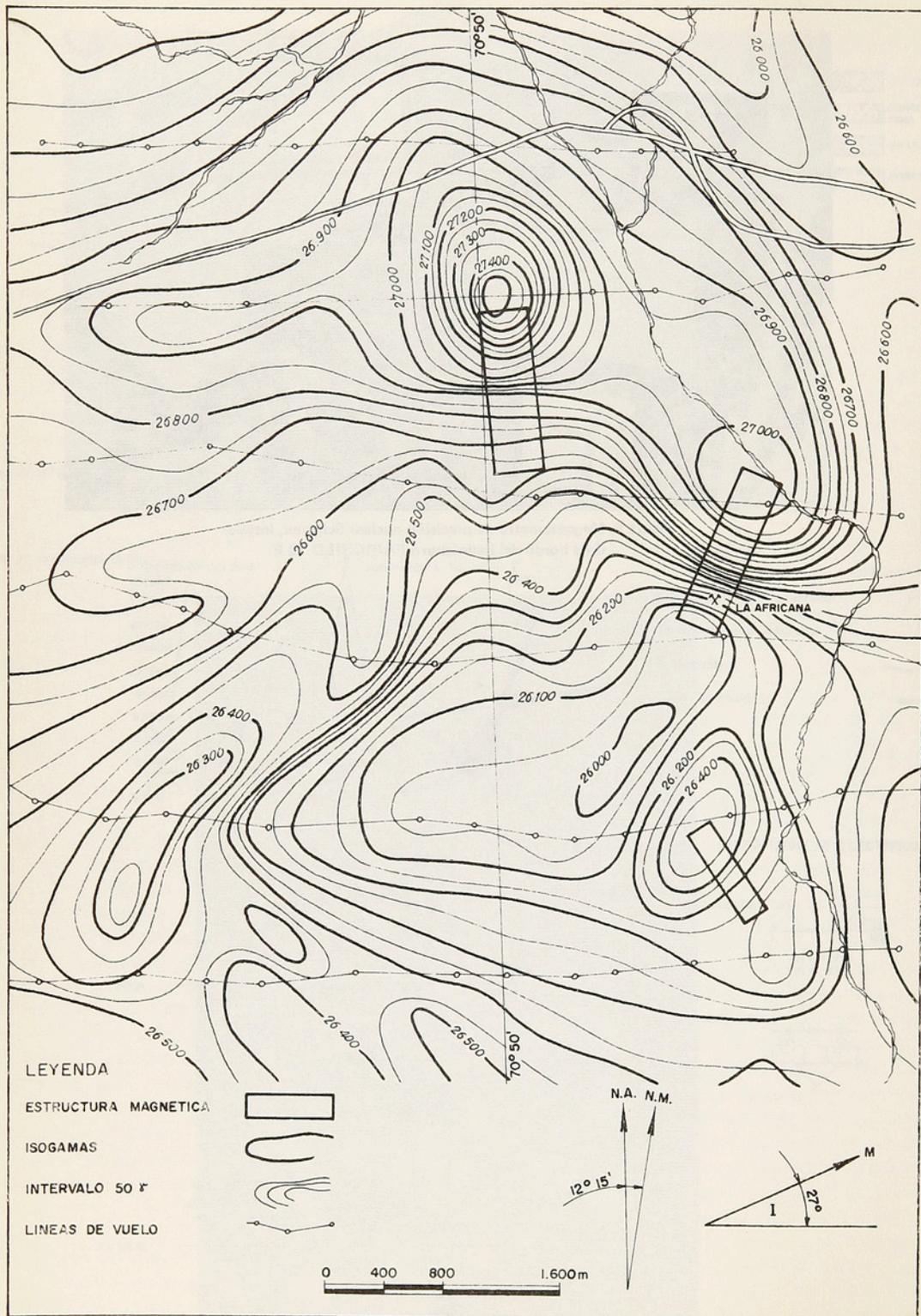


Figura 11. Plano del campo aeromagnético total. Anomalía LD - 1.
Zona La Africana. Distrito Minero Lo Prado.

el que tendría por objeto comprobar la existencia de concentraciones de sulfuros.

Primeramente el método de polarización inducida se aplicó usando el arreglo de electrodos dipolo-dipolo con separación de electrodos de 50 m, lo que ha permitido una considerable penetración en comparación al sistema TURAM. Posteriormente los perfiles 10.700 y 11.300 se repitieron con el sistema dipolo-dipolo para 25 m y con el sistema de arreglo de electrodos conocido como gradiente. De este modo se pretendió lograr mayor detalle, pero una menor profundidad de investigación. Todos los sistemas geofísicos, en sus varias modalidades de aplicación, indicaron los mismos resultados, lo que comprueba la existencia de un cuerpo de sulfuro macizo, vecino al que se conoce en la mina El Sauce. Ambos métodos geofísicos, electromagnéticos y polarización inducida, detectaron anomalías de alta intensidad, llegando en algunos casos al límite de lecturas del instrumento; por ejemplo algunos valores de polarización inducida muestran 24 por ciento de cambio de resistividad con el cambio de frecuencia.

Los resultados de los diversos métodos geofísicos aplicados en este trabajo, se han resumido en la figura 8, donde se muestra el perfil 11.300 incluyéndose los resultados geológicos de superficie y del sondaje exploratorio recomendado para la comprobación y evaluación de las informaciones geofísicas antes discutidas. De estos resultados puede comprobarse que el sondaje exploratorio fue colocado bastante más al este de las anomalías geofísicas. El propósito de esta ubicación está bastante clara y obedece principalmente a la dirección de la estratificación de las rocas sedimentarias del lugar. El resultado del sondaje, es bastante satisfactorio para justificar la anomalía de polarización inducida, ya que existe suficiente cantidad de sulfuros diseminados. La anomalía electromagnética TURAM, sin embargo, no queda bien explicada, debido a que no se encontró abundante mineralización maciza de sulfuros. Probablemente los sulfuros macizos no profundizan hasta la zona cortada por el sondaje. Otros sondajes en el área y programados del mismo modo, también comprobaron la existencia de sulfuros, pero con un mayor contenido de cobre.

Levantamiento Aeromagnético Lo Prado, Santiago

El estudio geofísico, realizado en el área de Lo Prado, ubicada al sur poniente de la ciudad de Santiago, abarca la superficie de una figura de aproximadamente 25 x 27 km. El trabajo de geofísica consistió en un levantamiento aeromagnético, para el cual se

utilizó el magnetómetro MAP-2, fabricado por Scintrex- Canadá, montado en un pequeño helicóptero FH-12E de Helicopservices - Chile Ltda. (figs. 9 y 10). El levantamiento se efectuó en líneas de vuelo de dirección E-W separadas por 1 km y a una altura aproximada de 200 m sobre el terreno. La operación completa de terreno consistió en 12 horas efectivas de vuelo, las que se completaron en 3 días de trabajo en Octubre de 1971.

Este estudio aeromagnético constituye una prospección indirecta de yacimientos de cobre. En efecto, estudios geológicos-geofísicos previos habían demostrado la correlación cobre-magnetita por lo que el método magnético se consideró recomendable. Debido a que la región presenta fuerte relieve topográfico e intensa vegetación, el costo de cualquier trabajo de terreno resultaría muy alto por lo que se resolvió realizar primeramente una exploración aérea de modo de seleccionar, para prospección terrestre, sólo áreas que resultasen de mayor interés.

Geológicamente, el área Lo Prado abarca las formaciones Lo Prado, Veta Negra y una gran extensión de rocas intrusivas variando de dioritas a granitos.

Las zonas mineralizadas, conocidas hasta el momento, corresponden a las regiones de contacto del batolito con las diferentes rocas sedimentarias y volcánicas. La mineralización se localiza preferentemente en estructuras de fallas o grietas de tendencia NNE. (Thomas, 1958).

El trabajo original se efectuó a la escala 1:20.000, que corresponde a la escala de los mosaicos fotográficos disponibles para el área. Posteriormente el plano de isonómalas fue reducido a otras escalas.

De la interpretación de los resultados se desprende la existencia de seis áreas magnéticamente anómalas. En general, existe buena correlación entre las zonas de contacto, sedimentos intrusivos y las anomalías magnéticas. Por ejemplo: la anomalía LP1-2, (mapa aeromagnético, Lo Prado) corresponde a la estructura de la mina La Africana (L. Silva; C. Pimstein, 1972). Esta correlación geológica-geofísica es de vital importancia para este estudio, ya que está demostrando la utilidad del método magnético en la primera fase de exploración de yacimientos con suficiente cantidad de magnetita como mineral de ganga.

Del tipo de anomalías encontradas durante el estudio, se deduce que la interpretación debe necesariamente hacerse usando modelos de tres dimensiones y

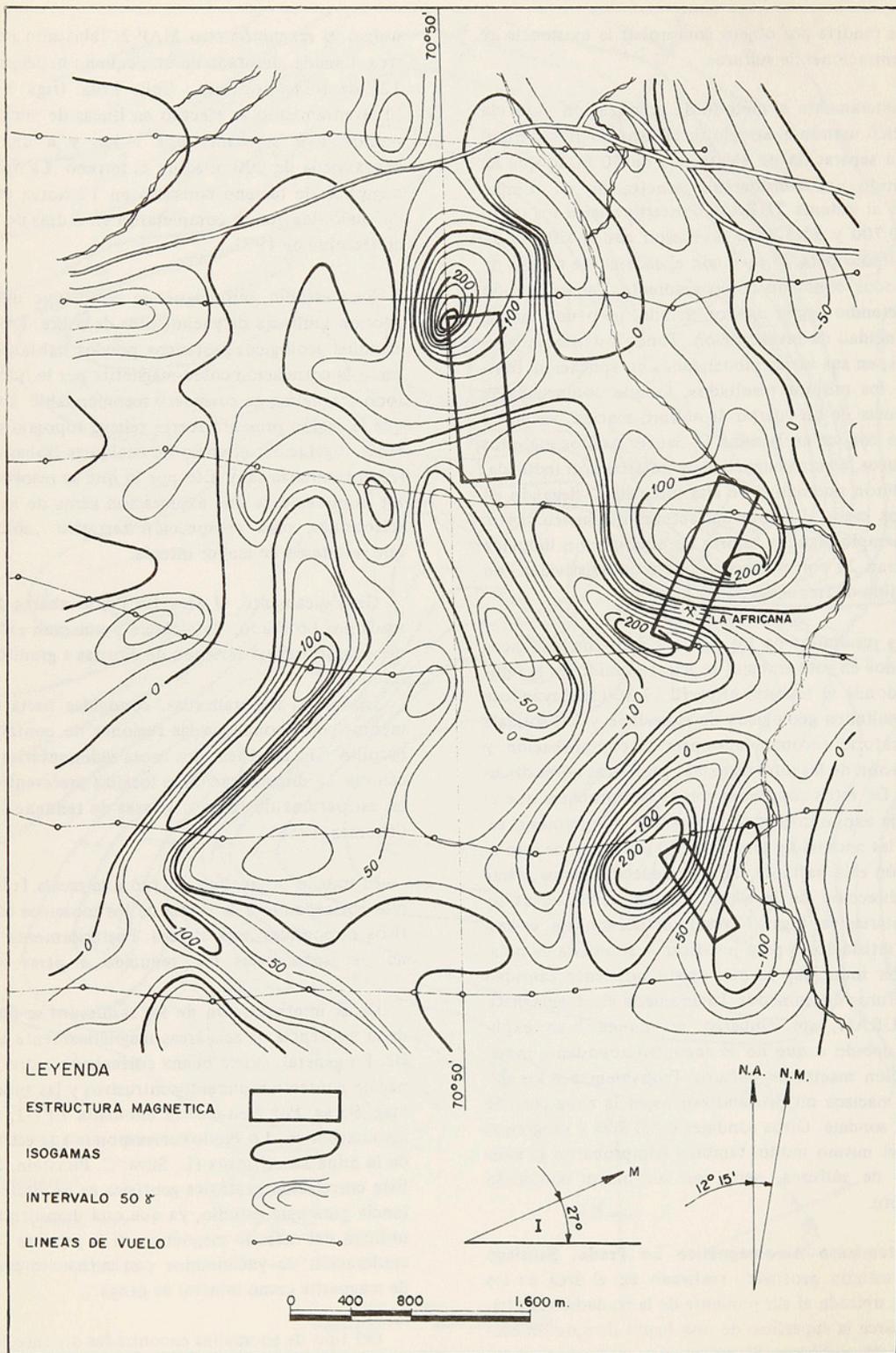


Figura 12. Plano del campo magnético total residual Mina La Africana. Distrito Minero Lo Prado.

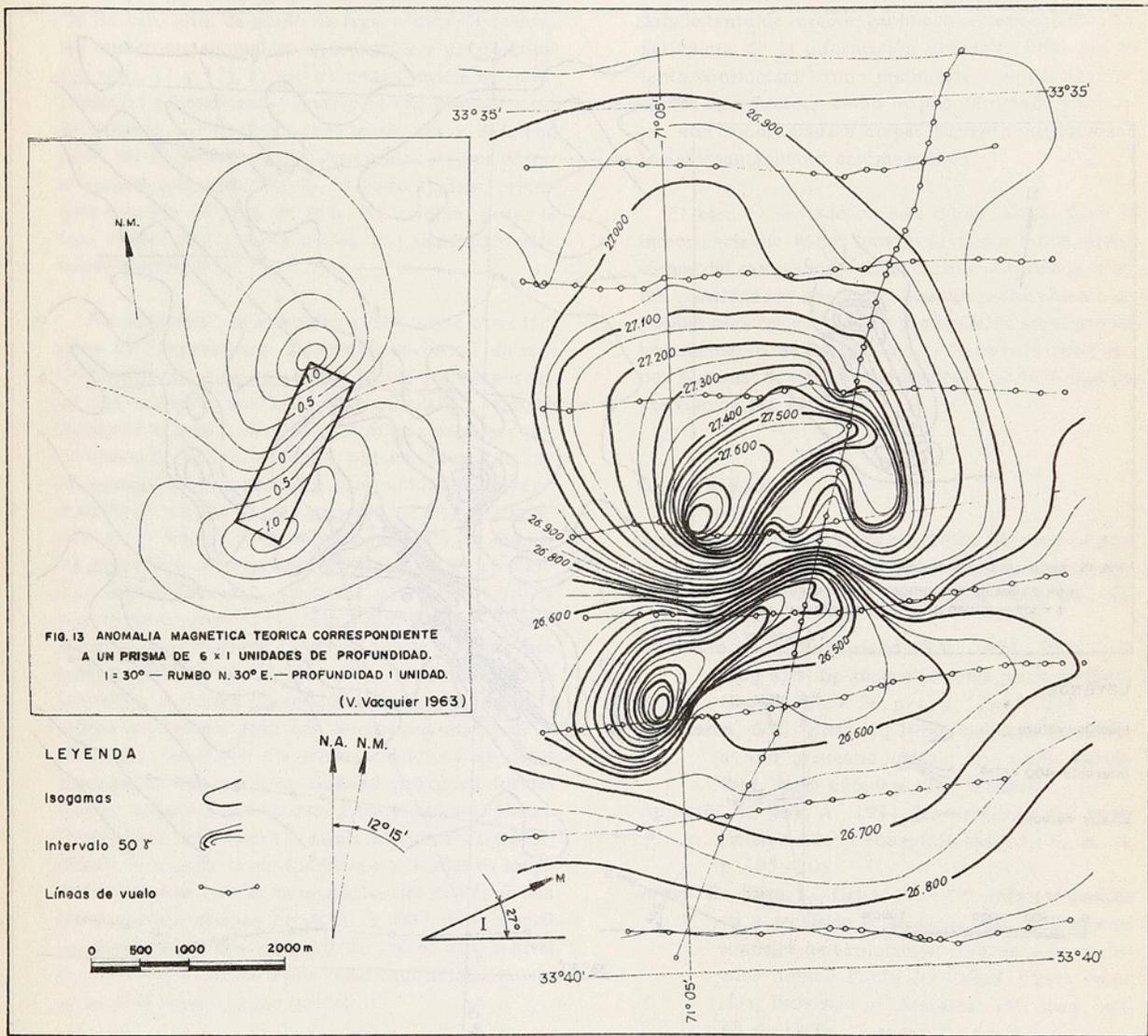


Figura 14. Plano del campo aeromagnético total. Anomalía LP - 6. Distrito Minero Lo Prado.

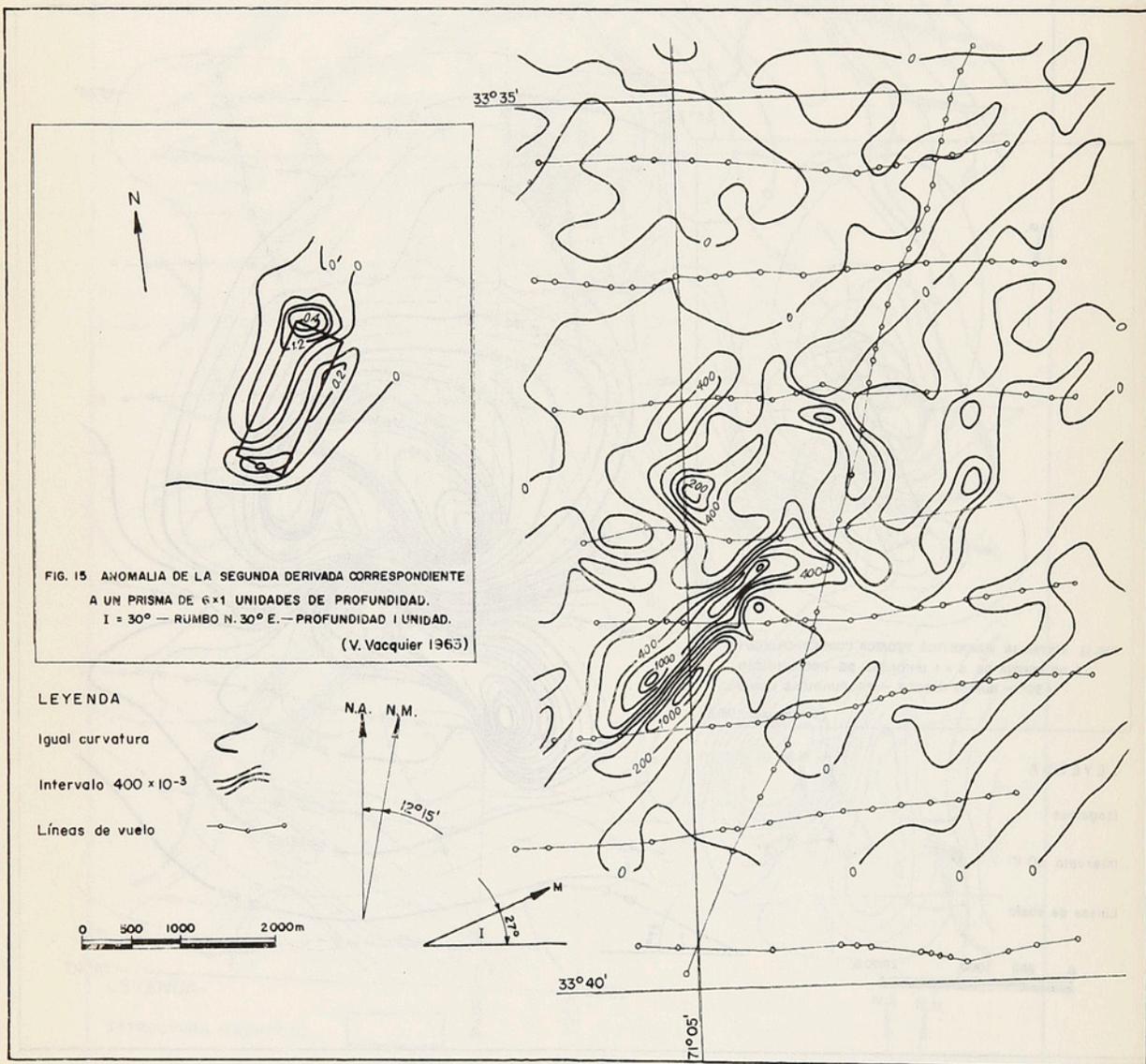


Figura 16. Plano de la segunda derivada de la anomalía LP - 6. Distrito Minero Lo Prado.

filtros que permitan la separación de las anomalías propiamente tales de aquellas variaciones muy locales o muy regionales.

La zona anómala LP-1 se interpretó usando un filtro de paso alto, de modo de separar más claramente las numerosas anomalías superpuestas y poco definidas (figs. 11 y 12). El uso de estas técnicas de interpretación generalmente requiere de una gran cantidad de datos lo que implica por lo tanto, menor distancia entre las líneas de vuelo. Esto último, a pesar de ser altamente recomendable, no se pudo realizar, principalmente por razones de orden económico y por la baja calidad de los mosaicos fotográficos usados para la navegación aérea.

Por otra parte, la anomalía LP6, admite otras técnicas de interpretación. Es posible encontrar un modelo matemático relativamente simple que proporcione una anomalía analíticamente calculada y aproximadamente igual a la observada; de esta manera y por comparación directa, se pueden obtener datos tales como: posición, dimensiones y profundidad del cuerpo magnético. La figura 13 representa un prisma magnético de 6×1 unidades de profundidad y su anomalía magnética correspondiente, la figura 14 en cambio, corresponde a la anomalía observada sobre la cual se ha dibujado la posición y dimensiones del probable prisma magnético que se puede obtener por comparación de ambas anomalías magnéticas. Considerando la forma suave que presenta la anomalía teórica en comparación con las irregularidades de la observada, se puede deducir la existencia de otros cuerpos vecinos, que en realidad producen formas más complicadas que simples prismas de caras planas. Haciendo la reducción a la escala adecuada y transformando la unidad de profundidad a unidades de longitud se obtiene que las dimensiones del prisma deben ser aproximadamente de 2000×500 m y el cual se encontraría a una distancia de 250 m bajo el nivel de observación de los datos. Vale decir relativamente cerca de la superficie del terreno.

En anomalías relativamente aisladas, como es el caso de LP6, se pueden aplicar otros operadores matemáticos que permitan resaltar ciertas características de una curva magnética.

Las figuras 15 y 16 corresponden a la anomalía de la segunda derivada o curvatura del campo magnético obtenida por cálculo analítico del modelo 6×1 de la anomalía observada respectivamente. Estas curvas permiten determinar con mayor exactitud la posición de la estructura magnética, ya que deforman las

curvas del campo magnético de tal manera que las zonas de mayor curvatura quedan claramente definidas.

A partir de un levantamiento aeromagnético, se pueden determinar zonas de interés para trabajos de detalle tanto de carácter geológico como geofísico. La naturaleza de la información obtenida, debe por lo tanto considerarse como preliminar y las recomendaciones más directas, como mapeo de detalle y sondajes, está subordinada a etapas bastante posteriores a la del levantamiento aeromagnético.

El caso presentado en esta oportunidad, tiene la importancia de haber localizado importantes alteraciones del campo magnético, las que posiblemente estén relacionadas con mineralización cobre-hierro de posible carácter económico y además de ser el primer levantamiento aeromagnético enteramente realizado por personal y equipos del Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.

BIBLIOGRAFIA

- American Geological Institute**, 1960, Glossary of geology and related sciences, with supplement: American Geological Institute, 2nd. Ed., Washington, 379 p.
- Anderson, C.D., Sutherland, D.B.**, 1971, DPM-1: A long wire dip-angle electromagnetic method: *Geophysics*, v. 36, n. 6, p. 1223 - 1231.
- Andreasen, G.E., Zietz, I.**, 1969, Magnetic fields for a 4×6 prismatic model: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 666, 9 p., 210 láminas.
- Apparao, A., Roy, A.**, 1971, Resistivity model experiments, 2: *Geoexploration*, v. 9, n. 4, p. 195 - 205.
- Araya, R., Silva, L., Ortíz, F.**, 1970, Informe geológico y geofísico sobre un programa de cuatro sondajes de exploración realizados en el distrito minero Punta del Cobre, Tierra Amarilla, Provincia de Atacama: Inf. Ined. IIG, 68 p., 19 fig., 1 anexo.
- Baltosser, R.W., Lawrence, H.W.**, 1970, Application of well logging techniques in metallic mining: *Geophysics*, v. 35, n. 1, p. 143 - 150.
- Becker, A., Telford, W.M.**, 1965, Spontaneous polarization studies: *Geophys. Prosp.*, v. 13, n. 2, p. 173 - 188.
- Bertin, J.**, 1968, Some aspects of induced polarization: *Geophys. Prosp.*, v. 16, n. 4, p. 401-426.
- Boschart, R. A.**, 1968, Ground EM prospecting - selection and adaptation of methods: *Mining in Canada*, 7 p.

- Bosschart, R.A.**, 1970, Multi-system airborne prospecting: Internat. Geophys. Symposium, Poprad, Czechoslovakia, 16 p.
- Bosschart, R.A., Pemberton, R.H.**, 1969, Application and limitations of airborne electromagnetic systems in mineral exploration: Mining in Canada, 16 p.
- Bosschart, R.A., Seigel, H.O.**, 1966, Some aspects of the TURAM electromagnetic method: Transactions, v. 69, p. 156 - 161.
- Bosum, W.**, 1970, An example of chromite prospecting by magnetics: Geophys. Prosp., v. 18, supp., p. 637 - 653.
- Bruckshaw, J.M., Kunaratnam, K.**, 1963, The interpretation of magnetic anomalies due to dykes: Geophys. Prosp., v. 11, n. 4, p. 509-522.
- Chasteney de Gery, J., Naudy, H.**, 1957, Sur l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques: Geophys. Prosp., v. 5, n. 4, p. 421 - 448.
- Cornille, P.**, 1970, Phase measurements of electromagnetic field components: Geophysics, v. 35, n. 5, p. 897 - 900.
- Dieter, K., Paterson, N.R., Grant, F.S.**, 1969, IP and resistivity type curves for three-dimensional bodies: Geophysics, v. 34, n. 4, p. 615-632.
- Dobrin, M.B.**, 1952, Introducción a la prospección geofísica: Omega, Barcelona, 483 p.
- Doig, R.**, 1968, The natural gamma-ray flux: insitu analysis: Geophysics, v. 33, n. 2, p. 311-328.
- Domzalski, W.**, 1966, Importance of aeromagnetics in evaluation of structural control of mineralization: Geophys. Prosp., v. 14, n. 3, p. 273-291.
- Fountain, D.K.**, 1968, The application of induced polarization method at Brenda Mines, British Columbia: CIM Bull., v. 61, p. 153 - 157.
- _____, 1968, Geophysics applied to the exploration and development of copper and molybdenum deposits in British Columbia: CIM Bull., v. 61, p. 1199 - 1206.
- _____, 1969, The use of geophysics in mineral exploration in the Northwestern United States and Southern British Columbia: Pacific Northwest Metals and Minerals Conference, Western Miner, v. 42, n. 10, p. 22-40.
- _____, 1972, Geophysical case histories of disseminated sulphide deposits in British Columbia: Geophysics, v. 37, n. 1, p. 142-159.
- Fraser, D.C.**, 1969, Contouring of VLF-EM data: Geophysics, v. 34, n. 6, p. 958 - 967.
- Geophysical Instrument and Supply Company**, 1965, Fundamentals of selecting and using electrical prospecting equipment for mining geophysics: Geophysical Instrument and Supply Company, Denver, Colorado, 17 p.
- Grant, F.S., West, G.F.**, 1965, Interpretation theory in applied geophysics: McGraw Hill, New York, 584 p.
- Gupta, V.K., Fitzpatrick, M.M.**, 1971, Evaluation of terrain effects in magnetic surveys: Geophysics, v. 36, n. 3, p. 582 - 589.
- Gupta Sarma, D., Biswas, S.K.**, 1966, A portable proton precession magnetometer: Geophys. Prosp., v. 14, n. 3, p. 292 - 300.
- Hallof, P.G.**, 1960, Uses of induced polarization in mining exploration: Transactions, v. 217, p. 319 - 327.
- _____, 1961, Variable frequency induced polarization data compared with drilling results at four properties, cases 1 - 20: Northern Miner, 34 p.
- _____, 1963, A study of the usefulness of the various parameters employed in the variable frequency IP method: Annual General Meeting, SEG, New Orleans, 12 p.
- _____, 1964, A comparison of the various parameters employed in the variable-frequency induced polarization: Geophysics, v. 29, n. 3, p. 425 - 433.
- _____, 1965, The proper choice of frequencies for induced polarization measurements: Annual General Meeting, SEG, Texas, 15 p.
- _____, 1966, The use of the induced polarization method to find ore under Lake Chibougamau: Canadian Mining and Metallurgical Bull., 5 p.
- _____, 1966, Induced Polarization gains popularity as field tool, cases 21 - 30: Northern Miner, 3 p.
- _____, 1967, The use of induced polarization measurements to locate massive sulphide mineralization in environments in which EM methods fail: Canadian Centennial Conference on Mining and Groundwater Geophysics, Ontario, 21 p.
- _____, 1967, An appraisal of the variable frequency IP method after twelve years of application: Symposium on Induced Polarization, Univ. of California, Berkeley, 13 p.
- _____, 1968, The use of geophysics to locate sulphide mineralization at depth: XX Int. Geol. Congress, Prague, Czechoslovakia, 11 p.
- Hallof, P.G., Schults, R., Bell, A.**, 1962, Induced polarization and geological investigation on the Ballyvergin copper deposit: Transactions, v. 223, p. 312 - 318.
- Hallof, P.G., Winniski, E.**, 1971, A geophysical case

- history of the Lakeshore ore body: Geophysics, v. 36, n. 6, p. 1232 - 1249.
- Hedestrom, E.H.**, 1937, Phase measurements in electrical prospecting : AIME, Techn. Publ. n. 187, Class L, Geophys. Prosp., n. 50, 19 p.
- Hedestrom, E.H., Parasnis, D.S.**, 1959, Some model experiments relating to electromagnetic prospecting with special reference to airborne work: Geophys. Prosp., v. 7, n.4, p. 322-341.
- Henderson, R.G., Zietz, I.**, 1967, The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields: in Mining Geophysics, SEG, tomo II, p. 606 - 620.
- Hendrick, D.M., Fountain, D.K.**, 1970, Induced polarization as an exploration tool, Noranda Area, Quebec: Annual General Meeting CIM, 15 p., 15 fig.
- Hohmann, G.W., Kintzinger, P.R., Van Voorhis, G.D., Ward, S.H.**, 1970, Evaluation of the measurements of induced electrical polarization with an inductive system: Geophysics, v. 35, n. 5, p. 901 - 915.
- Hood, P., McClure, D.J.**, 1965, Gradient measurements in ground magnetic prospecting: Geophysics, v. 30, n. 3, p. 403 - 410.
- Jakosky, J.J.**, 1950, Exploration geophysics: Toija Publish., California, 1195 p.
- Jensen, H.**, 1961, The airborne magnetometer: Scientific American, v. 204, n. 6, p. 151 - 162.
- Julio, M.**, 1971, Anexo estudio geofísico de la Mina El Sauce, Comuna de Cabildo, Departamento de Petorca, Provincia de Aconcagua: Inf. Inéd. IIG., 7 p., 6 fig.
- , 1972, Estudio magnético El Salado 10, El Salado, Atacama: Inf. Inéd. IIG, 9 p., 7 fig.
- , 1972, Prospección radiométrica en la zona de El Abra, Provincia de Antofagasta: Inf. Inéd. IIG, 7 p., 5 fig.
- , 1972, Estudio geofísico Cerro Colorado, Iquique, Provincia de Tarapacá: Inf. Inéd. IIG, 22 p., 18 fig.
- Julio, M., Silva, L.**, 1972, Prospecciones geofísicas en Tres Puntas, Buena Esperanza y Punta Blanca, Departamento de Tocopilla, Provincia de Antofagasta: Inf. Inéd. IIG, 16 p., 12 fig., 3 planos.
- Keller, G.V., Frickknecht, F.C.**, 1966, Electrical methods in geophysical prospecting: Pergamon Press, London, 519 p.
- Ketola, M.**, 1972, Some point of view concerning mise - a - la - masse measurements: Geophysical exploration, v. 10, n. 1, p. 1 - 21.
- Klein, J., Seigel, H.O.**, 1969, Report on geophysical surveys exploration, Reservation 45: Inf. Inéd. Scintrex, 59 p., 15 fig., 9 planos.
- Kleinkopf, M.D., Peterson, D.L., Gott, G.**, 1970, Geophysical studies of the Cripple Creek mining district, Colorado: Geophysics, v. 35, n. 3, p. 490 - 500.
- Lilley, F.E.**, 1968, Optimum direction of survey lines: Geophysics, v. 33, n. 2, p. 329 - 336.
- Lindgren, W.**, 1933, Mineral deposits: McGraw Hill, New York, 920 p.
- McPhar Geophysics Limited**, 1967, A geophysical case history: Canadian Centennial Conference on Mining and Groundwater Geophysics, Ontario, 14 p., 21 fig.
- Meidav, T.S.**, 1970, Arrays and nomograms for electrical resistivity exploration: Geophys. Prosp. v. 18, n. 4, p. 550 - 563.
- Meinardus, H.**, 1967, Estudio geoelectrico en la cuenca de Santiago, Perfil el Paico: Inf. Inéd. IIG. 10 p., 9 fig.
- Meinardus, H., Rivera, A.**, 1968, Estudio de polarización inducida en el yacimiento "Los Pelambres", Provincia de Coquimbo: Inf. Inéd. IIG, 10 p., 7 fig.
- , 1968, Estudio de polarización inducida en los yacimientos "La Planada y Queen Elizabeth", Provincia de Tarapacá: Inf. Inéd. IIG, 12 p., 14 fig.
- , 1969, II Estudio de polarización inducida en "Los Pelambres", Provincia de Coquimbo: Inf. Inéd. IIG, 3 p., 2 fig.
- Mongelli, F., Patella, D.**, 1971, About a method of representation of IP values obtained over sedimentary formation (two layer case): Geophys. Prosp., v. 19, n. 4, p. 652 - 661.
- Nagata, T.**, 1961, Rock magnetism: Maruzen Co., Tokyo, 350 p.
- Naidu, P.S.**, 1968, An example of linear filtering in aeromagnetic interpretation: Geophysics, v. 33, n. 4, p. 602 - 612.
- Ortiz, F., Silva, L.**, 1967, Informe geológico y geofísico, distrito de Punta del Cobre entre Puntilla de Bateas y Quebrada Meléndez, Provincia de Atacama: Inf. Inéd. IIG, 52 p., 5 fig., 2 planos.
- Parasnis, D.S.**, 1956, The electrical resistivity of some sulphide and oxide minerals and their ores: Geophys. Prosp., v. 4, n. 3, p. 249 - 278.
- , 1967, Three dimensional electric mise - a - la - masse survey of an irregular lead-zinc - copper deposit in Central Sweden: Geophys. Prosp., v. 15, n. 3, p. 407 - 437.

- Parasnis, D S.**, 1970, An elegant, universal nomenclature for electromagnetic moving source-receiver dipole configurations : *Geophys. Prosp.* v. 18, n. 1, p. 88 - 102.
- Parker Gay, S.**, 1971, Morphological study of geophysical maps by viewing in three dimensions: *Geophysics*, v. 36, n. 2, p. 396 - 414.
- Paterson, N.R.**, 1968, Developments in ground EM prospecting: *Canadian Mining Journal*, p. 106 - 110.
- Paul, M.K.**, 1965, Direct interpretation of self potential anomalies caused by inclined sheets of infinite horizontal extensions: *Geophysics*, v. 30, n. 3, p. 418 - 423.
- Pavez, J.**, 1972, Informe de la práctica profesional realizada en la División de Geofísica del Instituto de Investigaciones Geológicas: *Inf. Inéd. IIG*, 23 p., 2 fig., 4 fotos.
- Pelton, W.H., Hallof, P.G.**, 1971, The applied potential method in the search for massive sulphides at York Harbour, New Foundland: *Annual Meeting AIME*, New York, 5 p., 10 fig.
- Pemberton, R.H.**, 1962, Airborne electromagnetics in review: *Geophysics*, v. 27, n. 5, p. 691 - 713, 16 fig.
- Pickett, G.R.**, 1970, Applications for bore hole geophysics in geophysical exploration: *Geophyaixa*, v. 35, n. 1, p. 81 - 92.
- Pimstein, C., Silva, L.**, 1972, Prospecciones geofísicas en el área de la Mina La Africana: *Inf. Inéd. IIG*, 16 p., 11 fig.
- Rivera, A.**, 1968, Estudio de polarización inducida en el yacimiento minero Rosario de Rengo: *Inf. Inéd. IIG*, 6 p., 7 fig.
- _____, 1969, Estudio geofísico en Mina Farellón, Provincia de Coquimbo: *Inf. Inéd. IIG*, 8 p., 10 fig.
- _____, 1969, Estudio de polarización inducida en la zona de Los Loros, Provincia de Coquimbo: *Inf. Inéd. IIG*, 7 p., 7 fig.
- _____, 1969, Informe sobre estudio complementario de polarización inducida en la zona de Los Loros, Provincia de Coquimbo: *Inf. Inéd., IIG*, 6 p., 8 fig.
- _____, 1970, Aplicación del método geofísico de polarización inducida en exploración minera: *Memoria, Esc. Ing. Ind., Univ. Técnica del Estado, Santiago*, 107 p.
- _____, 1971, Estudio de polarización inducida en Mina Teresa de Colmo: *Inf. Inéd. IIG*, 4 p., 4 fig.
- Rivera, A., Silva, L., Egert, E., Espinosa, W.**, 1970, Estudio geológico y geofísico de la Mina El Sauce, Comuna de Cabildo, Departamento de Petorca, Provincia de Aconcagua: *Inf. Inéd. IIG*, 30 p., 31 fig., 3 planos.
- Seigel, H.O.**, 1962, Induced polarization and its role in mineral exploration: *Transactions*, v. 65, p. 151 - 158.
- _____, 1970, Induced polarization method: *Mining in Canada*, 13 p.
- _____, 1972, Método de polarización inducida. (Adaptación al castellano L. Silva): *Manual IIG*, n. 2, 42 p.
- Seigel, H.O., Hill, H.L., Baird, J.G.**, 1968, Discovery case history of the Pyramid ore bodies, Pine Point, Northwest Territories, Canada, *Geophysics*, v. 33, n. 4, p. 645 - 656.
- Silva, L.**, 1961, Estudio geofísico de las anomalías aeromagnéticas de Boquerón Chañar, Provincia de Atacama: *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, 23 p., 21 fig., 1 plano.
- _____, 1962, Estudios geofísicos en la provincia de Atacama: *Memoria, Esc. Ing., Fac. CFM, Univ. Chile*, 83 p.
- _____, 1964, Geophysical prospecting Los Mantos de Punitaqui: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 16 - 35, 19 fig. 3 planos.
- _____, 1964, Estudio geofísico en Andacollo, pertenencias Churque, Enami, Provincia de Coquimbo: *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, 9 p., 8 fig.
- _____, 1964, Geophysical Survey in the Illapel Area: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 47 - 57.
- _____, 1964, Vaca Muerta Mine: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 65 - 76, 2 fig., 3 planos.
- _____, 1964, Farellón Vásquez Mine: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 77 - 93, 3 fig. 2 planos.
- _____, 1964, Porvenir Mine: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 94 - 102, 4 fig.
- _____, 1964, Farellón Sánchez Mine: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 116 - 121, 1 plano.
- _____, 1964, Portezuelo Mine: in *Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys*, *Inf. Inéd. Proyecto Minero NU*, p. 122 - 130,

- 2 fig.
- Silva, R., L., 1965, Electromagnetic prospecting at Violeta Mine, Caimanes Area: en Geophysical Reports on the Coquimbo Province Surveys, Inf. Inéd. Proyecto Minero NU, p. 134 - 138, 3 fig.
- _____, 1965, Estudio geoelectrico de los sondeos de Boquerón Chañar, Provincia de Atacama: Inf. Inéd. IIG, 9 p., 4 fig.
- _____, 1966, Estudio geofísico Las Cuevas: Inf. Inéd. IIG, 6 p., 5 fig.
- _____, 1966, Estudio geofísico Mahuilque, Provincia de Arauco: Inf. Inéd. IIG, 18 p., 17 fig., 2 planos.
- _____, 1966, Estudio geofísico Primavera de Cuncumén, Salamanca, Provincia de Coquimbo: Inf. Inéd. IIG, 13 p., 9 fig., 4 anexos.
- _____, 1966, La geofísica como herramienta de prospección minera: Minerales, Inst. Ing. Minas Ch., año 21, n. 93, p. 19 - 26, 6 fig.
- _____, 1966, Estudio geofísico Las Chivas - Lago Negro, Lago General Carrera, Aysén: Inf., Inéd. IIG, 28 p., 9 fig., 9 planos.
- _____, 1967, Estudio de polarización inducida en el distrito minero Los Mantos Portales, El Ñilhue, Provincia de Aconcagua: Inf. Inéd. IIG, 11 p., 12 fig., 1 plano.
- _____, 1968, Induced polarization instrument design, geophysical research: Colorado School of Mines, Colorado, 15 p., 16 fig.
- _____, 1969, Two - layer master curves electromagnetic sounding: Thesis Master Sc., Colorado School of Mines, Golden Colorado, 80 p.
- _____, 1969, Estudio geofísico del distrito minero de Chimberos, Provincia de Atacama: Inf. Inéd. IIG, 19 p., 11 fig.
- _____, 1969, Estudio geofísico yacimiento Algodones: Inf. Inéd. IIG, 1 plano.
- _____, 1970, Prospecciones radiométricas en el área de Domeyko, Provincia de Atacama: Inf. Inéd. IIG, 5 p., 7 fig.
- _____, 1970, Prospecciones geofísicas en el área de Domeyko, Atacama: Inf. Inéd. IIG, 27 p., 18 fig.
- _____, 1970, Extensión del estudio geofísico del distrito Punta del Cobre, Provincia de Atacama: Inf. Inéd. IIG, 11 p., 6 fig.
- _____, 1971, Estudio geofísico de polarización inducida en zona de alteración Tignamar, Provincia de Tarapacá: Inf. Inéd. IIG, 8 p., 7 fig., 1 plano.
- _____, 1971, Estudio geofísico de polarización inducida en Mina Perico, Departamento de Iquique, Tarapacá: Inf. Inéd. IIG, 6 p., 2 fig.
- _____, 1972, Estudio geofísico Mina San Oscar, Huara Departamento Iquique, Tarapacá: Inf. Inéd. IIG, 5 p., 5 fig.
- _____, 1972, Estudio de polarización inducida Mina Tigre, Iquique, Tarapacá: Inf. Inéd. IIG, 8 p., 7 fig.
- _____, 1972, Levantamiento aeromagnético Lo Prado, Santiago: Inf. Inéd. IIG, 35 p., 8 fig., 10 planos.
- Silva, L., Maranzana, F., Llaumet, C., Galay, I., 1970, Estudio geofísico y geológico de las áreas: Japonesa, Perlita y Nueva Brillador: Inf. Inéd. IIG, 19 p., 12 fig., 6 planos.
- Society of Exploration Geophysicists: 1966, Mining Geophysics: SEG, Wisconsin, tomo I - II.
- Spetor, A., Bhattacharyya, B.K., 1966, Energy density spectrum and autocorrelation function of anomalies due to a simple magnetic models: Geophys. Prosp., v. 14, n. 3, p. 242 - 272.
- Steenland, N.C., 1970, Recent developments in aeromagnetic methods: Geoexploration, v. 8, n. 3 y 4, p. 185 - 204.
- Sumi, F., 1965, Prospecting for non-metallic minerals by induced polarization: Geophys. Prosp., v. 13, n. 4, p. 603 - 616.
- Sutherland, D.B., 1968, AFMAG for electromagnetic mapping: Preprint, Canadian Centennial Conference on Mining and Groundwater, Ontario, 14 p.
- Thomas, H., 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga: Bol. IIG, n. 2, 86 p., 2 mapas.
- Tornqvist, G., Bosschart, R.A., 1958, Some recent results of geoelectrical prospecting in Sweden: Geophys. Prosp., v. 6, n. 2, p. 112-123.
- Vacquier, V., Steenland, N., et al., 1963, Interpretation of aeromagnetic maps: Mem. GSA, n. 47, 151 p.
- Wagg, D., Seigel, H.O., 1963, Induced polarization in drill holes: Canadian Mining Journal, 7 p.
- Ward, S.H., O'Brien, D.P., Parry, J.R., McKnight, B. K., 1968, AFMAG interpretation: Geophysics, v. 33, n. 4, p. 621 - 644.
- Wuenschel, P.C., et al., 1969, Geophysical research and progress in exploration, 1965 - 1968: Geophysics, v. 34, n. 2, p. 145 - 154.

HALLAZGO DE UNA CALDERA VOLCANICA EN LA PROVINCIA DE AISEN

RICARDO FUENZALIDA P. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

WALTER ESPINOSA N. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

En este artículo se da a conocer el hallazgo de una caldera volcánica de carácter básico en la Provincia de Aisén. A pesar de no haber hecho observaciones directas existen evidencias geomorfológicas que indicarían su reciente actividad. La edad de la formación de esta caldera sería posterior al Post-Glacial y anterior a 8.000 - 9.000 años.

INTRODUCCION

El propósito de este trabajo es dar a conocer la existencia de una caldera volcánica de grandes proporciones descubierta en las inmediaciones de la Cordillera de Los Andes, en la provincia de Aisén.

El hallazgo de este aparato volcánico se realizó durante el desarrollo de los programas de Geología Regional que el Instituto de Investigaciones Geológicas (I.I.G.) efectuó en la provincia de Aisén, durante el año 1970 (Fuenzalida y Espinosa, 1970).

UBICACION Y MORFOLOGIA

Este rasgo volcánico, cubierto en su totalidad por una espesa capa de hielo, es conocido como cerro de Los Ventisqueros, o cerro Hudson (). Su ubicación exacta es $72^{\circ}58'$ de longitud O y $45^{\circ}54'$ de latitud S (fig.), a 60 km al suroeste de Puerto Aisén.

El contorno del cráter es circular y su diámetro promedio es de 9 km; la altura del cono volcánico no ha sido comprobada, pero por comparación con relieves vecinos puede ser estimada entre 2.000 a 2.500 m. En la cubierta de hielo se observan fracturas semicirculares en los bordes internos de la caldera.

El drenaje de los hielos se produce por dos vías; la más importante de ellas lo hace en sentido NO en dirección al Valle del río de los Huemules, la otra, de menor importancia drena en sentido SE, ambas aparentemente coincidiendo con un importante rasgo estructural.

La cuenca hidrográfica del río de los Huemules es de reducido tamaño y no justifica el caudal y poder de transporte de este río. Este cauce fue remontado en una extensión de 20 km y hasta el punto alcanzado, el río presenta un caudal más o menos bien definido. Aguas arriba el cauce se desparrama ocupando gran parte del amplio valle.

Durante las cuatro horas que duró la navegación remontando y descendiendo el río, se produjeron notables fluctuaciones del nivel de las aguas descartándose toda influencia de mareas o lluvias en las nacientes del valle. El río fue remontado en abril y los niveles se aproximaban bastante a los máximos anuales. Hay que señalar que en esta época del año generalmente los ríos en la provincia de Aisén registran sus mínimos.

El gran caudal del río de los Huemules y sus fluctuaciones anómalas podrían ser atribuidas a una actividad de la caldera bajo la cubierta de hielo; prueba de ello es la carencia de una cubierta vegetal espesa en gran parte del valle, destacándose diferentes inundaciones según los diferentes grados de desarrollo de la vegetación menor.

Cabe señalar que la composición de los sedimentos acarreados por el río y los materiales que rellenan el valle, son en su totalidad de origen volcánico.

Una migración hacia el norte de la actividad volcánica reciente resalta del análisis de la fotografía aérea ().

El hallazgo de dos cráteres adventicios, en el faldeo norte de la caldera, de actividad relativamente reciente y los rastros dejados por la acción devastadora y muy reciente de un lahar un poco más al norte, señalan un desplazamiento de la actividad en sentido norte-sur (fig. 1).

La primera de estas manifestaciones, corresponde a dos pequeños conos de material piroclástico que deben su actividad a una falla rumbo E-O relativamente reciente, cuyo trazo se delinea perfectamente a través de la espesa vegetación. La segunda de estas manifestaciones resalta por el arrasamiento de la espesa vegetación a lo largo de 7 km en un valle afluente al río Cajón Bravo. La fuente de origen del lahar no se puede precisar, pero se encuentra ubicada aproximadamente en una cumbre cubierta de hielo, a unos 20 km al norte de la caldera. Llama la atención el color claro de los materiales que rellenan el valle, en contraste con los colores oscuros de los piroclásticos más antiguos. Esto podría indicar un cambio en el quimismo de la actividad volcánica.

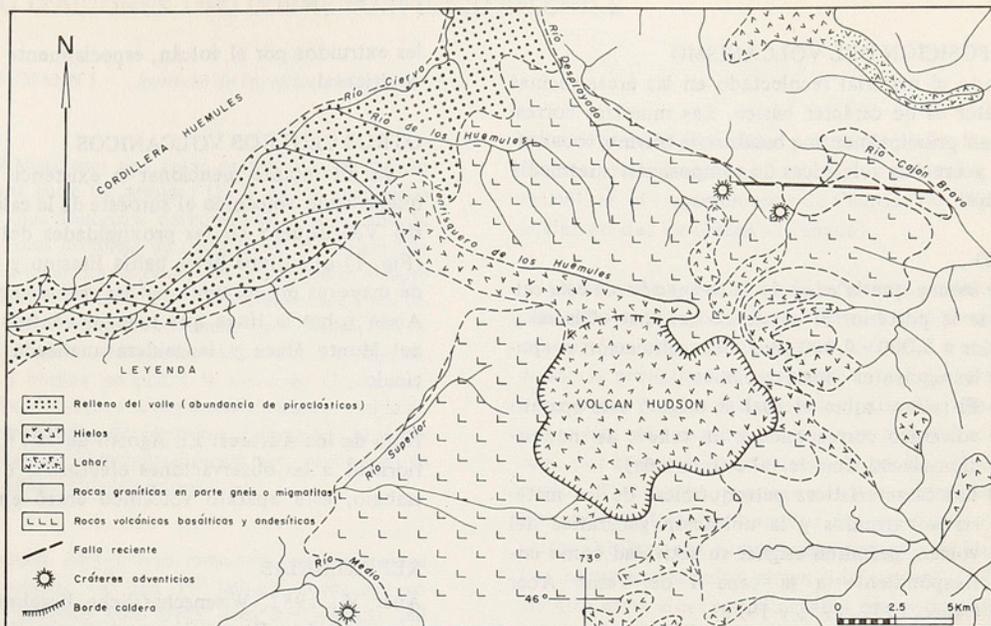


Figura 1. Bosquejo Geológico del Area de la Caldera Volcánica Hudson.



Figura 2. Vista aérea oblicua de la caldera en dirección oeste. Se señala la posición de dos conos adventicios y Ventisquero de los Huemules.

COMPOSICION DEL VOLCANISMO

Todo el material recolectado en las áreas vecinas al cráter es de carácter básico. Las muestras corresponden principalmente a basaltos de olivina, tobas vítreas y brechas volcánicas de composición intermedia a básica.

EDAD

Se estima que la edad de la formación de esta caldera sería posterior al comienzo del Post - Glacial y anterior a 8.000 - 9.000 años. Esta estimación se apoya en las siguientes consideraciones:

- a) El relieve sobre el cual se originó este aparato volcánico corresponde a un relieve de modelación glacial tipo de valle (montaña).
- b) Las características petroquímicas de los materiales extruidos y la ubicación geográfica del volcán, permiten asignar su actividad como correspondiente a la capa I de Vaino Auer (Auer, 1952, 1956 y 1958).
- c) En muchas partes, sobre los materiales volcánicos se ha desarrollado un suelo en el que ha crecido un espeso bosque, en algunos lugares con especies de árboles gigantes.

De las consideraciones anteriormente expuestas se puede concluir que la caldera del cerro de Los Ventisqueros se habría formado después de la última glaciación y que su origen estaría relacionado con las erupciones volcánicas correspondientes a la capa I de Vaino Auer. Los autores de este trabajo eliminan la posibilidad de correlacionar este volcanismo con el de la capa II de Vaino Auer porque, aunque también de naturaleza básica, no aparece registrado en los perfiles que este autor da para los lagos Fontana y Buenos Aires que son las zonas más cercanas al cráter en que se conocen antecedentes. Por otra parte, la capa I en los lagos Fontana y Buenos Aires (General Carrera) presenta características bastante similares a los materiales volcánicos del cerro Ventisquero. Se descarta la posibilidad que la formación de la caldera corresponda a un volcanismo más moderno por el avanzado desarrollo de las redes de drenaje y los suelos bien evolucionados que se han implantado sobre los materia-

les extruidos por el volcán, especialmente en su flanco oriental.

OTROS CENTROS VOLCANICOS

Es interesante mencionar la existencia de un pequeño cono volcánico al suroeste de la caldera del cerro Ventisquero en las proximidades del río Medio (Fig. 1) que drena hacia bahía Erasmo y un aparato de mayores proporciones en las vecindades del fiordo Aisén sobre la línea que une los centros volcánicos del Monte Maca y la caldera analizada en este artículo.

Nota de los Autores: En Agosto de 1971, con posterioridad a las observaciones efectuadas durante este trabajo, este aparato volcánico entró en actividad.

REFERENCIAS

- Auer V., 1952, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38: Helsinki*, Sammlung von Sonderabdrucken, Band II.
- _____, 1956, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38 und der Finnisch - Argentinischen Expeditionen 1947 - 53: Helsinki*, Sammlung von Sonderabdrucken, Band IV.
- _____, 1958, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Finnischen Expedition Patagonien 1937-38 und der Finnisch - Argentinischen Expeditionen 1947 - 53: Helsinki*, Sammlung von Sonderabdrucken, Band V.
- Fuenzalida, R. y Espinosa, W., 1970, Hallazgo de una caldera volcánica en la Provincia de Aisén: *Inst. Invest. Geol.*, informe inédito.

MINERALIZACIONES TIPO COBRE PORFÍDICO EN CHILE

HARRY NEUMANN J. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

Las mineralizaciones tipo cobre porfídico se encuentran principalmente entre las latitudes 18° y 33° S, emplazadas en diversos tipos litológicos. Están espacial y genéticamente asociadas a rocas intrusivas de composición principalmente granodiorítica-tonalítica, cuyas edades corresponden al lapso Cretácico Superior-Plioceno. Estas mineralizaciones están caracterizadas por alteración hidrotermal, que contiene una fase sulfurada compuesta principalmente por piritita, calcopiritita, molibdenita y bornita; en partes, la alteración hidrotermal ocurre zonada. Asociada a esta alteración existen brechas hidrotermales intrusivas y de reemplazo. Finalmente, se señala un modelo genético de la mineralización tipo cobre porfídico y se indican algunas guías de prospección.

ABSTRACT

The porphyry copper type mineralisations are located mainly between the 18° and 33° latitude south, and are emplaced in different rock types. They are spatially and genetically associated to Upper Cretaceous-Pliocene intrusives predominantly of granodioritic-tonalitic composition. These mineralisations are characterised by hydrothermal alteration, which contain sulfides, mainly pyrite, chalcopyrite, molibdenite and bornite; in places, the hydrothermal alteration occurs in zoned form. Hydrothermal breccias of intrusive and replacement type are found associated with this alteration. Finally, a genetic model of porphyry copper type mineralisation and some prospection guides are given.

INTRODUCCION

El presente trabajo (*) se refiere al estudio de zonas de alteración hidrotermal tipo cobre porfídico y de chimeneas de brecha, que el autor comenzó a desarrollar en 1969, conjuntamente con el geólogo británico Richard H. Sillitoe, como programa del Instituto de Investigaciones Geológicas. Se visitaron aproximadamente 50 zonas, localizadas principalmente entre las latitudes 18° y 33° S (fig. 1); algunas de éstas fueron mapeadas mientras que otras sólo se reconocieron en forma preliminar. El tiempo de trabajo en cada área varió desde 3 semanas para aquellas en que se realizó levantamiento geológico, hasta 1 a 2 días para los reconocimientos preliminares.

Las observaciones de terreno han sido en gran parte confirmadas posteriormente por medio de técnicas de luz transmitida y reflejada, y por difracción de rayos X. Sin embargo, no se han realizado estudios sistemáticos de laboratorio. Además, se realizaron deter-

minaciones radiométricas por el método K/Ar en muestras representativas de roca y de alteración hidrotermal, en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Queen's (Canadá).

Generalmente los estudios referentes a mineralización tipo cobre porfídico se han efectuado en yacimientos en explotación o que han sido trabajados, donde la geología está expuesta en tres dimensiones. El presente estudio incluye principalmente zonas que nunca han sido explotadas, salvo en muy reducida escala, por lo que la información de profundidad es limitada. Pese a ello, se puede obtener mucha información útil de los afloramientos de superficie, que en partes exhiben una componente vertical considerable. Las zonas examinadas varían desde eventuales yacimientos hasta áreas con alteración hidrotermal sin evidencias de mineralización útil.

En octubre de 1971 el colega británico regresó a su país, continuando el presente autor con el programa en forma interrumpida. Actualmente, se está completando la elaboración de los datos recolectados y se espera publicar en el IIG los antecedentes y conclusiones del programa completo. La presente publicación tiene por objeto dar a conocer algunos antecedentes generales de las mineralizaciones tipo cobre porfídico y algunas conclusiones alcanzadas durante el desarrollo del programa, especialmente aquellas relacionadas con prospecciones y que están siendo usadas por el Instituto de Investigaciones Geológicas.

Más de la mitad de la producción mundial de cobre proviene de los yacimientos de cobre porfídico. Estos corresponden a depósitos de gran tonelaje, y con baja ley y aproximadamente equidimensionales, cuya mineralización sulfurada, representada por piritita y calcopiritita con menores cantidades de molibdenita y bornita, se encuentra diseminada y en venillas polidireccionales; generalmente contienen trazas de oro y plata. La mena hipógena raramente excede 1% de Cu, y comúnmente es menor que 0,5%. Un importante aumento de estos valores se ha producido en muchos yacimientos por procesos supérgenos. Los desarrollos hidrotermales tipo cobre porfídico corresponden a áreas con características de cobre porfídico,

(*) Presentado en las Jornadas de Trabajo 1972 del Instituto de Investigaciones Geológicas celebradas en enero de 1973 en la ciudad de Antofagasta.

especialmente aquellas relacionadas con alteración hidrotermal, aunque no necesariamente constituyen depósitos de leyes comerciales.

MARCO GEOLOGICO

En Chile, los yacimientos tipo cobre porfídico y los desarrollos hidrotermales del mismo tipo conocidos, se distribuyen longitudinalmente en una franja de dirección aproximadamente N-S y de varios kilómetros de ancho, que según los antecedentes actuales continúa hacia el norte hasta Ecuador. Dicha franja corresponde en grandes rasgos a la posición de la dorsal miolimitar que separa los ambientes eu y miogeosinclinal del Ciclo Andino (Frutos, 1972), que hacia el sur se extiende hasta la latitud $36,5^{\circ}$ donde pasaría el territorio Argentino (Frutos, *op.cit.*). En Magallanes, la naturaleza paleogeográfica de la separación de estos dos ambientes no está bien definida pero aparentemente la mayoría de las intrusiones graníticas (*sensu lato*) están emplazadas en el dominio eugeosinclinal (Suárez, comunicación personal, 1972).

En Chile, los desarrollos hidrotermales tipo cobre porfídico se encuentran emplazados en diversos tipos litológicos siendo los más comunes las rocas volcánicas andesíticas, los intrusivos félsicos y las rocas sedimentarias marinas o continentales, que corresponden al lapso Triásico-Terciario. Generalmente estos desarrollos no se presentan asociados directamente con fallas regionales, aunque en zonas como Copaquile, El Abra, Domeyko y Chuquicamata entre otras, existen tales estructuras.

ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas responsables de los procesos hidrotermales presentan generalmente composición tonalítica o granodiorítica; sin embargo, se encuentran también composiciones más ácidas, como el granito de Los Loros, y más básicas, como el pórfido andesítico de Andacollo. Estos intrusivos corresponden normalmente a pequeñas apófisis, ya sean pórfidos o rocas faneríticas porfíricas, que tienden a presentar textura más equigranular y gruesa en profundidad a medida que se aproximan al plutón félsico al cual están asociados. El grado de erosión de una determinada zona es factor importante que controla, entre otras características, el afloramiento o no de estos intrusivos hipabisales o su carácter textural (Neumann y Sillitoe, 1972). Así tenemos situaciones como Cerro Colorado donde no aflora el intrusivo responsable de los fenómenos hidrotermales (Neumann, 1971), o como Los Loros donde éste corresponde a un granito equigranular de grano relativamente grueso y casi sin fases porfídicas evidenciando una erosión avanzada,

pasando por todas las variaciones texturales intermedias.

Estas apófisis hipabisales también pueden corresponder a complejos intrusivos, es decir, los fenómenos hidrotermales pueden estar asociados a varios intrusivos félsicos comagmáticos prácticamente sincrónicos, como es el caso de El Abra donde la etapa más intensa de mineralización-alteración está asociada a pórfido riódacítico existiendo también otras anteriores (y posteriores) de importancia mucho menor relacionadas con otros intrusivos del mismo complejo félsico.

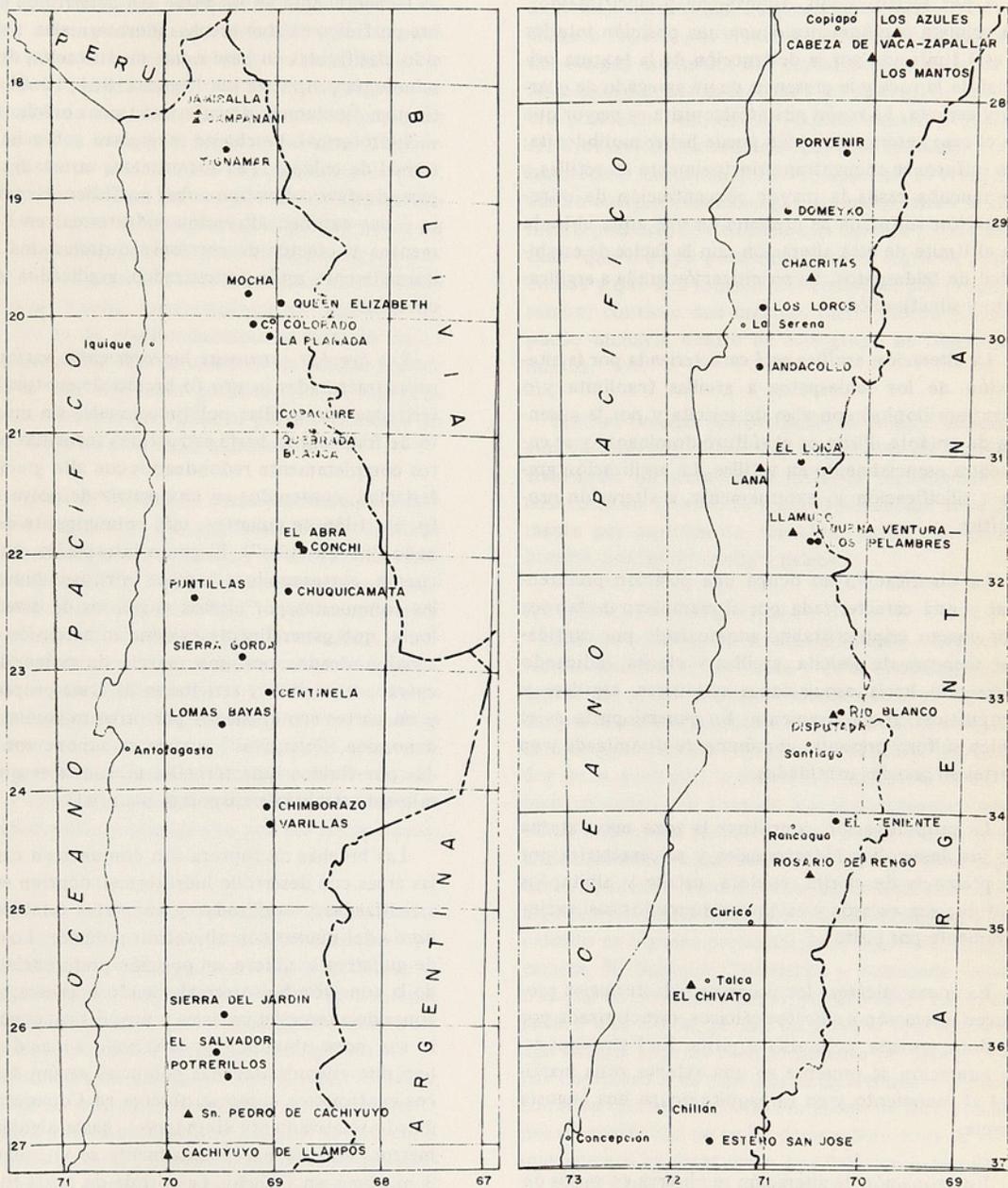
Según las dataciones radiométricas efectuadas, los intrusivos y sus desarrollos hidrotermales asociados son mayormente de edad oligocena. Sin embargo, el rango de edades varía desde la parte media del Cretácico Superior (Los Loros: $89 \pm 0,6$ m.a.) hasta el Plioceno (El Teniente: $4,32 \pm 0,88$ m.a. y $5,62 \pm 0,11$ m.a.; Río Blanco: $4,59 \pm 0,08$ m.a.). Los desarrollos tipo cobre porfídico aparentemente tienden a ser más jóvenes a medida que se encuentran a mayor latitud; sin embargo, el número de dataciones radiométricas efectuadas no es suficiente para demostrar tal hipótesis.

ALTERACION HIDROTHERMAL

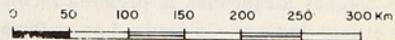
La alteración hidrotermal, fenómeno típico de las mineralizaciones tipo cobre porfídico, conlleva una fase metálica sulfurada y se caracteriza por la tendencia que presenta a disponerse en zonación concéntrica; el centro está ocupado por facies de estabilidad de feldespatos, rodeada por facies destructora de feldespatos la que a su vez está envuelta por propilitización. Para la clasificación de la alteración hidrotermal se han tomado los criterios definidos por Meyer y Hemley (1967) combinados con los de Creasey (1959; 1966).

La *facies de estabilidad de feldespatos* corresponde a lo que comúnmente se denomina alteración potásica. Esta se ubica generalmente en la parte central de la zona de alteración hidrotermal y es común que afecte, además del intrusivo hipabisal, también a las rocas encajadoras. Se caracteriza por la presencia de feldespato potásico y biotita, con menores cantidades de anhidrita, sericita, algunos carbonatos y magnetita o hematita, y la ausencia de arcillas hipógenas. La razón piritita/calcopiritita es en general baja; comúnmente existe también molibdenita y bornita; los sulfuros ocurren principalmente diseminados pero existen también en vetillas hacia los bordes de la zona con alteración potásica, sugiriendo el carácter magmático tardío de la facies. Las mejores leyes hipógenas de Cu (y de Mo) de muchos yacimientos se encuentran en esta zo-

Fig. 1.- MAPA DE UBICACION DE MINERALIZACIONES TIPO COBRE PORFIDICO Y BRECHAS HIDROTERMALES DE COLAPSO.



- Mineralización tipo cobre porfídico
- ▲ Brecha hidrotermal de colapso
- Ciudad



ESCALA 1:6.000.000

na.

La *facies destructora de feldespatos* está representada por sericitización, argilización y silicificación. La primera comúnmente ocupa una posición interior y está tipificada por la destrucción de la textura original de la roca y la presencia de un agregado de cuarzo y sericita. La razón pirlita/calcopirlita es mayor que en el caso anterior; también puede haber molibdenita; los sulfuros se encuentran principalmente en vetillas, y en muchos casos la mayor concentración de mineralización sulfurada se presenta en una zona ubicada en el límite de esta alteración con la facies de estabilidad de feldespatos. La sericitización grada a argilización y silicificación.

La alteración argílica está caracterizada por la alteración de los feldespatos a arcillas (caolinita y/o montmorillonita) con algo de sericita y por la ausencia de epidota. Pirlita es el sulfuro dominante y se encuentra esencialmente en vetillas. La argilización grada a silicificación y, externamente, a alteración propílica.

La silicificación no ocupa una posición preferencial y está caracterizada por el reemplazo de la roca por cuarzo criptocristalino acompañado por cantidades menores de sericita, arcillas y clorita, indicando transición hacia asociaciones sericíticas, argílicas y propílicas, respectivamente. En general pirlita es el único sulfuro presente, comúnmente diseminada y en partes en grandes cantidades.

La propilitización constituye la zona más externa de los desarrollos hidrotermales y se caracteriza por la presencia de clorita, epidota, calcita y albita; los sulfuros son escasos y están representados casi exclusivamente por pirlita.

En rocas calcáreas los procesos hidrotermales producen alteración a silicatos cálcicos, caracterizada por epidota, granate, actinolita y pirlita. En Potrerillos esta alteración se presenta en una extensa zona marginal al yacimiento y en Copaquire ocupa una angosta franja.

Esta zonación de alteración se observa en varios desarrollos hidrotermales tipo cobre porfídico en Chile, entre ellos Copaquire y Los Pelambres; sin embargo, en algunas localidades se presenta incompleta, como es el caso de Cerro Colorado, Lomas Bayas y Los Morteros, o es menos simétrica como en El Abra, Quebrada Blanca, Mocha y Domeyko (Neumann y Sillitoe, 1972), lo que depende, entre otras causas, del grado

de erosión alcanzado.

BRECHAS HIDROTERMALES

Generalmente en las áreas con desarrollos tipo cobre porfídico existen brechas hidrotermales. Estas han sido clasificadas en base a una modificación de la terminología propuesta por Bryner (1961; 1968). Se distinguen fundamentalmente tres tipos: brecha intrusiva hidrotermal, brecha de reemplazo y brecha hidrotermal de colapso. Las dos primeras variedades son típicas de desarrollos tipo cobre porfídico. Generalmente todas exhiben alteración hidrotermal en los fragmentos y efectos de corrosión química; los clastos normalmente están sericitizados, argilizados y/o silicificados.

Las *brechas intrusivas hidrotermales* varían desde rocas fracturadas *in situ* (o brecha de ruptura) caracterizadas por vetillas polidireccionales sin movimiento de fragmentos, hasta estructuras formadas por clastos completamente redondeados con alto grado de esfericidad, contenidos en una matriz de polvo de roca (p. ej.: filón de guijarros, más comúnmente denominado "pebble dike"). El grado intermedio, y más frecuente, corresponde a brechas intrusivas hidrotermales compuestas por clastos angulosos de diversa litología, que generalmente evidencian ascensión de material, rodeados por una mezcla de polvo de roca, cuarzo, turmalina y sericita en diversas proporciones y en partes acompañados por otros minerales. Se les denomina "intrusivas" porque se supone son formadas por fluidos hidrotermales ascendentes que generalmente también transportan material.

Las brechas de ruptura son comunes en casi todas las áreas con desarrollo hidrotermal; ocurren en zonas sericitizadas y argilizadas y en partes también en el borde del núcleo con alteración potásica. Los filones de guijarros se ubican sin posición preferencial dentro de la zonación hidrotermal, siendo más escasos en las zonas de alteración potásica y propílica; generalmente son poco abundantes, existiendo zonas donde no han sido encontrados; sus potencias varían desde pocos centímetros como se observa en Copaquire, donde son relativamente abundantes, hasta algunos decímetros, aunque excepcionalmente se encuentran de 3 m como en Conchi. La corrida de estos filones es generalmente corta (menor que 3 m).

La brecha intrusiva hidrotermal propiamente tal, para diferenciarla de los casos extremos como los señalados anteriormente, es más común y muy variada en cuanto a dimensiones, componentes y abundancia. Al igual que los filones de guijarros, no ocupa una po-

sición preferencial. En Los Loros prácticamente no existe; en Mocha y Los Pelambres se presenta en pequeños cuerpos aislados; en Copaquira aflora un gran cuerpo cuya extensión visible es de 1.700 m, con variaciones internas desde leve dislocación de fragmentos angulosos hasta formación de bolones de 30 cm de diámetro. Generalmente el cemento es polvo de roca acompañado por minerales de alteración con o sin pirita; no así en Domeyko donde se encontró una brecha a 180 m de profundidad cuyo cemento es yeso, en gran parte selenita. No siempre las brechas intrusivas hidrotermales son estériles; así por ejemplo, en Queen Elizabeth gran parte de la mena (junto con polvo de roca y especularita) está contenida en el cemento de una brecha aproximadamente vertical con 400 x 200 m de sección horizontal; también en El Abra se encuentra algo de cobre en las brechas dentro de la zona con alteración potásica, que en este caso están espacialmente asociadas al pórfido causante de la mayor etapa de alteración hidrotermal.

Las *brechas de reemplazo* corresponden a aquellas en que los fragmentos son angulosos, están constituidos por la litología circundante, y se encuentran separados por la matriz y dispuestos en estructura de mosaico similar a un "rompecabezas", evidenciando muy poco movimiento. Se forman por el reemplazo a través de fracturas de la roca previamente fracturada. Ocurren en varias localidades y tienden a ser marginales en la zonación hidrotermal. En Los Pelambres constituyen pequeños cuerpos irregulares, cementados por turmalina, cuarzo y pirita, y en Mocha corresponden a estructuras vetiformes donde los fragmentos silicificados están contenidos en una matriz de turmalina.

Las *brechas hidrotermales de colapso* generalmente no están asociadas a desarrollos hidrotermales tipo cobre porfídico y corresponden a aquellas en que el movimiento de los fragmentos ha sido descendente con relación a las cajas. Los clastos, generalmente angulares, corresponden a la misma litología de las rocas circundantes; normalmente están sericitizados y contenidos en una matriz compuesta principalmente por cuarzo y/o turmalina, que permite el desarrollo de cavidades abiertas y geodas. Estas brechas de colapso constituyen cuerpos verticales, o casi verticales, de sección elíptica o groseramente circular, con diámetros variables entre 3 m y excepcionalmente 1.200 m (Disputada: Alfaro, 1970), limitados marginalmente por un fracturamiento laminado compuesto por fracturas cortas, rectas o ligeramente curvas, densamente espaciadas. Estos cuerpos se encuentran normalmente en grupos (p. ej. San Pedro de Cachiyuyo:

24 cuerpos brechosos; Los Azules: 40; Llamuco: 6; Cabeza de Vaca - Zapallar: 100) emplazados en plutones félsicos o próximos a las márgenes de éstos. La alteración hidrotermal no presenta zonación y se restringe a los cuerpos brechosos no afectando más allá del margen laminado. Sin embargo, existen áreas de transición entre estas brechas y los desarrollos tipo cobre porfídico. Así, en La Planada existen pequeños sectores sericiticos rodeados por propilitización entre las brechas hidrotermales de colapso; en El Abra hay cuatro cuerpos brechosos que son marginales a la alteración potásica; en Centinela una extensa zona silicificada, que incluye pequeños sectores argílicos y sericiticos y que está rodeada externamente por propilitización, contiene dos brechas. Sierra Gorda también puede incluirse dentro de este grupo de desarrollos mixtos.

Muchas brechas hidrotermales de colapso constituyen yacimientos, y han sido explotadas por diversos elementos. La mineralogía metálica normalmente se encuentra en el cemento y está representada principalmente por especularita, scheelita, pirita, calcopirita, bornita, oro, molibdenita y galena.

ALTERACION SUPERGENA

Los procesos supérgenos comúnmente dificultan el reconocimiento de las rocas y de la zonación hidrotermal; las primeras pueden también estar enmascaradas por alteración hidrotermal que cambia la composición original de ellas. Además de este efecto perturbador de la geología, la alteración supérgena, como es bien conocido, ha tornado económicamente explotables numerosos yacimientos al formar una zona de enriquecimiento secundario. Para que esta zona se genere y se preserve, se necesitan condiciones geomorfológicas y climáticas especiales. Dichas condiciones han existido en algunas partes del país, como son Chuquicamata, El Salvador, Potrerillos y Andacollo, mientras que en otras localidades, por efecto de una denudación más rápida, se han conservado sólo restos de una antigua zona de enriquecimiento (ej. Mocha, Cerro Colorado) o ha sido casi completamente erodada como en Queen Elizabeth. Por efecto de las glaciaciones pleistocénicas no se ha desarrollado zona de enriquecimiento en áreas como Los Pelambres, Río Blanco o El Teniente, sino sólo delgadas películas de calcosina pulverulenta sobre los sulfuros hipógenos, inmediatamente bajo una restringida zona de oxidación.

CONCLUSIONES

Las observaciones efectuadas durante este trabajo concuerdan con las de otros autores en otras partes del mundo, especialmente en la costa pacífica de Nor-

teamérica. El modelo genético de las mineralizaciones tipo cobre porfídico actualmente aceptado corresponde a una apófisis intrusiva hipabisal emplazada aproximadamente a una profundidad entre 2 y 3 km bajo la superficie (Lowell and Guilbert, 1970). Según dicho modelo, un magma félsico es saturado en agua a medida que asciende a la superficie, cristaliza en su parte externa que es subsecuentemente fracturada por el escape de los fluidos acumulados, los que producen la alteración hidrotermal-mineralización según la zonación ya descrita. Los fenómenos de intrusión y alteración-mineralización están íntimamente ligados en tiempo y espacio, ya que no presentan diferencias apreciables de edad (Livingston *et al.*, 1968; Moore and Lanphere, 1971). Las brechas hidrotermales, especialmente la variedad intrusiva, son fenómenos tardíos en la secuencia hidrotermal; la casi generalizada ausencia de mineralización cuprífera en las brechas intrusivas hidrotermales, la escasez de intrusivos posteriores a ellas y la ocurrencia de fragmentos de sulfuros (calcopirita, pirita) en algunos filones de guijarros, atestiguan la suposición anterior.

En Chile, el emplazamiento de los intrusivos hipabisales habría estado controlado por la zona de debilidad de la corteza representada por el fracturamiento de la dorsal miolimar durante la evolución del Ciclo Andino (Frutos, 1972), entre el Cretácico Superior y el Plioceno; pero también puede suponerse que tanto el fracturamiento como el emplazamiento de las apófisis calcoalcalinas son consecuencia de la subducción de la placa oceánica del Pacífico Oriental bajo la corteza continental.

Respecto al origen de los metales de las mineralizaciones tipo cobre porfídicos actualmente existe gran controversia. Se ha postulado que sería corteza continental, principalmente rocas sedimentarias de ambiente reductor con concentraciones metalíferas, que aportarían dichos metales a los magmas al ser fundida en la zona de Benioff. Sin embargo, esta hipótesis no explica aquellos yacimientos como los de las islas Salomón bajo los cuales la corteza continental casi no existe (Coleman, 1966). También se ha postulado que el origen estaría en una distribución inhomogénea de metales en el manto superior (Sillitoe, 1972), pero no se explica la razón de dicha distribución anómala.

Respecto a la génesis de las brechas hidrotermales de colapso, o "breccia pipes", se ha publicado un extenso artículo (Sillitoe and Sawkins, 1971), donde se postula que por corrosión química causada por fluidos hidrotermales concentrados en un plutón félsico (emplazado a mayor profundidad que aquella de for-

mación de las mineralizaciones tipo cobre porfídico) se producen espacios abiertos o por lo menos la roca se torna altamente porosa no pudiendo soportar el peso de la columna lítica, la que se hunde al fracturarse; simultáneamente los líquidos hidrotermales ascenderían alterando la roca y depositando minerales en las cavidades. El autor del presente trabajo considera que este mecanismo no es satisfactorio para explicar la génesis de aquellos cuerpos brechosos inclinados.

De las características expuestas se desprenden algunas guías de prospección. Resulta obvio intensificar la búsqueda de yacimientos tipo cobre porfídico en la franja correspondiente a la dorsal miolimar; en ella se deben seleccionar aquellas áreas cuyo desarrollo hidrotermal contenga facies de estabilidad de feldespatos y/o alteración sericitica, preferentemente con intrusivos aflorantes (Neumann y Sillitoe, 1972), ya que estos tipos de alteración contienen generalmente la mena.

REFERENCIAS

- Alfaro C., M., 1970, Estudio geológico de la Mina Los Bronces, Provincia de Santiago: Tesis de Grado, Univ. Chile, inédito, 87 p.
- Bryner, L., 1961, Breccia and Pebble columns associated with epigenetic Ore Deposits: *Econ. Geology*, v. 56, p. 488 - 508.
- , 1968, Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates: *Econ. Geology*, v. 63, p. 692 - 693.
- Coleman, P.J., 1966, The Solomon Island as an island arc: *Nature*, v. 211, p. 1249 - 1251.
- Creasey, S.C., 1959, Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits: *Econ. Geology*, v. 54, p. 351 - 373.
- , 1966, Hydrothermal alteration, en *Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*, ed. S.R. Titley and C.L. Hicks: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 51 - 64.
- Frutos J., J., 1972, Sobre el posible control tectónico de los yacimientos de cobre porfídico en la cuenca andina chilena: *Inst. Invest. Geol., Inf. Inéd.*, 19 p.
- Livingston, D.E., Mauger, R.L. and Damon, P.E., 1968, Geochronology of the emplacement, enrichment and preservation of Arizona porphyry copper deposits: *Econ. Geology*, v. 63, p. 30 - 36.
- Lowell, J.D. and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Econ. Geology*, v. 65,

p.373 - 408.

- Meyer, C. and Hemley, J.J.**, 1967, Wall rock alteration, en *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, ed. H.L.Barnes: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166 - 235.
- Moore, W.J. and Lanphere, M.A.**, 1971, The age of porphyry-type copper mineralisation in the Bingham Mining District, Utha - A refined estimate: *Econ. Geology*, v. 66, p. 331-334.
- Neumann J., H.**, 1971, Estudios geológicos y mineralógicos de áreas tipo cobre porfídico en Cerro Colorado y Cerro Quipisca, Provincia de Tarapacá: Tesis de Grado, Univ. Chile, inédito, 168 p.
- Neumann J., H. y Sillitoe, R.H.**, 1972, Algunas consideraciones sobre alteración hidrotermal asociada con mineralizaciones tipo cobre porfídico en Chile, en *Coloquio sobre fenómenos de alteración y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas*: Dept. Geología Univ. Chile, en prensa.
- Sillitoe, R.H.**, 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Econ. Geology*, v. 67, p. 184 - 197.
- Sillitoe, R.H. and Sawkins, F.J.**, 1971, Geologic, mineralogic and fluid inclusions studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile: *Econ. Geology*, v. 66, p. 1028 - 1041.

TEMPERATURAS Y PRESIONES DE FORMACION DE ALGUNOS YACIMIENTOS CUPRIFEROS DE CHILE

G.V. NISTERENKO *Instituto de Geoquímica y Química Analítica Vernadsky, Academia de Ciencias de la URSS, Moscú.*
J. LOSERT *Instituto de Geología, Academia de Ciencias de Checoslovaquia, Praga.*
L. CHAVEZ *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.*
V.B. NAUMOV *Instituto de Geoquímica y Química Analítica Vernadsky, Academia de Ciencias de la URSS, Moscú.*

RESUMEN

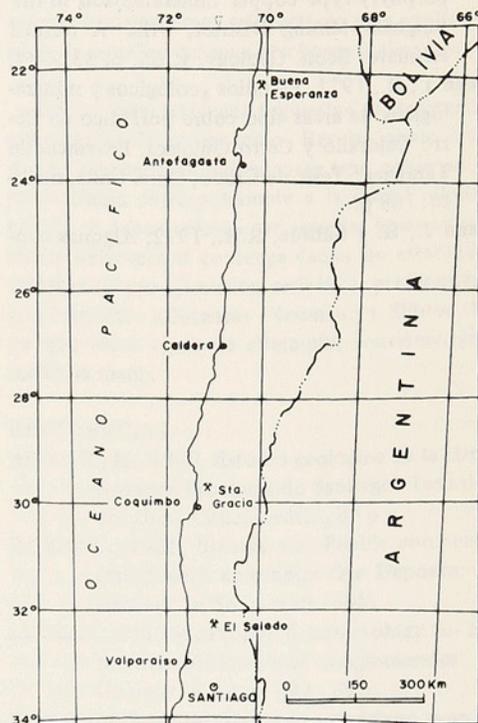
El estudio de inclusiones fluidas en minerales de ganga provenientes de diversos tipos de yacimientos cupríferos de Chile demuestra que tales yacimientos se han originado a partir de soluciones hidrotermales cloruradas, cuyas temperaturas han sido del orden de 430° a 40° C y bajo condiciones de presión del orden de 300 bars a 1.200 bars. La concentración de sales en la solución (principalmente NaCl) ha alcanzado valores de hasta 35% en peso.

INTRODUCCION

El estudio de inclusiones fluidas en los minerales permite conocer las condiciones de formación de los yacimientos ya que esas inclusiones conservan las condiciones ambientales bajo las cuales crecían los cristales de los minerales que las contienen. En muchos casos este tipo de investigación ayuda a resolver importantes problemas relativos a la formación de las menas y la génesis de los yacimientos. Tal es el caso para los diversos tipos de yacimientos cupríferos chilenos emplazados en las secuencias volcánico-sedimentarias del geosinclinal andino. Las muestras estudiadas provienen de los yacimientos Buena Esperanza (provincia de Antofagasta), El Salado de Catemu (provincia de Aconcagua) y de yacimientos de hierro y cobre del área de Santa Gracia (provincia de Coquimbo), (fig. 1).

MARCO GEOLOGICO DE LOS YACIMIENTOS ESTUDIADOS

La mineralización cuprífera asociada al desarrollo del geosinclinal andino ha dado lugar a la formación de una gran variedad de yacimientos cupríferos, gran parte de los cuales se localiza directamente en las secuencias volcánicas y volcánico-sedimentarias que constituyen el relleno del geosinclinal. Entre ellos se conocen yacimientos vetiformes, yacimientos tipo skarn y yacimientos tipo manto concordantes con la estratificación de las rocas que los contienen. De interés especial, por los problemas relativos a su génesis, son los yacimientos tipo manto; éstos se encuentran ubicados tanto en rocas efusivas (andesitas y basaltos) como en rocas sedimentarias (brechas, tobas y areniscas volcánicas, lutitas y calizas) intercaladas con efusivos. Estratigráficamente, se ubican en secuencias Jurásicas, Cretácicas y Terciarias del geosinclinal andino. Tienen carácter de impregnación, diseminación y



“stockwork” de minerales cupríferos. En aquellos emplazados en secuencias principalmente volcánicas, la mineralización se ubica de preferencia en las partes superiores de las coladas andesíticas. El número de coladas mineralizadas en cada yacimiento es variable, habiéndose alcanzado en algunos casos hasta 28 “mantos” sucesivos es decir, 28 coladas sucesivas mineralizadas en su parte superior (yacimiento Buena Esperanza).

En relación con la génesis de los yacimientos tipo manto se han propuesto varias hipótesis. Así por ejemplo Ruiz *et al.*, (1965), Ruiz (1966), Ruiz *et al.*, (1971), consideran estos yacimientos como singenéticos con las andesitas que los contienen. Según tales autores la depositación de la mineralización tuvo lugar al momento de producirse las efusiones y como resultado de la separación del cobre contenido en la masa fundida en fase gaseosa y su migración hacia

las partes altas de las coladas donde se depositaron compuestos de cobre en poros y vesículas. Carter (1960; 1961) considera que los yacimientos de cobre tipo manto del área de Cabildo se formaron por fluidos mineralizadores hidrotermales que emanaron de magmas de composición intermedia. Nisterenko y Chávez (1971) proponen también una génesis hidrotermal para los yacimientos cupríferos tipo manto de Chile, pero a diferencia de la hipótesis de Carter (1960; 1961) estos autores consideran que las soluciones hidrotermales se formaron a partir de aguas meteóricas calentadas en los contactos con cuerpos intrusivos. Tales soluciones así originadas habrían removilizado el cobre contenido en las rocas andesíticas (en calidad de elemento traza) desde las cercanías de los contactos con los intrusivos y lo habrían depositado más lejos constituyendo los yacimientos.

Sobre la base de los resultados obtenidos de los estudios realizados en los yacimientos tipo manto Buena Esperanza, El Salado de Catemu y en yacimientos tipo manto del área de Cabildo, los autores del presente trabajo concluyen que el origen de tales yacimientos cupríferos es hidrotermal - epigenético.

La mineralización en los yacimientos estudiados fue acompañada por una alteración hidrotermal metasomática de las rocas encajadoras. Así, por ejemplo, en el yacimiento El Salado, donde se ha observado la alteración más intensa, las rocas encajadoras son andesitas (ocoítas de la formación Veta Negra de edad Cretácica Inferior) brechizadas en su parte más alta y milonitas dispuestas entre coladas, las cuales han sido fuertemente alteradas a rocas albitizadas de color rosado claro. En este yacimiento la mineralización hidrotermal está caracterizada por abundante bornita y calcopirita; tales minerales se presentan como impregnación fina y agregados irregulares de hasta algunos centímetros de diámetro en las zonas albitizadas de las coladas. Las zonas albitizadas y mineralizadas son concordantes con la estratificación de la secuencia y se ubican por lo general en la parte alta de las coladas. Se observan además vesículas rellenas por cuarzo y bornita (Nisterenko y Chávez, 1971).

En rocas andesíticas amigdaloidales los minerales que rellenaban las amígdalas fueron lixiviados por las soluciones hidrotermales y los vacíos fueron posteriormente rellenos por sulfuros de cobre (calcopirita, bornita, calcosina, digenita) de origen hidrotermal. Este fenómeno es de suma importancia en el yacimiento Buena Esperanza (emplazado en andesitas de la formación La Negra de edad Jurásica). Pero, además, hay en este yacimiento una red de venillas

entrecruzadas de los mismos minerales hidrotermales, que interconectan las amígdalas entre sí y con zonas de brechas tectónicas asociadas con fallas casi verticales, las cuales se encuentran también mineralizadas. Es de notar además, que en todos los tipos de mineralización observados en el yacimiento Buena Esperanza la mineralogía y la secuencia de depositación de minerales hidrotermales son siempre las mismas: pirita es el mineral más antiguo seguido por bornita y calcosina, minerales, además, más abundantes. Los minerales de ganga son cuarzo y calcita, yeso ocurre en algunos lugares y hematita es también frecuente. Los tipos más importantes de alteración hidrotermal son sericitización, cloritización, y calcitización, mientras silicificación y albitización son más raros (Losert, 1972).

Las características mencionadas junto con las observaciones hechas por Carter (1960; 1961) acerca de la localización de los yacimientos cupríferos del área de Cabildo en las cercanías de los contactos con cuerpos intrusivos graníticos, son indicativos de una génesis hidrotermal de los yacimientos estudiados y descartan la posibilidad de un origen singenético de los yacimientos con las coladas de lavas andesíticas. Los resultados del estudio de inclusiones en minerales de ganga de los yacimientos Buena Esperanza y El Salado son indicativos también de la formación epigenética de tales yacimientos.

Para comparar las condiciones de formación de diferentes tipos de yacimientos cupríferos chilenos se han estudiado también algunos otros tipos de mineralización. Estos son los yacimientos de hierro y cobre de Santa Gracia, provincia de Coquimbo, los cuales se ubican en la formación Arqueros (Cretácico Inferior) y dentro de la aureola de contacto alrededor de un plutón granítico. Las rocas metamorizadas son andesitas, brechas volcánicas y calizas. En esta aureola están representadas las facies de rocas córneas de albita-epidota y de hornblenda. Los yacimientos son vetiformes y de tipo skarn estratiforme. Los yacimientos vetiformes se ubican en su mayoría en la zona ocupada por la facies de rocas córneas de albita-epidota y los de tipo skarn dentro de la facies de rocas córneas de hornblenda. Dentro de estos últimos, los yacimientos de hierro se ubican más cerca del plutón granítico y los de cobre más afuera y cerca del límite entre las mencionadas facies metamórficas. En los yacimientos de hierro el principal mineral metalífero es magnetita, seguida de hematita; pirita y calcopirita están presentes en cantidades muy subordinadas. En los yacimientos cupríferos calcopirita es el principal mineral metalífero, pirita, es también muy abundante y

T A B L A 1

Resultados del estudio termométrico de inclusiones en minerales provenientes de algunos yacimientos cupríferos chilenos

Muestra	Características de las muestras	Mineral	Temperatura de homogenización	Número de inclusiones
YACIMIENTO BUENA ESPERANZA				
1-1	vetillas con cuarzo, calcita, calcosina y bornita	calcita	70-65	5
2-1		calcita	125	2
15-8		calcita	120-100	4
15-1		calcita	195-122	5
15-2		calcita	120	3
15-3		yeso	menor que 40	15
15-5	relleno de amígdalas y drusas en andesitas	calcita	140-124	2
30-2		calcita	130	5
30-3		calcita	122-112	25
72-2		calcita	120	3
30-4		yeso	menor que 40	12
Ocurrencias de cobre nativo en amígdalas de rocas andesíticas al oeste de Buena Esperanza				
71-1	relleno de amígdalas con cobre nativo y epidota en andesitas ricas en potasio	cuarzo	120-100	8
71-3		calcita	64	2
72-1	relleno de amígdalas en basaltos epidotizados	cuarzo	235-145	4
70-1		cuarzo	144-130	11
YACIMIENTO EL SALADO DE CATEMU				
ST-2	relleno de amígdalas con cuarzo y bornita en rocas andesíticas alteradas	cuarzo	324-323	3
ST-4		cuarzo	273-249	2
ST-7		cuarzo	410	2
ST-8		cuarzo	430-388	7
ST-10		cuarzo	353	2
ST-11		cuarzo	337-302	8
ST-15		cuarzo	305	3
YACIMIENTOS DEL AREA DE SANTA GRACIA				
290-5	calcita en yacimiento de hierro tipo skarn	calcita	312-283	3
291-1	vetillas de carbonato en caliza mineralizada con magnetita y calcopirita	calcita	343-296	31
291-1		calcita	368-308	39
291-3		calcita	280	2
291-4		calcita	348-278	5
291-6		calcita	363-300	3
271-3		drusas de cuarzo y calcita en zona de brechización	cuarzo	308-300
271-4	calcita		295-290	9
271-5	cuarzo		310-290	9
271-8	calcita		140-132	56
271-9	cuarzo		340	20
271-10	calcita		405-275	83
297-2	ganga de calcita en yacimiento vetiforme de magnetita		calcita	253-234
297-3		calcita	247-218	4

sólo en algunos casos hematita y magnetita alcanzan una abundancia significativa. Calcita es el principal mineral de ganga en todos los yacimientos; otros minerales importantes en la ganga son granate, epidota y en algunos casos algo de cuarzo. La formación epigenética de los yacimientos de Santa Gracia no ofrece dudas, ya que en este caso la mineralización está asociada al desarrollo de los fenómenos de metamorfismo de contacto de la secuencia volcánico-sedimentaria (Chávez, 1972).

ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES

Se han estudiado inclusiones en cuarzo, calcita y yeso, pero es preciso notar que la repartición de estos minerales no es la misma en todos los yacimientos estudiados. En Buena Esperanza se conocen estos tres minerales mientras que en El Salado cuarzo es el único mineral de ganga y en Santa Gracia calcita es el mineral no metálico más abundante.

En la determinación de temperaturas de formación de yacimientos metalíferos por medio del estudio de inclusiones surge el problema de si las temperaturas determinadas para la cristalización de minerales de ganga corresponden también a las de cristalización de los minerales metálicos. Para obviar el problema se han estudiado solamente las muestras en las cuales cuarzo y/o calcita cristalizaron contemporáneamente o casi contemporáneamente con los minerales metálicos (Criterios texturales macroscópicos y microscópicos).

Los siguientes tipos de inclusiones han sido encontrados en las muestras estudiadas: 1. inclusiones monofásicas, es decir con una sola fase, en este caso líquida, 2. inclusiones bifásicas, con dos fases: líquida y gaseosa, con predominancia de la gaseosa y cantidad negligible de fase líquida, 3. inclusiones trifásicas, con tres fases: líquida, gaseosa y sólida, 4. inclusiones trifásicas, con dióxido de carbono presente en la fase líquida.

Determinación de las temperaturas de formación

Los estudios termométricos de las inclusiones se han efectuado mediante el método de homogenización y usando una termo-cámara construida por Kalyuzhnyi (1958). Los resultados obtenidos (Tabla 1) indican las siguientes condiciones de formación de los yacimientos estudiados:

Yacimiento Buena Esperanza. Las inclusiones en minerales del yacimiento Buena Esperanza están caracterizadas por la homogenización hacia la fase líquida a temperaturas algo inferiores a 200°C, en la mayo-

ría de los casos a temperaturas entre 195°C y 112°C. Las temperaturas de homogenización más altas son las de inclusiones en cuarzo (235°C-120°C), mientras que para inclusiones en calcita la homogenización tiene lugar entre 140°C y 112°C. Las inclusiones en yeso son solamente monofásicas (líquidas) lo que significa una temperatura de formación menor que 40°C y posiblemente un origen supérgeno del yeso. La disminución de las temperaturas de homogenización en los minerales mencionados corresponde a la sucesión de cristalización de ellos en vetillas y amígdalas.

Un tipo especial de mineralización cuprífera fue detectado 1,5 km al oeste del yacimiento estratiforme de Buena Esperanza (Losert, 1972). Se trata de cobre nativo, que ocurre en amígdalas de flujos de lavas andesíticas ricas en potasio, junto con cuarzo, calcedonia, clorita, sericita, calcita, epidota, prehnita, feldespato potásico y zeolitas. Este tipo de mineralización está relacionado con el desarrollo de una zona de epidotización de extensión regional (epidotización regional) que se manifiesta en zonas concordantes con la estratificación de la secuencia volcánica especialmente en rocas basálticas. Aquí las temperaturas de homogenización de las inclusiones presentes en el cuarzo que rellena amígdalas junto con epidota, varían de 130°C a 235°C, mientras debajo de la zona de epidotización, en el horizonte con cobre nativo, el cuarzo asociado tiene inclusiones cuya homogenización ocurre entre 100°C y 120°C. Las temperaturas de homogenización de inclusiones en calcita, mineral que genéticamente guarda estrecha relación con el cobre nativo y con mucha probabilidad es contemporáneo con éste, son relativamente bajas y menores que 64°C.

Yacimiento El Salado. Según el estudio de inclusiones este yacimiento es el de más alta temperatura de formación, del orden de 430°C a 250°C. En las inclusiones gaseoso-líquidas presentes en minerales de este yacimiento, son muy abundantes cubitos isótropos de halita (NaCl), los cuales se disuelven a temperaturas entre 200°C y 150°C, aún antes de que desaparezca la fase gaseosa. Inclusiones gaseosas de baja densidad y con muy poca cantidad de fase líquida encontradas en las muestras ST-4, ST-8, ST-10, ST-11 y ST-15 indican que las soluciones hervían al disminuir la presión. Cabe hacer notar que, en estos casos, las condiciones de presión y temperatura en el momento de la homogenización son cercanas a las condiciones de presión y temperaturas reales durante el proceso de formación de los minerales.

Yacimientos del área de Santa Gracia. Las inclusiones

T A B L A 2

Resultados de las determinaciones de presiones mínimas
según estudio de inclusiones trifásicas gaseoso-líquidas
con fases sólidas

Yacimiento	Mineral	Temperatura °C		Presión (bars)	Referencia
		Tgas	Tkr		
Yacimientos de cobre y hierro área de Santa Gracia, Chile	calcita, (muestra 297-2)	150	225	1200	Datos del presente trabajo
		152	222	1125	
		179	243	830	
		198	253	670	
	calcita, (muestra 297-3)	181	227	590	
		190	247	710	
197		218	260		
Buena Esperanza, Chile	calcita, (muestra 30-2)	110	130	315	Datos del pre- sente trabajo
		112	130	285	
El Salado de Catemu, Chile	cuarzo (muestra CT-8)	430	—	340	Datos del pre- sente trabajo
Cabeza de Vaca, Chile	cuarzo, berilo	440	—	325 (*)	(20)
		384	400	350	?
El Pamir, URSS	cuarzo	162	207	500	(10)
Modane, Francia	albita	150-170	300-330	2300	(24)
		125-200	300-375	2500	
Coronation, Canada	cuarzo	105-204	140-300	1640-2440(*)	(1)
Bugdainsk, URSS	cuarzo	107-110	160-175	640-735	(11)
		102-110	345-350	2450-2550	
		355	390	390	
Shakhtama, URSS	cuarzo	220-250	303-315	730-930	(16)
		220-225	320-330	1080-1100	
		120-140	360-375	2250-2500	
Karyisk, URSS	turmalina	340-370	390-450	580-880	(13)
		305-320	350-360	615	
	scheelita cuarzo	330-365	380-450	600-790	
		260-385	300-370	900	
Voronezh, URSS	cuarzo	315-400	500-525	750-2200(*)	(22)
Quezzanne, Marruecos	fluorita	120	205-225	750-2200(*)	(21)
Talseong Corea	cuarzo	202	254	650(*)	(7)
		162	277	1800(*)	

(*) Estimación de presión hecha por los autores del presente trabajo

Tgas Temperatura de desaparición de la fase gaseosa

Tkr Temperatura de disolución de la fase sólida

en minerales provenientes de yacimientos del área de Santa Gracia fueron homogenizadas a temperaturas entre 405°C y 130°C y con sólo la fase líquida como resultante de la homogenización. Sin embargo, las temperaturas de homogenización más frecuentes están entre 370°C y 280°C. En muestras de calcita provenientes de yacimientos vetiformes de magnetita las temperaturas de homogenización fueron de 250°C a 220°C. En la muestra de calcita 271-4 se han encontrado inclusiones trifásicas con CO₂ líquido. La homogenización parcial de tales inclusiones se verifica entre 30°C y 27°C, obteniéndose CO₂ en fase gaseosa. Al aumentarse la temperatura se produce la explosión (decrepitación) de las inclusiones, aún antes de haberse alcanzado la homogenización completa. Este fenómeno es indicativo de altas presiones internas dentro de las inclusiones, mayores que 350 bars (Tugarinov y Naumov, 1970). En las inclusiones presentes en las muestras 271-3, 271-4 y 271-8 se observaron sólo uno o dos cristales, los cuales se disuelven completamente entre 280°C y 260°C; al enfriar las inclusiones los minerales disueltos cristalizan de nuevo.

Determinación de las presiones de formación

Sobre la base de los resultados obtenidos por Lemlein y Klevcov (1961) y por Ikornikova y Egorov (1968), en aquellos casos en que durante el calentamiento los minerales prisioneros (normalmente halita para el caso de las inclusiones estudiadas por nosotros) se disuelven completamente sólo después de haber desaparecido la fase gaseosa, es posible estimar la presión en el momento de la disolución completa de la fase sólida. El primer caso de determinación de la presión mediante este método es el del cuarzo de Pamir, descrito por Klevcov y Lemlein (1959). Los resultados obtenidos mediante la aplicación de este método en el estudio de minerales provenientes de algunos yacimientos cupríferos chilenos y de yacimientos de otras regiones del mundo se presentan en la Tabla 2.

Todas las inclusiones primarias presentes en las muestras de calcita 297-2 y 297-3 provenientes ambas del área de Santa Gracia contienen un cristalito isotropo de halita. La fase gaseosa desaparece a temperaturas entre 198°C y 144°C y los cristales de halita se disuelven a temperaturas entre 235°C y 218°C. Dentro del rango de temperaturas de disolución la concentración de sales (principalmente NaCl) en la fase líquida alcanza valores entre 32% y 35% en peso. A pesar de que se estudiaron varias decenas de inclusiones sólo se alcanzó la homogenización completa en ocho casos. En los restantes, las inclusiones se destru-

yeron por explosión antes de la disolución completa de la fase sólida. Este hecho revela la existencia de una alta presión en las inclusiones antes de producirse la desaparición de la fase gaseosa. Como se muestra en la Tabla 2, las presiones alcanzaron valores desde varias centenas de bars hasta 1100-1200 bars. En cambio, las presiones de formación de minerales hidrotermales de ganga en los yacimientos Buena Esperanza y El Salado fueron sólo del orden de 300 bars a 340 bars.

Los resultados alcanzados en el presente trabajo son compatibles con los recientemente entregados por Sillitoe y Sawkins (1971) para algunos yacimientos chilenos del tipo breccia-pipe y obtenidos también, mediante el estudio de inclusiones fluidas. Los mencionados autores concluyen que la formación de los minerales presentes en las chimeneas de brecha mineralizadas (incluidos calcopirita y bornita) tuvo lugar a partir de soluciones cloruradas con concentraciones entre 3% y 36% en peso de NaCl y bajo condiciones de temperaturas y presiones entre 440°C a 350°C y mayores que 325 bars respectivamente.

CONCLUSIONES

1. El estudio termométrico de inclusiones en minerales de ganga provenientes de algunos yacimientos cupríferos chilenos, demuestra que los yacimientos estratiformes se han generado dentro de un amplio rango de temperaturas: El Salado 430°C - 250°C, Buena Esperanza 195°C - 40°C. Las temperaturas de formación de los yacimientos tipo skarn del área de Santa Gracia, alcanzan valores entre 400°C y 220°C.
2. Los yacimientos estudiados se han originado a partir de soluciones hidrotermales cloruradas con alta concentración (hasta 35% en peso) y bajo presiones entre 300 bars y 1200 bars.
3. Los resultados obtenidos por medio del estudio de inclusiones, acerca de las temperaturas y presiones de formación y de la composición de las inclusiones indican junto con otras evidencias geológicas (ubicación de parte de la mineralización en estructuras discordantes conectadas con la mineralización estratiforme, alteración hidrotermal de las rocas encajadoras, relación de la mineralización con estructuras tectónicas, etc.), que los yacimientos estudiados de tipo manto, ubicados en coladas andesíticas y en rocas volcánico-sedimentarias interestratificadas, se han formado a partir de soluciones hidrotermales epigenéticas. El conjunto de estas evidencias permite descartar la po-

sibilidad de origen de estos yacimientos conectado con procesos sinérgicos de la soldificación de las coladas de lava.

REFERENCIAS

- Arnold, R.G., Rutherford, M.J.**, 1960, Data for brine and carbon dioxide filled liquid inclusions in quartz veins from the Coronation mine: Geol. Survey, Canada paper, 5. (1)
- Carter, W.D.**, 1960, Origin of "manto" type copper deposits of the Cabildo mining district, Central Chile: Internat. Geol. Cong., 21 sess., Norden, Copenhagen. (2)
- , 1961, Yacimientos de cobre tipo manto. Su distribución en fajas mineralizadas, Provincia de Aconcagua: Inst. Invest. Geol., Bol. 10, 30 p. (3)
- Chávez, L.**, 1972, Metamorfismo de contacto en la serie volcánico-sedimentaria de Santa Gracia, Provincia de Coquimbo: Tesis, Univ. Chile, Fac. Cienc. Fís. y Mat., Santiago. (4)
- Ermakov, N.P.**, 1950, Issledovaniya mineraloobrazuyuschikh rastvorov: Izd. Charkov. univ. (5)
- Ikornikova, N.JU., Egorov, V.M.**, 1968, Experimentalnye PTFC diagrammy vodnykh rastvorov chloridov Li, Na, K, Cs: En "Gidrotermalny sintez kristallov". Ed. NAUKA, Moscú. (6)
- Imai, H., Takenouchi, S.**, 1971, Report of the Japanese Committee on the inclusions in minerals: Jour. Mining Metall. Inst. Japan, v. 87, 1001, 546-560. (7)
- Kalyuzhnyi, V.A.**, 1958, Uovershenstvovannaya mikrotermokamera dlya analiza zhidkikh vkluchenii. Trudy vsesoyuz. n. 1. piezosyrya, 2,2. (8)
- , 1965, Metody i rezultaty geobarometrii po gazovozhidkim vklucheniiam: En "Mineralogicheskaya termometriya i barometriya". Ed. NAUKA, Moscú. (9)
- Klevcov, P.V., Lemlein, G.G.**, 1959, Opredelenie minimalnovo davleniya obrazovaniya kvarca na primere kristallov s Pamira Zap. Vsesoyuz. mineral. ob. 88, 6. (10)
- Koltun, L.I., Piznyur, A.V.**, 1970, Rezultaty issledovaniya vkluchenii v mineralnykh asociatsiyakh Bugadainskogo molibdenovo-polimetalicheskogo mestorozhdeniya: Mineralog. sbor. Lvovsk. gos. univ., 24, 3. (11)
- Lemlein, G.G., Klevcov, P.V.**, 1971, Sootnosheniya osnovnykh termodinamicheskikh parametrov dlia chasti sistemy $H_2O-NaCl$: Geokhimiya, 2
- Litvinov, V.L., Lyakhov, JU. V., Popivnyak, I.V.**, 1971, Fiziko-khimicheskie osobennosti formirovaniya Kariiskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Vostochnoe Zabaikalye) po vklucheniyam v mineralakh: Mineralog. sbor. Lvovsk. gos. univ., 25, 2. (13)
- Losert, J.**, 1972, Alterations and associated copper mineralizations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area (Antofagasta province, Northern Chile): in Colloq. sobre fenómenos de alteración hidrotermal y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas. Dept. Geol. Univ. Chile, en prensa. (14)
- Nisterenko, G.V., Chávez, L.**, 1971, Génesis de yacimientos de cobre tipo manto de Chile, informe preliminar: Dept. Geol. Univ. Chile.
- Piznyur, A.V.**, 1970, Termodinamicheskiye uslovia formirovaniya mineralnykh asociatsii molibdenovo-polimetalicheskogo mestorozhdeniya Shakhtama (Vostochnoe Zabaikalie): Mineralog. sb. Lvovsk. gos. univ., 24, 2. (16)
- Ruiz, C.**, 1964, 1966, Metalliferous deposits of Chile: Internat. Geol. Cong., 22 sess., India (1964), Paris (1966). (17)
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., Levi, B.**, 1965, Geología y yacimientos metalíferos de Chile: Inst. Invest. Geol., Santiago. (18)
- Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinosa, W., Peebles, F., Quezada, R., Serrano, M.**, 1971, Stratabound copper sulphide deposits of Chile: Soc. Mining Geol. Japan, Spec. issue, 3, (Proc. IMA-IAGOD Meetings, 70, IAGOD v.)
- Sillitoe, R.H., Sawkins, F.J.**, 1971, Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile: Econ. Geology, v. 66, 7 (20)
- Touray, J.C., Sabouraud, C.**, 1970, Metastable inclusion brines in fluorite from Quezzanne: Econ. Geology, 65, 2. (21)
- Trufanov, V.N., Vasilenko, V.N.**, 1970, O termodinamicheskikh usloviakh formirovaniya postmagmaticeskikh obrazovaniy v porodakh kristallicheskogo fundamenta yugo-vostochnogo sklona Boronezhskoi anteklizi: En "Geol. territorii Nizhn. Dona i tekhn. geol. rabot Rostov na Donu", Rostov. (22)
- Tugarinov, A.I., Naumov, V.G.**, 1970, Zavisimost temperatur dekreptatsii ot sostava gazovozhidkikh vkluchenii o ot prochnosti mineralov. Dokl. AN. SSSR, 195, 1. (23)
- Yajima, J., Touray, J.C.**, 1967, Les inclusions fluides d'albites de la region de Modane: Soc. française minéralogie et crystallographie Bull. XC, 3. (24)

ESTUDIO GEOQUIMICO DE LOS PRODUCTOS DE INTEMPERISMO DE LAS ROCAS ULTRABASICAS (SERPENTINITAS) EN LA PROVINCIA DE VALDIVIA, CHILE

VITEZSLAV ZAMARSKY * *Universidad de Chile*
HUGO CONN D. *Instituto de Investigaciones Geológicas*
MAURICIO TABAK B. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

En el presente trabajo, realizado en la provincia de Valdivia, se indica la composición química y mineralógica de los productos de intemperismo de rocas ultrabásicas, su enriquecimiento en níquel, cobalto y hierro, y su comparación con los productos lateríticos de los países con clima tropical o semitropical. El estudio se realizó a través de dos perfiles verticales de la corteza de intemperismo desarrollada sobre afloramientos de serpentinitas y sobre esquistos. Las muestras fueron sometidas a análisis químicos y por difracción de Rayos-X, y sus resultados fueron comparados con los conocidos para los principales yacimientos tipo residual de níquel, cobalto y hierro, en Cuba.

Los resultados geoquímicos del perfil vertical desarrollado sobre afloramientos de serpentinitas permitieron establecer que el material estudiado muestra claramente una tendencia laterítica, quedando denominadas sus partes centrales como *lateritas ferruginosas*. Los materiales intemperizados se presentan enriquecidos en níquel, cobalto y hierro; sin embargo, no se puede establecer pronósticos económicos, debido a que el estudio fue restringido a una sola zona con presencia de cuerpos ultrabásicos.

INTRODUCCION

En el mes de Marzo de 1972 se efectuaron los trabajos de muestreo geoquímico en el área de las anomalías magnéticas "Botija" y "Tres Chiflones" entre Valdivia y La Unión con el objeto de poder ubicar las rocas ultrabásicas, cubiertas por una fuerte capa de vegetación.

Al mismo tiempo fue estudiado un perfil del afloramiento de las serpentinitas, en el cual se presenta la corteza de intemperismo bien desarrollada.

Como objetivo de este estudio geoquímico se tuvo presente lo siguiente:

- a) Estudiar la composición química y mineralógica de los productos de las serpentinitas.
- b) Llevar a cabo una comparación de los productos de intemperismo de las rocas ultrabásicas en el sur de Chile con los productos lateríticos de los países con clima tropical o semitropical.
- c) Basándose en los resultados de este estudio geoquímico, ajustar el sistema del muestreo geoquímico local, sobre todo en esta primera etapa de prospección, para que las mues-

tras de suelo tomadas en el terreno fueran más representativas.

- d) Determinar si los productos de intemperismo estudiado representan la corteza de meteorización "fósil" o si se trata de un suelo reciente.
- e) En base a los perfiles estudiados, averiguar la existencia de posibilidades económicas respecto a contenidos en níquel, cobalto y hierro de los productos de intemperismo de las rocas ultrabásicas.

BREVE DESCRIPCION DEL ORIGEN, COMPOSICION MINERALOGICA Y QUIMICA DE LOS PRODUCTOS DE INTEMPERISMO LATERITICO DE LAS ROCAS ULTRABASICAS Y LOS FENOMENOS GEOLOGICOS FUNDAMENTALES QUE INFLUYEN EN EL DESARROLLO DE LOS MISMOS

1. Aspectos Generales de los Productos de Intemperismo Laterítico en las Rocas Ultrabásicas.

A la producción de níquel y cobalto, se está dando en el mundo una gran atención. Esta situación se debe a una gama muy amplia en la utilización de ambos metales. Brevemente, es posible nombrar la utilización fundamental del níquel en las aleaciones ferrosas y no ferrosas (Ni-Cu; Ni-Mo), en super aleaciones utilizadas para la fabricación de turbinas, máquinas extractoras de gran tamaño, y las columnas de destilación que funcionan en ambientes muy agresivos y bajo condiciones de parámetros termodinámicos específicos muy elevados. El níquel se emplea en tipos de acero específicos que se utilizan para vehículos pesados, equipos de extracción y demás equipos que funcionan bajo parámetros de alta presión. Además del uso del níquel en los materiales decorativos y anticorrosivos, tiene empleo en la preparación de catalizadores. Otros usos del níquel se encuentran en la industria cerámica, de cristal y en las industrias químicas. Aprovechando el níquel como un metal bacteriorresistente, tiene empleo en técnicas sanitarias. Igualmente es de mucha importancia su relación con la industria militar, donde el níquel representa un metal estratégico.

El cobalto, al igual que el níquel, tiene aprovechamiento amplio en muchas ramas de la industria. Uno

* Profesor checoslovaco en visita al Departamento de Geología

de sus usos principales se encuentra en la fabricación de aleaciones y aceros especiales, porque confiere a éstos gran resistencia. En la industria química, el cobalto tiene uso primordial como catalizador en los procesos de hidratación, desulfatación, oxidación y reducción. Además, la importancia del cobalto está creciendo sobre todo en relación con su aprovechamiento en la técnica atómica y nuclear moderna, en lo que a aplicaciones médicas de ésta se refiere.

A escala mundial se está planificando un gran aumento de la explotación de los minerales de níquel y cobalto para el próximo decenio, y con este fin en muchos países se está llevando a cabo un gran esfuerzo de prospección e investigación de nuevos yacimientos; no sólo de los de una ley de metal muy alta, sino especialmente de yacimientos con una ley relativamente baja, pero con reservas de mineral elevadas y de una relativa fácil explotación de las mismas.

Debido a esta situación, llegan al primer plano de interés no sólo los yacimientos niquelíferos tipo sulfúrico sino también aquellos cuyos mantos se originaron por medio del intemperismo (meteorización) laterítico de las rocas ultrabásicas.

2. Génesis de Yacimientos Tipo Residual de Níquel, Cobalto y Hierro. Su Zonación y Composición Mineralógica.

Los yacimientos tipo residual de níquel, cobalto y hierro están relacionados con la corteza de intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas (predominantemente serpentinitas). El intemperismo laterítico puede realizarse en condiciones de climas tropical y semitropical, principalmente a causa del cambio de período seco a lluvioso. El intemperismo laterítico de las rocas ácidas produce finalmente las lateritas propiamente tales, mientras que de las rocas ultrabásicas se originan principalmente productos de intemperismo enriquecidos por el hierro y el níquel.

El intemperismo laterítico representa, fundamentalmente, un largo proceso químico que se desarrolla sobre todo por medio de la circulación del agua relativamente caliente tanto en sentido vertical como horizontal. En el período de lluvia predomina la circulación del agua en sentidos horizontal y vertical, mientras que en el período seco predomina el movimiento del agua en sentido vertical tendiendo a acumularse paralelamente al rumbo de la roca subyacente.

Las rocas ultrabásicas (serpentinitas) son, de acuerdo con su composición mineralógica, muy inestables

en las condiciones de intemperismo laterítico y por lo tanto en esta zona supérgena se están descomponiendo fácilmente. El mayor desarrollo de la descomposición química surge predominantemente en los minerales del grupo de la serpentina. La descomposición total a óxidos libres, hidróxidos y carbonatos se desarrolla sólo bajo las condiciones de intemperismo laterítico. En la zona superior de las serpentinas se acumulan el hierro y aluminio, y en el ambiente de oxidación principalmente se originan los óxidos e hidróxidos de Al y Fe. Por lo tanto, en este último ambiente predominan los minerales de Fe debido a que las rocas ultrabásicas en sí no contienen un porcentaje elevado de Al_2O_3 .

Durante el avance del proceso de intemperismo laterítico de la roca ultrabásica madre, se empieza a desarrollar un horizonte diferente por estructura, textura y composición química de la roca madre. Este horizonte, cuyo material representa los productos de intemperismo laterítico de la roca ultrabásica, llega a un máximo de su evolución cuando demuestra una clara zonalidad vertical. En base a la composición de la roca y el carácter macroscópico, es posible dividir en el perfil vertical de la corteza de intemperismo de las rocas ultrabásicas, las siguientes zonas:

- I. Zona superior de intemperismo rojo (zona de oxidación).
- II. Zona intermedia de intemperismo verde (zona de reducción).
- III. Zona inferior de intemperismo gris (zona de lixiviación).
- IV. Roca madre subyacente más o menos compacta.

Las zonas denominadas difieren unas de otras por su composición química, mineralógica, y por la estructura y color de los productos de intemperismo.

Zona superior de intemperismo rojo (zona de oxidación). Esta zona está constituida por un material generalmente blando de color rojo y café rojizo, y contiene sobre todo los hidróxidos y óxidos de hierro como hematita, hidrohematita, maghemita ($\gamma-Fe_2O_3$), en forma de granos irregulares o redondeados de un tamaño de hasta 2 cm, y goetita, hidrogoetita y minerales de aluminio, representados principalmente por gibbsita (hidrargillita) y ocasionalmente caolinita. La parte superior de este horizonte tiene color rojo-violáceo, su espesor es relativamente pequeño y muy variable, y sus contenidos en níquel son bajos. La parte inferior de la misma zona está constituida por un material blando de color café-rojizo. Está caracterizada

por una ley de níquel más alta (a veces sobrepasa 1^o/_o de Ni) y generalmente por un espesor mayor, que la parte superior. Por sus condiciones de origen, la zona ha sido nombrada como la "zona de oxidación".

Zona mediana de intemperismo verde (zona de reducción). Bajo la zona de oxidación en el perfil vertical, se encuentra la zona de intemperismo verde, donde de acuerdo con las condiciones de reducción se produce un notable cambio de color, debido a la disminución y descomposición de los minerales predominantes en la zona anterior. El níquel bivalente, al igual que el magnesio, es muy movable y, bajo las condiciones de reducción, se produce su migración en sentido vertical. El mayor contenido de níquel se observa generalmente en la parte superior de esta zona, donde el metal está relacionado con los minerales de los grupos montmorillonita (nontronita) y clorita. El material intemperizado de esta zona tiene por lo general color verde o verde-amarillento.

Zona inferior de intemperismo gris (zona de lixiviación). En la zona de intemperismo gris (zona de lixiviación) se encuentra un mayor contenido de formas de sílice y en lugares donde el pH sobrepasa el valor

8 (ambiente básico) y la presión parcial de CO₂ cae en el rango 10⁰ a 10^{-6,8}, se originan los carbonatos de Mg (magnesita, hidromagnesita). En esta zona predominan los minerales hidratados del grupo de la serpentina. En condiciones favorables se originan minerales que van de la antigorita níquelífera a nepouíta. La zona de intemperismo gris está a veces caracterizada por la presencia de vetas finas, lentes y nidos de garnierita, los cuales muy a menudo alcanzan hasta la roca ultrabásica madre compacta.

La distribución esquemática de los minerales principales en el perfil vertical de intemperismo de las rocas ultrabásicas está ilustrada en la figura 1.

Como ya fue señalado, la división del perfil de intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas en zonas características, está basada principalmente en el cambio de períodos lluvioso a seco, y a la presencia de agua con alto contenido en CO₂. El período lluvioso tiene carácter "descendente" en la migración de los elementos disueltos en el agua. Al mismo tiempo, el agua enriquecida en bicarbonato, lixivia la serpentina madre y las partes inferiores del perfil del intemperismo. En el período seco, el carácter de mi-

Fig. 1.- DISTRIBUCION ESQUEMATICA DE LOS MINERALES PRINCIPALES EN EL PERFIL VERTICAL DEL INTEMPERISMO DE LAS ROCAS ULTRABASICAS.

	Serpentinita madre compacta, fracturada.	Zona del intemperismo gris - zona de lixiviación.	Zona del intemperismo verde - zona de reducción.	Zona del intemperismo rojo - zona de oxidación.
Oxidos, óxidos hidratados e hidróxidos de Fe, Al (hematita, magnetita, goetita, gibbsite y otros)				
Minerales del grupo de montmorillonita (principalmente nontronita)				
Minerales del grupo de clorita (clinoclorita, pennina, talcoclorita)				
Minerales hidratados del grupo de serpentina (antigorita níquelífera, carbonatos de Mg).				
Varias formas de Si O ₂ de bajo grado de cristalización. (Calcoclonia, opala).				

gración de los elementos disueltos en el agua tiene sentido "ascendente". Principalmente los elementos hierro y níquel están migrando a las partes superiores del perfil de intemperismo en forma metacolooidal, probablemente gracias a una capa protectora muy fina de material orgánico (especialmente en caso de capas de intemperismo de poco espesor) o en forma de soluciones. Para el hierro, por ejemplo, y de acuerdo con los valores Eh y pH, éste se encuentra en estado bivalente en forma de $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ y sube a las partes superiores del perfil, es decir, se está acumulando en las zonas de intemperismo rojo y verde. En las partes superiores del perfil de intemperismo (cuando existen grandes espesores), enriquecidas en oxígeno, ocurre la oxidación y la nontronitización. La zona de intemperismo rojo contiene exceso de oxígeno proveniente tanto del existente en el aire como del disuelto en el agua, y está contribuyendo a formar las condiciones de oxidación. Según Garrels y Christ (1965), en soluciones de pH entre 6,8 y 8,3, el níquel se libera, dependiendo de su concentración en la solución (coeficiente de actividad), y siendo independiente del potencial Eh. Por lo tanto, en la zona de intemperismo rojo, ya que los valores de pH están por debajo del valor 6,8, el níquel permanece en la solución. La concentración de níquel en esta zona se basa predominantemente en la absorción por los hidróxidos de hierro. Los contenidos de níquel en esta zona muestran valores siempre menores en relación con la zona de reducción (figs. 2 y 3) lo que concuerda con lo expuesto.

La nontronita se origina principalmente en un medio de Ph relativamente estrecho: 7,0 - 7,5, independientemente del potencial Eh. Estos valores de Ph para la nontronita, que representa el mineral fundamental de níquel en la zona de intemperismo verde, concuerdan con el intervalo en el cual el níquel se libera de la solución. En este ambiente - zona de intemperismo verde - y de acuerdo con su concentración en la solución, el níquel es absorbido por las partículas coloidales de nontronita, pasando posteriormente a constituir nontronita cristalina. Además, como consecuencia de una alta actividad de absorción de la nontronita cristalina por el níquel, éste continúa siendo absorbido por este mineral. Este es el mecanismo, que contribuye a que en la zona de intemperismo verde, se encuentren altas concentraciones de níquel.

Por un mecanismo similar, las cloritas - además de la nontronita - también contribuyen a elevar las concentraciones de níquel en esta zona. Por su composición química, las cloritas que corresponden a la serie de clinoclora-pennina-talcoclora (Kudělásek y Mátl,

1970) son las que más favorablemente contribuyen a este proceso. Las cloritas se encuentran en la parte inferior de la zona de intemperismo verde y el origen de ellas está ligado a la presencia de Al_2O_3 . La presencia de hierro bivalente en las cloritas indica el mayor grado de reducción del ambiente en comparación con el que origina la nontronita.

La distribución típica de los elementos fundamentales en el perfil vertical de la corteza de intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas está ilustrada en las figuras 2 y 3, las que presentan los perfiles "clásicos" de los yacimientos tipo residual de hierro, níquel y cobalto, en Cuba.

La división del perfil de la corteza de intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas antes expuesta, debe comprenderse sólo esquemáticamente y puede relacionarse a un tipo de mineral autóctono ideal. En realidad, como consecuencia de la redepositación de los productos de intemperismo, de un cambio posible de las condiciones climatológicas y finalmente de la posibilidad que un perfil de intemperismo no haya evolucionado plenamente, se obtiene que, en muchas ocasiones, en vez de la zonalidad clásica tengamos perfiles incompletos o de diferente ordenación de las zonas individuales.

Durante un cambio posterior de las condiciones climatológicas, desfavorable para el origen de los productos de intemperismo laterítico, puede producirse en ellos una estabilización determinada en cuanto a la asociación mineralógica. Estos productos de intemperismo laterítico pueden designarse como "fósiles". Como ejemplo de los mismos pueden servir los yacimientos niquelíferos residuales en los Urales (URSS), Szklary (Polonia), St. Egedien (RDA), Kremze, y Bojanovice (Checoslovaquia) y otros.

3. Composición Química de los Productos de Intemperismo.

La figura 2 muestra la composición química promedio de los productos de intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas (de la corteza de intemperismo) en el yacimiento Pinares de Mayari, ubicado en la costa norte de la provincia de Oriente en Cuba, donde de acuerdo con los datos obtenidos en el perfil geológico se distinguieron las siguientes zonas:

- I. parte superior de la zona de intemperismo rojo (zona de oxidación), parte ferruginosa.
- II. parte inferior de la zona de intemperismo rojo (zona de oxidación).
- III. zona de intemperismo verde (zona de reduc-

Fig. 2.- DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS PRINCIPALES EN EL PERFIL VERTICAL DE LA CORTEZA DE INTEMPERISMO DEL YACIMIENTO PINARES DE MAYARI, CUBA.

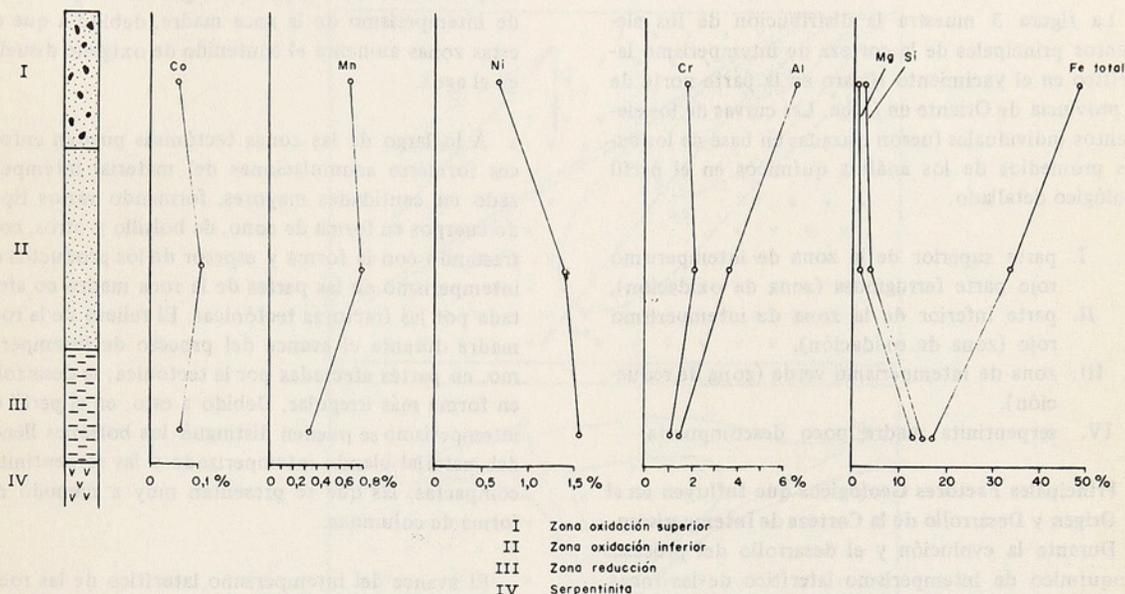
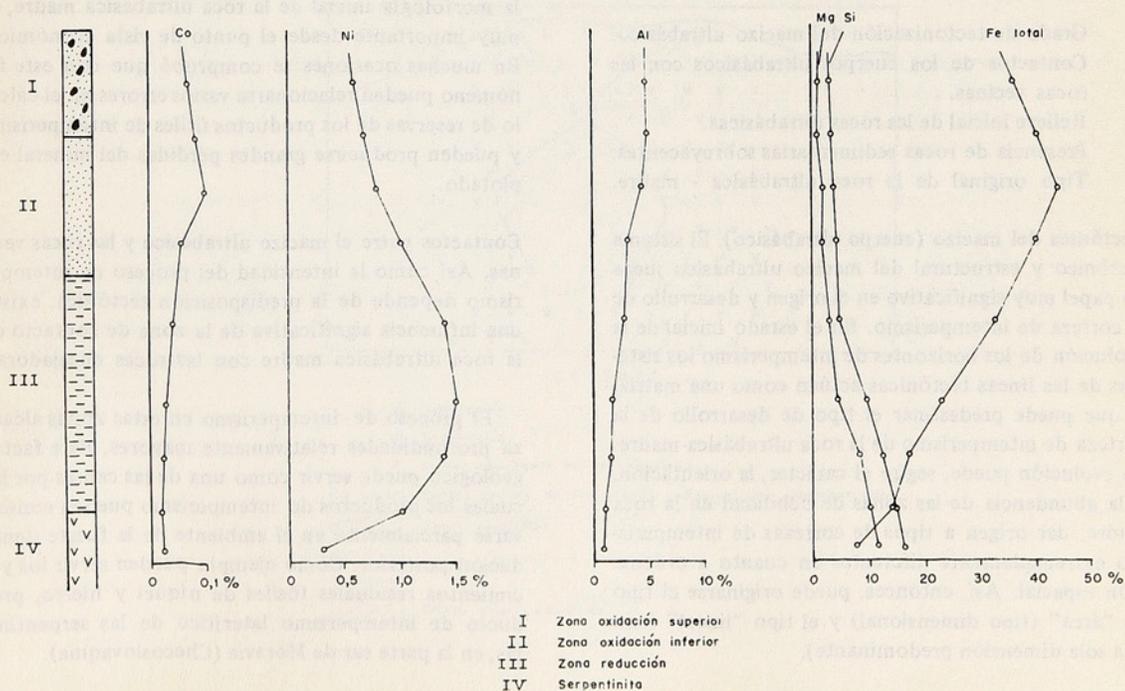


Fig. 3.- DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS PRINCIPALES EN EL PERFIL VERTICAL DE LA CORTEZA DE INTEMPERISMO DEL YACIMIENTO NICARO, CUBA.



ción).

IV. serpentinita-madre compacta.

La figura 3 muestra la distribución de los elementos principales de la corteza de intemperismo laterítico en el yacimiento Nicaro en la parte norte de la provincia de Oriente en Cuba. Las curvas de los elementos individuales fueron trazadas en base de los datos promedios de los análisis químicos en el perfil geológico detallado.

- I. parte superior de la zona de intemperismo rojo parte ferruginosa (zona de oxidación),
- II. parte inferior de la zona de intemperismo rojo (zona de oxidación).
- III. zona de intemperismo verde (zona de reducción).
- IV. serpentinita madre poco descompuesta.

4. Principales Factores Geológicos que Influyen en el Origen y Desarrollo de la Corteza de Intemperismo.

Durante la evolución y el desarrollo del proceso geoquímico de intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas juegan un papel importante una serie de factores de carácter generalmente geológico, de los cuales dependen directamente el tipo de desarrollo y la composición mineralógica (zonalidad) de los horizontes de la intemperización. Los factores principales son los siguientes:

- Grado de tectonización del macizo ultrabásico.
- Contactos de los cuerpos ultrabásicos con las rocas vecinas.
- Relieve inicial de las rocas ultrabásicas.
- Presencia de rocas sedimentarias sobreyacentes.
- Tipo original de la roca ultrabásica - madre.

Tectónica del macizo (cuerpo ultrabásico). El sistema tectónico y estructural del macizo ultrabásico juega un papel muy significativo en el origen y desarrollo de la corteza de intemperismo. En el estado inicial de la evolución de los horizontes de intemperismo los sistemas de las líneas tectónicas actúan como una matriz, la que puede predestinar el tipo de desarrollo de la corteza de intemperismo de la roca ultrabásica-madre. La evolución puede, según el carácter, la orientación, y la abundancia de las zonas de debilidad en la roca madre, dar origen a tipos de cortezas de intemperismo extremadamente diferentes en cuanto a ordenación espacial. Así, entonces, puede originarse el tipo de "área" (tipo dimensional) y el tipo "lineal" (con una sola dimensión predominante).

Las dislocaciones, es decir las zonas mecánicamente

heterogéneas, representan, en condiciones de intemperismo laterítico, un ambiente relativamente muy favorable en relación al origen de los productos de intemperismo de la roca madre, debido a que en estas zonas aumenta el contenido de oxígeno disuelto en el agua.

A lo largo de las zonas tectónicas pueden entonces formarse acumulaciones del material intemperizado en cantidades mayores, formando varios tipos de cuerpos en forma de cono, de bolsillo y otros, contrastando con la forma y espesor de los productos de intemperismo en las partes de la roca madre no afectada por las fracturas tectónicas. El relieve de la roca madre durante el avance del proceso de intemperismo, en partes afectadas por la tectónica, se desarrolla en forma más irregular. Debido a esto, en el perfil de intemperismo se pueden distinguir los bolsones llenos del material blando intemperizado y las serpentinitas compactas, las que se presentan muy a menudo en forma de columnas.

El avance del intemperismo laterítico de las rocas ultrabásicas (serpentinitas) en las zonas con dislocaciones, afectado por la fuerza de gravedad, se ilustra esquemáticamente en la figura 4.

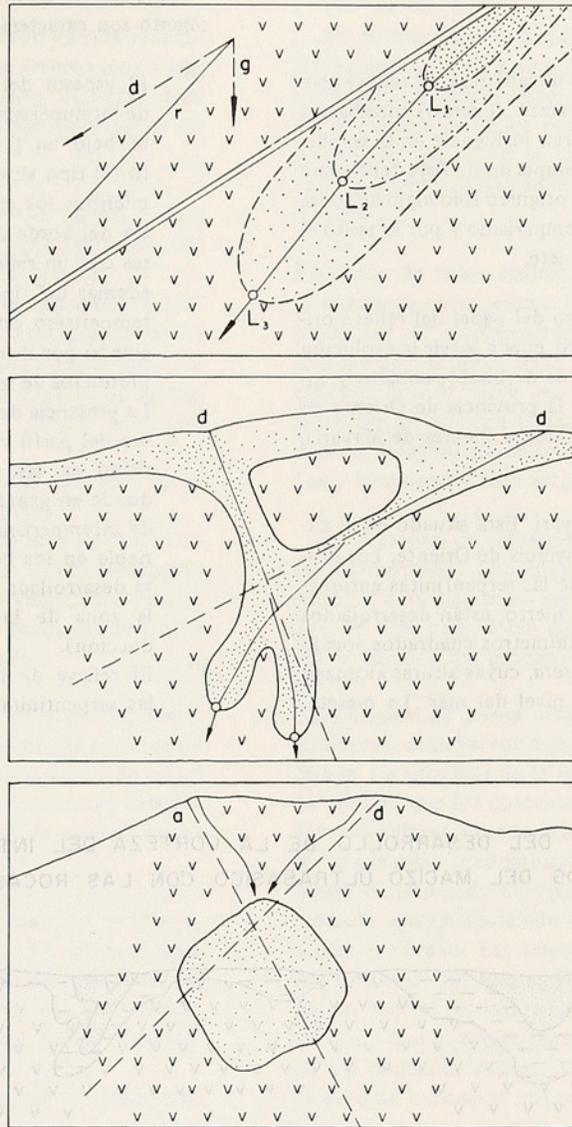
El hecho de que el intemperismo en las zonas tectónicas da lugar a un relieve moderno (secundario) de la morfología inicial de la roca ultrabásica madre, es muy importante desde el punto de vista económico. En muchas ocasiones se comprobó que con este fenómeno pueden relacionarse varios errores en el cálculo de reservas de los productos útiles de intemperismo y pueden producirse grandes pérdidas del mineral explotado.

Contactos entre el macizo ultrabásico y las rocas vecinas. Así como la intensidad del proceso de intemperismo depende de la predisposición tectónica, existe una influencia significativa de la zona de contacto de la roca ultrabásica madre con las rocas encajadoras.

El proceso de intemperismo en estas zonas alcanza profundidades relativamente mayores. Este factor geológico puede servir como una de las causas por las cuales los productos de intemperismo pueden conservarse parcialmente en el ambiente de la fuerte denudación posterior. Como ejemplo pueden servir los yacimientos residuales fósiles de níquel y hierro, producto de intemperismo laterítico de las serpentinitas, en la parte sur de Moravia (Checoslovaquia).

Estos yacimientos tienen la forma de cuenca, pro-

Fig. 4.- ORIGEN DE LOS BOLSONES DE LAS MENAS RESIDUALES EN DEPENDENCIA CON LAS DISLOCACIONES.



LEYENDA

- d Dislocación
- g Gravitación
- r Rumbo resultante del intemperismo
- L₁ L₂ L₃ Puntos límites de los etapas sucesivas del intemperismo
-  Menas residuales
-  Serpentinita
-  Grieta abierta-cerrada

longada de acuerdo con el rumbo de la predisposición tectónica. Los mayores espesores de la corteza de intemperismo están conservados en las zonas del contacto de serpentinitas con las rocas metamórficas encajadoras (fig. 5).

Relieve inicial de las rocas ultrabásicas. El relieve geomorfológico inicial del macizo (cuerpo) ultrabásico intemperizado tiene una gran influencia en la ampliación de la corteza de intemperismo. Este fenómeno puede ser causa de que se originen sólo algunas zonas en el perfil vertical de intemperismo y por lo tanto el perfil "clásico" no se complete.

Como un ejemplo típico del papel del relieve original del macizo ultrabásico puede servir la evolución diferente de los yacimientos de hierro, cobalto y níquel en la parte norte de la provincia de Oriente en Cuba (yacimiento Nicaro, Moa y Pinares de Mayari), figura 6.

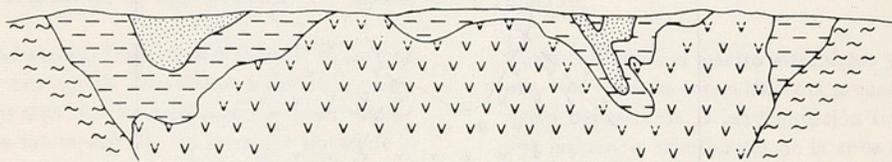
Yacimiento Pinares de Mayari. Está situado en el extremo occidental en la provincia de Oriente. Los productos de intemperismo de las serpentinitas enriquecidas en níquel, cobalto y hierro, están desarrollados en un área de unos 120 kilómetros cuadrados, localizándose en una *amplia meseta*, cuyas alturas alcanzan unos 500-600 m sobre el nivel del mar. La meseta,

durante la evolución de la corteza de intemperismo, *ha rebasado* el relieve local.

Para los horizontes de intemperismo de este yacimiento son característicos:

- 1^o El espesor del perfil vertical de los productos de intemperismo es casi constante y relativamente bajo en las partes centrales del yacimiento (el tipo autóctono de las menas del mineral), mientras los espesores son mayores en las partes del borde del yacimiento, es decir, en lugares con un relieve suavemente inclinado, donde además del tipo autóctono de la corteza de intemperismo está presente el tipo alóctono, originado por medio de una redepositación de los productos de intemperismo.
- 2^o La presencia de una zonalidad relativamente pobre del perfil vertical de la corteza de intemperismo en las partes centrales del peneplano, donde en general está desarrollada sólo la zona de intemperismo rojo, y una zonalidad más variable en los bordes del yacimiento, donde está desarrollada además de la zona de oxidación, la zona de intemperismo verde (zona de reducción).
- 3^o El relieve de las peridotitas serpentinizadas y las serpentinitas subyacentes es casi regular.

Fig. 5.- ESQUEMA DEL DESARROLLO DE LA CORTEZA DEL INTEMPERISMO EN LOS CONTACTOS DEL MACIZO ULTRABASICO CON LAS ROCAS VECINAS



L E Y E N D A

- | | |
|---|-------------------------------|
|  | Zona del intemperismo rojo |
|  | Zona del intemperismo verde |
|  | Serpentinita |
|  | Rocas metamórficas (gneises). |

- 4° Los contenidos en níquel de los productos de intemperismo son relativamente bajos, pero constantes.

Yacimiento Nicaro. Está desarrollado en una área de 100 km² y se encuentra situado en terreno muy montañoso, cuyo *rebasamiento* relativo alcanza hasta 500 m. El perfil de la corteza de intemperismo se caracteriza por lo siguiente:

- 1° Una gran variabilidad del espesor de los productos de intemperismo. Están aquí presentes los tipos autóctono y alóctono del mineral.
- 2° La zonalidad del perfil de intemperismo se presenta completa (están aquí presentes todas las zonas de intemperismo laterítico, incluso la transición continua de los productos de intemperismo en la serpentinita - madre compacta subyacente).
- 3° El relieve de las serpentinitas subyacentes se presenta en forma muy irregular.
- 4° Los contenidos de los componentes útiles (níquel, cobalto y hierro) son significativamente variables en relación con el yacimiento Pinares de Mayari y tienen una ley promedio de níquel más elevada (1,3 - 1,4^o/o de Ni).

Yacimiento Moa. Está localizado en la parte oriental de la provincia de Oriente y comprende un área de unos 200 km². El yacimiento está desarrollado en un *terreno poco montañoso con rebasamiento* relativo máximo de unos 300 m. Los rasgos característicos de este yacimiento son los siguientes:

- 1° En el yacimiento Moa, de acuerdo a su relieve, predominan los productos de intemperismo alóctonos como consecuencia de una fuerte re-depositación posterior. Los mantos lateríticos se presentan generalmente con mayores espesores, que a veces alcanzan hasta 30 m.
- 2° La zonalidad del perfil vertical de intemperismo se presenta en forma completa. La zona superior del perfil (zona de oxidación) representa la parte más desarrollada mineralógicamente. La estratificación se observa en capas horizontales y diagonales.
- 3° El relieve de las rocas ultrabásicas subyacentes (serpentinitas) se observa desarrollado en forma bastante regular, y el macizo serpentinitico presenta relieve tipo terraza.
- 4° El contenido en níquel de los productos de intemperismo es poco variable, con valores relativamente bajos.

Los perfiles esquemáticos de los yacimientos mencionados y el desarrollo de los productos de intemperismo están ilustrados en la figura 6.

De la comparación de estos tres yacimientos se observa que la división geomorfológica inicial del macizo ultrabásico intemperizado tiene una gran influencia en la formación de los productos de intemperismo, no sólo en cuanto a la cantidad, sino también en cuanto a composición mineralógica y química de los mismos.

Presencia de rocas sedimentarias sobreyacentes. La presencia de rocas sedimentarias sobreyacentes en los productos de intemperismo laterítico impiden, en gran medida, la denudación de estos productos. Como ejemplo pueden servir las menas níquelíferas en la parte sur de Moravia (Checoslovaquia) en las cuales existen actualmente sólo unos relictos de la continua y bien desarrollada antigua corteza.

La presencia de estos relictos de la antigua corteza de intemperismo está muy bien relacionada con la ocurrencia de las rocas sedimentarias sobreyacentes que, en este caso, están constituidas por gravas, arenas y arcillas de probable edad cretácica inferior.

Tipo original de la roca madre ultrabásica. Pocos años atrás predominaba entre los investigadores que estudiaban los procesos de la meteorización laterítica, la opinión de que los contenidos de níquel se presentaban con valores altos en tales productos, cuando ellos se originaban predominantemente de las serpentinitas derivadas de un magma peridotítico no diferenciado con un contenido promedio de níquel relativamente elevado. Las serpentinitas, derivadas de las peridotitas de un magma básico diferenciado, tienen por lo general los contenidos promedios más bajos, debido a que la mayor parte del níquel se encuentra en los minerales sulfúricos (pentlandita) durante el proceso de lixiviación magmática. De acuerdo a lo expuesto la corteza de intemperismo laterítico, en estos tipos de serpentinitas, muestra generalmente contenidos en níquel de escaso valor económico.

En los yacimientos residuales en Moravia Sur (Checoslovaquia) se estudió la correlación entre el tipo de la roca madre primaria, su contenido en níquel, y la concentración en níquel de los productos de intemperismo laterítico tipo autóctono. Las serpentinitas estudiadas, de los yacimientos níquelíferos de Moravia, corresponden predominantemente a harzburgitas, harzburgitas duníticas y en menor parte a iherzolitas

duníticas y wehrlitas, de las cuales han sido derivadas. Los contenidos en níquel de la roca madre en los yacimientos individuales no difieren significativamente (la diferencia máxima en cuanto al contenido en níquel presenta intervalos entre 0,0 y 0,10% en Ni), pero sí difieren significativamente los contenidos en níquel en los productos de intemperismo.

Por lo expuesto anteriormente, se deduce que el grado de concentración en níquel de los productos de intemperismo laterítico no depende tanto de la composición química y del tipo de la roca ultrabásica madre, sino, y probablemente en escala mayor, de las condiciones y el grado de avance del propio proceso de intemperismo laterítico.

BREVE RESUMEN DE LOS YACIMIENTOS NIQUELIFEROS MUNDIALES TIPO RESIDUAL. SU COMPOSICION MINERALOGICA Y LEYES DE CONCENTRACION

Los minerales tipo "laterítico" de níquel, cobalto

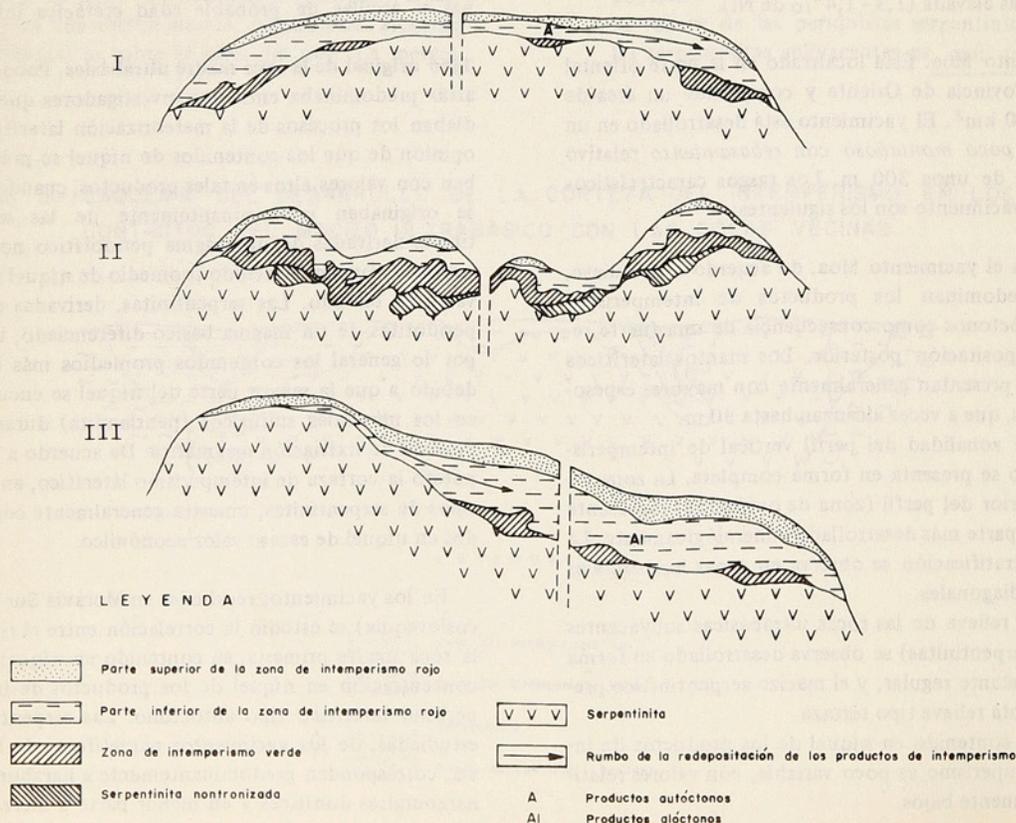
y hierro representan el potencial más grande conocido en el mundo en comparación con otros tipos de menas níquelíferas. A los más grandes yacimientos de este tipo pertenecen los de Cuba, Nueva Caledonia, Unión Soviética, Filipinas e Indonesia. Últimamente han sido prospectados por métodos de exploración geológica nuevos yacimientos, especialmente en Brasil, E.E.U.U., Venezuela, República Dominicana, India, Pakistán, Japón, Madagascar, Grecia, Puerto Rico, Sudáfrica, Australia, Guinea, etc. La concentración promedio de mineral encontrada en los yacimientos prospectados es la siguiente: 1% de Ni; 0,05% de Co; 40% de Fe total.

A continuación se expone una breve información sobre los yacimientos mundialmente conocidos:

Cuba

En la actualidad son conocidos tres yacimientos de

Fig. 6.- PERFILES ESQUEMATICOS DE LOS YACIMIENTOS PINARES DE MAYARI (I), NICARO (II), Y MOA (III).



gran importancia económica: Pinares de Mayari, Nicaragua y Moa, ubicados en la parte norte de la provincia de Oriente. Su explotación se efectúa a "rajo abierto".

Las reservas de estos yacimientos representan aproximadamente unos 700 millones de toneladas de mineral con ley de 1,0% en níquel. Los principales minerales que contienen la mineralización en níquel son los siguientes: nontronita, montmorillonita ferruginosa, clorita, antigorita, óxidos e hidróxidos de hierro.

Nueva Caledonia (E.E.U.U.)

Las informaciones publicadas indican reservas de níquel metálico que representan unos 16 millones de toneladas del metal en el yacimiento y unas 220 millones de toneladas de mineral con contenido promedio de 0,2% en cobalto.

Predominantemente, el níquel se encuentra relacionado a los hidrosilicatos, de los cuales la garnierita es el mineral principal.

Unión Soviética

Grandes reservas de mineral se conocen en el área central de los montes Urales y en el sur de Siberia (en las inmediaciones de la cuenca del río Yenisey). Los yacimientos de níquel, cobalto y hierro pertenecen a la corteza de intemperismo laterítico de las serpentinitas de edad jurásica. El níquel está relacionado a hidrosilicatos.

Filipinas

Las informaciones existentes suponen reservas de mineral que representan unos 120 millones de toneladas con una ley aproximada de 1,0% en níquel. Además existen grandes reservas de mineral con ley de níquel más baja.

Puerto Rico

Estudios realizados suponen reservas de mineral "laterítico" que representan unas 100 millones de toneladas con una ley promedio de 1,0% en níquel.

Borneo, Celebes

La ley promedio de níquel conocida por medio de la exploración geológica alcanza a 0,5%. Las reservas de mineral no están especificadas.

Estados Unidos de Norteamérica

Los yacimientos niquelíferos tipo laterítico residual están ubicados sobre todo, en el área de Oregón y sus alrededores. De acuerdo a la información geológica existente la ley de níquel en el mineral alcan-

za en varios lugares el 1,5%. Las reservas totales no han sido publicadas.

Los principales minerales que contienen mineralización en níquel son los siguientes: montmorillonita, nontronita, antigorita, y óxidos e hidróxidos de hierro.

Grecia

El yacimiento niquelífero está situado en el área de Atalanda y Larimna. Según lo publicado, las reservas totales contienen unos 100.000 toneladas de níquel metálico proveniente de minerales niquelíferos-ferruginosos y 12.000 toneladas que proviene de silicatos. La ley promedio en níquel del mineral tipo silicato alcanza a 2%.

Polonia

El yacimiento niquelífero está situado en el área de Kotniel-Szkлары y representa un producto de intemperismo laterítico de las serpentinitas.

La composición química promedio del mineral explotado es la siguiente:

Ni	0,7	%	Cr ₂ O ₃	0,65	%
Fe ₂ O ₃	16,5	%	MgO	16,0	%
Al ₂ O ₃	2,5	%	SiO ₂	52,6	%

Albania

La composición química promedio del mineral niquelífero explotado es la siguiente:

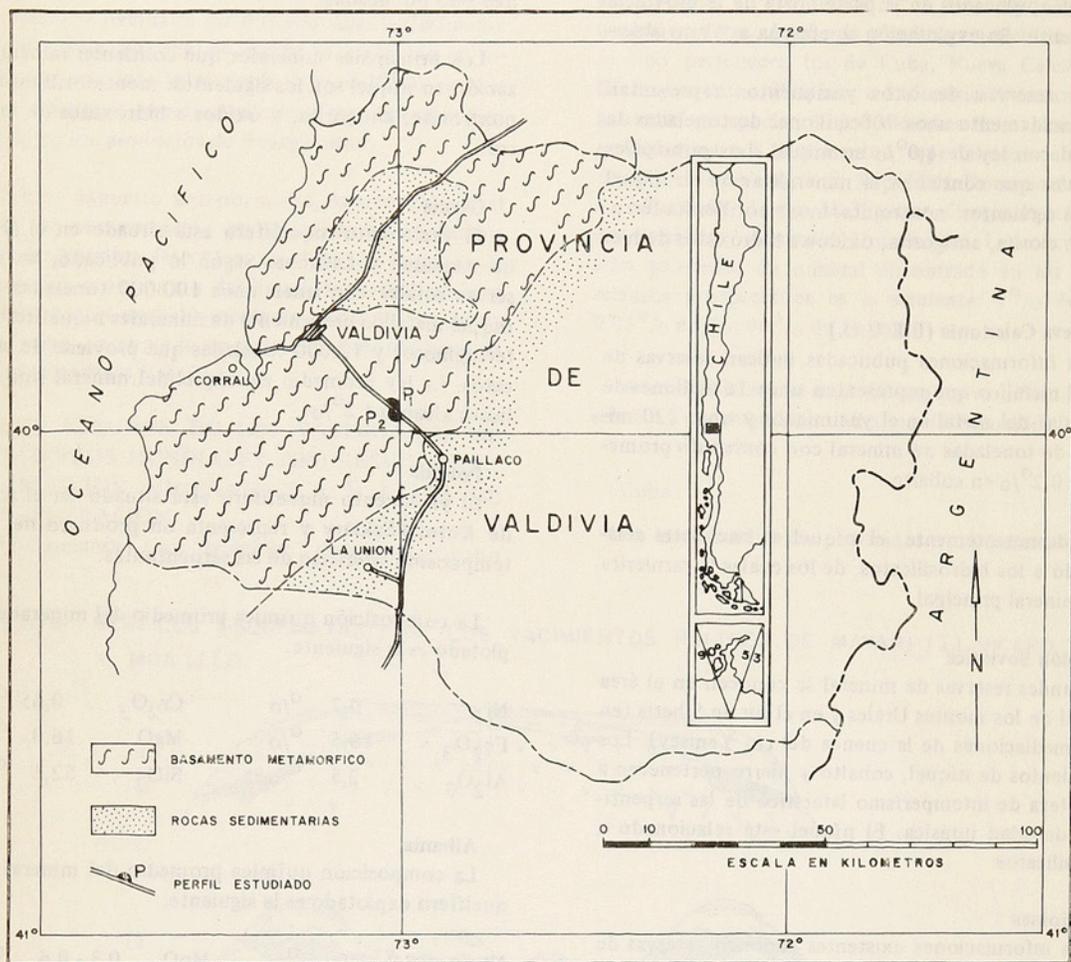
Ni	0,9 - 1,02	%	MnO	0,3 - 0,6	%
Co	0,06	%	CaO	3	%
Fe total	53 - 69	%	MgO	1,7	%
Al ₂ O ₃	4 - 6	%	SiO ₂	5,98 - 6,61	%
Cr ₂ O ₃	3,5	%			

Los datos presentados tienen un carácter orientativo.

ESTUDIO GEOQUIMICO DE PERFILES DE INTemperismo EN SERPENTINITAS, PROVINCIA DE VALDIVIA

De acuerdo con el objetivo de este trabajo se ha estudiado el perfil vertical (P1) de la corteza de intemperismo ubicado en el corte de la carretera principal entre Valdivia y Paillaco, en el kilómetro 28 (fig. 7). La localidad estudiada muestra una sucesión bien desarrollada de los productos de meteorización de las rocas ultrabásicas de esta zona. Con el fin de comparar el tipo y composición de los suelos desarrollados

Fig. 7.- MAPA DE UBICACION



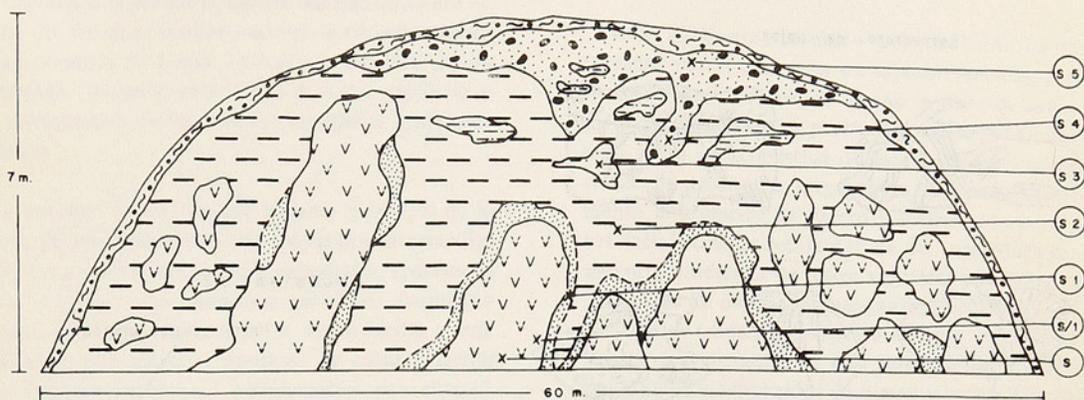
en esta localidad con los tipos y suelos desarrollados en los esquistos de los alrededores se ha estudiado, de modo orientativo, el perfil P2 ubicado a un kilómetro al sureste del perfil P1, sobre la misma carretera.

1. Descripción Geológica de los Perfiles y su Mineralogía.

Perfil de intemperismo en serpentinitas (P1). La base del perfil P1 (fig. 8) está formada por roca ultrabásica fresca. La serpentinita, es decir, la roca-madre, es de color gris oscuro a gris verdoso. En la masa principal de la roca es posible observar macroscópicamente piroxenos de un tamaño promedio de 1/2 mm y minerales del grupo de la serpentina. Además se observan piroxenos cuyo tamaño alcanza hasta 4 mm y no muestran una orientación predominante. Los piroxenos de gran tamaño están diseminados en la roca en

concentraciones mayores. La serpentinita se presenta compacta y maciza, con fracturamiento fino relleno ocasionalmente con carbonatos los que aparecen en forma de vetas con un espesor máximo de unos 0,2 mm. En los planos de fisura de la serpentinita están a menudo presentes minerales secundarios en forma de fibras y hojas compactas con una orientación paralela color verde-oliva o verde-gris (picro-lita). La presencia de estos minerales proviene de un movimiento tectónico anterior relativamente fuerte, el que posiblemente estaría relacionado con la división de la serpentinita en forma de bloques y favorecería también el origen y tipo de meteorización supérgena posterior de la roca ultrabásica madre. La serpentinita que se observa en la base del perfil estudiado, presenta bloques compactos con forma de columnas cónicas y rodeados de los productos de intemper-

Fig. 8.- PERFIL ESQUEMATICO (P 1) DE LA CORTEZA DE INTEMPERISMO DESARROLLADA EN SERPENTINITAS (Zamarsky et al, 1972).



LEYENDA

Serpentinita fresca	Laterita ferruginosa
Serpentinita lixiviada	Parte superior de la zona de intemperismo rojo
Zona de transición	Suelo superficial
Laterita ferruginosa	Muestras tomadas

rismo; en cambio en la zona inferior a media de la corteza de meteorización se presentan cuerpos aislados de menor tamaño. El límite irregular entre la roca madre (serpentinita) y sus productos de intemperismo demuestran un ambiente de oxidación supérgena característico. La muestra S es la roca madre.

Sobre la roca madre, en una capa de 20 a 40 cm de espesor, se encuentra la serpentinita lixiviada. La serpentinita lixiviada es la muestra S/1. En comparación con la serpentinita fresca, no alterada, esta roca se presenta de color blanco grisáceo y su decoloración se debe a la lixiviación. El carácter general de esta roca es heterogéneo, presentando núcleos irregulares de serpentinita no alterada de color gris claro, con una densa red de vetillas y zonas más claras de color verde y verde amarillento, que se deben a la aparición de los óxidos e hidróxidos de Fe. La serpentinita lixiviada conserva aún restos de la textura de la roca fresca, pero ésta se presenta más desintegrada. En partes más alteradas y relativamente más frágiles aparecen acumulaciones de óxidos de manganeso de color negro o gris oscuro. Este material se presenta como pseudo-

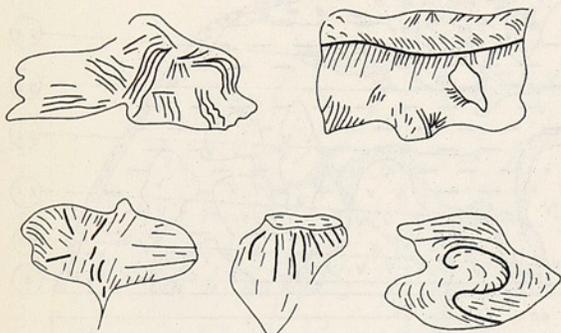
morfosas de formas cúbicas que alcanzan hasta 0,5 cm y se disponen, tanto aisladamente como agrupadas, en forma de nidos o pequeños filones prolongados, paralelamente al rumbo de las fracturas (fig. 9).

La serpentinita lixiviada da origen a un material pelítico, texturalmente heterogéneo, de color amarillo con tonos café. Este horizonte, representado por la muestra S1, aparece poco desarrollado formando una capa más o menos continua de un espesor limitado y que corresponde a la parte inferior de la corteza de intemperismo. La transición entre la serpentinita lixiviada y este horizonte aparece generalmente continua, y está compuesta principalmente por una fase macroscópicamente cristalina y una fase formada por material pelítico. La fase cristalina, texturalmente hojosa, consiste de frágiles agregados de clorita y antigorita fuertemente alterados por la intemperización. Las hojas de clorita se presentan de colores amarillento-café claro, gris claro, gris verdoso e incoloras. La textura de los agregados se representan esquemáticamente en la figura 9. Los agregados de hojas, que alcanzan hasta 1 cm de largo, conforman un carácter

Fig. 9.- ESTRUCTURAS TÍPICAS DE LAS MUESTRAS DEL PERFIL. (P 1)

MUESTRA S 1

Estructura de hojas



3 : 1

MUESTRA S 2

Parte pelítica blanda

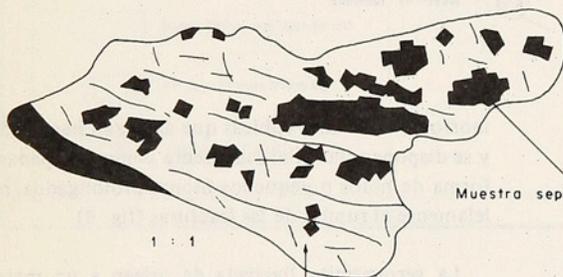


3 : 1

Oxidos de Mn.

Minerales alterados con estructura de hojas.

MUESTRA S/1

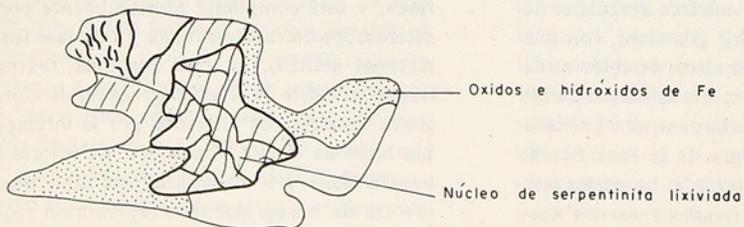


Muestra separada S/1-1

1 : 1

S/1 Serpentinita alterada (lixiviada)

DETALLE



Oxidos e hidróxidos de Fe

Núcleo de serpentinita lixiviada

4 : 1

“textural” al material en este horizonte. En los agregados descritos aparecen a menudo finas láminas de (0,2 mm de espesor) de óxidos de manganeso de color negro con tono azul oscuro. Además de las formas más cristalinas descritas aparecen esporádicamente en este horizonte unas hojitas blancas de gibbsita que alcanzan tamaños de 1 mm. La fracción pelítica, de color amarillo, amarillo-café, tiene carácter arcilloso y está íntimamente ligada con los agregados cristalinos de clorita.

La muestra S2 representa la masa principal de la corteza de intemperismo. Este horizonte intermedio, el más desarrollado en el perfil estudiado, aparece en forma irregular, con espesores variables, formando bolsones entre los bloques de la serpentinita, y está constituido por material arcilloso de color amarillo claro. Este horizonte, en comparación con el horizonte inferior, representa los “ocres texturales” caracterizados por el aumento de fracción pelítica. La fase cristalina está compuesta por agregados hojosos, los que están fuertemente alterados, principalmente a óxidos e hidróxidos de hierro. La gibbsita, en forma de hojitas blancas cuyo tamaño alcanza hasta 2-3 mm, aumenta su concentración relativa. En la fracción pelítica de color café amarillento aparecen a menudo pequeñas concentraciones de óxidos de manganeso de color gris oscuro o negro de forma irregular (laminitas, lentes microscópicos, nidos). La textura general del material intemperizado de este horizonte principal está ilustrada esquemáticamente en la figura 9.

En las partes superiores del horizonte de los “ocres texturales” aparecen acumulaciones en forma de lentes pequeños o cuerpos irregulares de un material blando, pelítico, de color amarillo a pardo oscuro. La muestra S3 representa este material. En la masa principal de este material se encuentran numerosas laminitas, lentes y cuerpos irregulares microscópicos, partículas finamente granuladas y en forma de riñones, constituidas por óxidos de manganeso. Las observaciones realizadas indican que las partículas negras o gris oscuras están ligadas con la masa principal de óxidos e hidróxidos de hierro.

En este material no se observa la fracción macroscópicamente cristalina, y en estado seco la textura se presenta porosa.

La parte superior de la corteza de intemperismo se observa formada por dos zonas macroscópicamente diferenciadas, estando la inferior constituida por un material blando de color café oscuro, y la superior (superficie del perfil) formada por un material blan-

do de color café rojizo, más heterogéneo que la anterior. La muestra S4 representa al material de la zona inferior y la muestra S5 representa al material de la zona superior.

Este horizonte, formado por estas dos zonas, se presenta como una capa de espesor variable, a veces en forma de bolsones, en donde se observa una notable disminución de las partículas de óxidos de manganeso. Otra característica de este horizonte es la presencia de restos de serpentinita lixiviada, conjuntamente con granos de cuarzo y fragmentos de esquistos sericíticos, provenientes de las inmediaciones, la mayor abundancia de restos vegetales y la ausencia de partículas de óxidos de manganeso. En cambio, la zona inferior (muestra S4) se caracteriza por estar compuesta por un material más homogéneo constituido por óxidos e hidróxidos de hierro y restos de partículas de óxidos de manganeso, y por la ausencia de fragmentos de esquistos y partículas de cuarzo.

Perfil de intemperismo en esquistos sericíticos (P2).

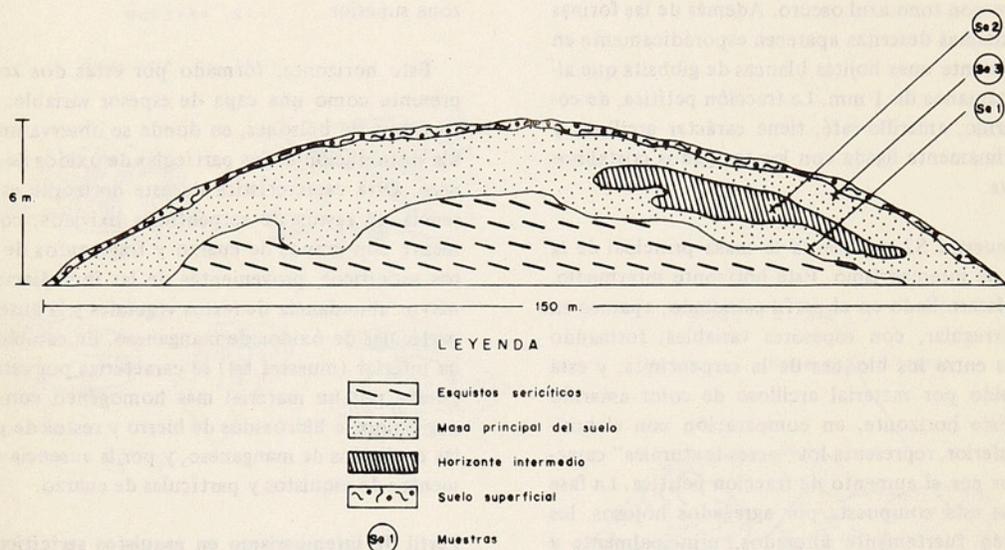
De la corteza de intemperismo de los esquistos sericíticos (perfil comparativo P2) se han tomado 3 muestras representativas (fig. 10). La muestra Se1 representa la parte inferior del perfil del suelo. Esta capa está constituida por un material arcilloso, muy poroso, de color amarillo o crema. Se observa la formación de canalitos por la superposición de los poros.

En la masa blanda principal aparecen hojitas blancas de sericita, las que alcanzan hasta el tamaño de 0,1-0,2 mm. Además se observan finas partículas irregulares de óxidos de manganeso de color gris acero, las que se encuentran en escasa cantidad y distribuidas irregularmente.

La muestra Se2 representa la parte central de este perfil vertical. Esta parte está formada por un material pelítico de color café oscuro el cual al secarse forma grietas poligonales de contracción. En la masa principal están presentes formas irregulares de color crema, compuestas sólo por la fracción pelítica y lentes de color amarillo limitados bruscamente por el material café oscuro. El material de la muestra contiene también numerosos pequeños fragmentos de esquistos subyacentes, de granos de cuarzo, y una gran cantidad de materia orgánica.

La muestra Se3 representa la superficie del suelo estudiado. El material de la muestra se presenta de color café claro. Consiste en una masa pelítica en la que aparecen formas irregulares de color crema, fragmentos de esquistos de pequeño tamaño y finas ho-

Fig. 10.- PERFIL ESQUEMATICO VERTICAL (P2) DEL SUELO DESARROLLADO EN LOS ESQUISTOS SERICITICOS.



jas constituidas por sericita. Al igual que en las muestras anteriores se encuentra presente la materia orgánica.

2. Muestreo

Las muestras seleccionadas en terreno, correspondientes a los perfiles P1 y P2 ya descritos, contienen aproximadamente un 30% de humedad en estado natural. Con el fin de eliminar la mayor parte de esta humedad y evitando contaminarlas, fueron mantenidas en recipientes especiales durante el tiempo necesario.

Una vez secas las muestras se sometieron a cuarteo. La porción representativa en estado natural fue sometida a estudios macroscópicos con el fin de establecer las diferentes fases presentes. Distinguidas estas fases se procedió, en el resto de la muestra natural al estado seco, a separar macroscópicamente las fases ya ubicadas, para posteriormente estudiarlas.

Enseguida las muestras representativas (cuarteadas) fueron pulverizadas a mano en un mortero de ágata teniendo presente el evitar la posible contaminación.

De acuerdo al procedimiento anterior, las muestras que se consideran para el presente estudio, resultan ser:

- S : roca madre (serpentina fresca)
- S/1 : serpentinita lixiviada
- S/1-1 : fracción pelítica de la serpentinita lixiviada (S/1)
- S1 : fracción de la zona de transición
- S1/1 : fracción separada macroscópicamente de la zona de transición (S1)
- S2 : Ocrex texturales
- S2/1 : fracción no pelítica de la zona principal (S2)
- S2/2 : fracción pelítica de la zona principal (S2)
- S3 : lentes pelíticos en los ocrex texturales
- S4 : zona inferior del horizonte superior de intemperismo rojo
- S5 : zona superior del horizonte superior de intemperismo rojo
- S5/1 : fracción pelítica de la zona superior (S5)
- Se1 : zona inferior del perfil de suelo (P2)
- Se2 : zona central del perfil de suelo (P2)
- Se3 : zona superficial del perfil de suelo (P2)

Las muestras S, S/1, S1, S2, S3, S4 y S5 correspondientes al perfil P1 ya han sido descritas y aparecen ubicadas esquemáticamente en la fig. 8; las correspondientes al Perfil P2 aparecen ubicadas esquemáticamente en la fig. 9.

S/1-1 : Esta muestra representa la fracción pelítica, de color café grisáceo, de la parte más alte-

rada de la serpentinita lixiviada, y aparece en forma pseudomórfica de mineralizaciones anteriores.

- S1/1 : Esta muestra representa una mezcla de fases en forma de agregados hojosos, correspondiente a la muestra S1.
- S2/1 : Esta muestra representa una mezcla de fases en forma de agregados hojosos, correspondiente a la muestra S2.
- S2/2 : Esta muestra representa la fracción pelítica, de color amarillento claro, de la zona principal (S2).
- S5/1 : Esta muestra representa la fracción pelítica, de color café rojizo, de la zona superior del horizonte superior de intemperismo rojo (S5).

Las muestras fueron sometidas a análisis mediante las siguientes disciplinas: difracción de rayos X y análisis químicos.

3. Resultados de los Análisis Químicos y su Interpretación

Todas las muestras, correspondientes al Perfil P1 y P2, fueron sometidas a análisis químicos. Los resultados de estos análisis se muestran en las tablas 1

y 2.

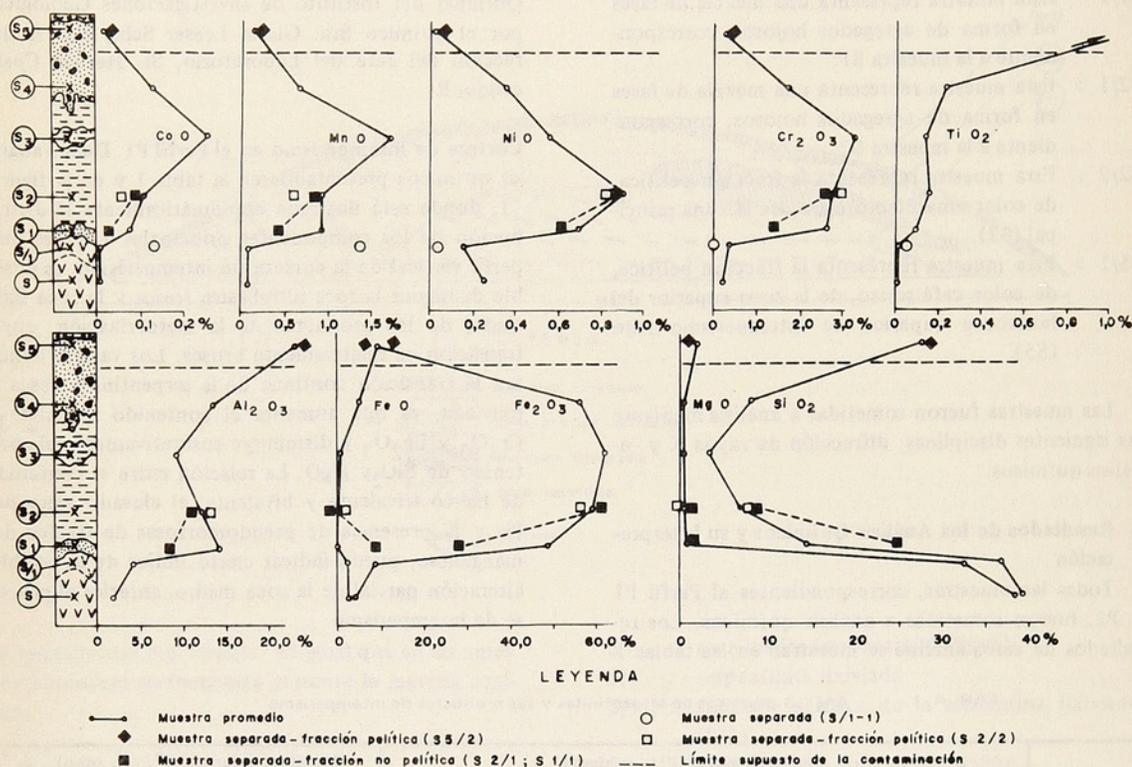
Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio Químico del Instituto de Investigaciones Geológicas por el químico Sra. Gisela Leeser Sch., bajo la dirección del Jefe del Laboratorio, Sr. Hernán Cusi-canqui R.

Corteza de intemperismo en el Perfil P1. De los análisis químicos presentados en la tabla 1 y en la figura 11, donde está ilustrada esquemáticamente la distribución de los componentes principales a través del perfil vertical de la corteza de intemperismo, es posible distinguir la roca ultrabásica fresca y la roca lixiviada, de los productos de la meteorización, cuya transición es relativamente brusca. Los valores denotan la transición continua de la serpentinita fresca a lixiviada, ya que aumenta el contenido de Al_2O_3 , Cr_2O_3 y Fe_2O_3 y disminuye sustantivamente el contenido de SiO_2 y MgO . La relación entre el contenido de hierro trivalente y bivalente, el elevado valor de Pb y la presencia de pseudomorfas de óxidos de manganeso, puede indicar cierto índice de la posible alteración parcial de la roca madre, anterior al proceso de intemperismo.

TABLA 1. Análisis químicos de serpentinitas y sus productos de intemperismo

	Muestras medias (°/o en peso)							Muestras separadas (°/o en peso)				
	S	S/1	S1	S2	S3	S4	S5	S/1-1	S1/1	S2/1	S2/2	S5/1
SiO_2	39,43	37,53	14,16	6,97	3,09	7,99	27,99	---	24,92	8,22	7,10	28,53
TiO_2	0,01	0,01	0,11	0,16	0,13	0,23	1,22	0,04	---	---	---	---
Al_2O_3	1,53	4,18	14,87	12,25	8,99	13,19	22,93	---	8,41	11,18	11,64	23,21
Cr_2O_3	0,23	0,35	2,64	2,79	3,29	1,71	0,28	0,04	1,36	2,73	2,72	0,28
Fe_2O_3	4,09	8,31	49,62	59,63	62,33	56,18	9,25	---	27,65	60,83	56,04	12,39
FeO	3,11	2,43	0,00	0,23	0,45	5,22	9,99	---	9,69	0,00	0,27	7,16
MnO	0,08	0,08	0,97	0,98	1,76	0,68	0,14	5,04	0,44	0,90	0,62	0,15
NiO	0,25	0,15	0,70	0,92	0,55	0,36	0,05	0,04	0,61	0,92	0,84	0,05
MgO	39,04	33,24	0,45	0,41	0,22	0,18	2,21	---	0,79	0,69	0,16	2,11
CaO	0,18	0,07	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Na_2O	0,44	0,47	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K_2O p.p.m.	25	17	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
CoO	0,01	0,01	0,08	0,11	0,26	0,13	0,02	0,14	0,03	0,10	0,06	0,02
P_2O_5	0,26	0,39	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
S	0,138	0,016	0,070	0,126	0,101	0,040	0,038	---	---	---	---	---
H_2O^+	11,08	11,52	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
H_2O^-	0,20	2,01	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
	100,69	100,77										
	En p.p.m.											
Cu	15	25	10	80	105	160	126	---	---	---	---	---
Pb	8	10	6	18	42	25	28	---	---	---	---	---
Zn	60	53	280	234	4200	176	75	---	---	---	---	---

Fig. 11.- DISTRIBUCION DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES EN EL PERFIL VER-TICAL (P 1) DE LA CORTEZA DE INTEMPERISMO (Zamarsky et al, 1972).



Respecto a los componentes principales de la corteza de intemperismo desarrollado en el Perfil P1, el material analizado representa los "suelos rojos", mostrando una tendencia a la *meteorización laterítica*. Los horizontes correspondientes a las muestras S2 y S3 pueden denominarse, por lo tanto, *lateritas ferruginosas*. La mayor parte del perfil vertical representa entonces la zona de intemperismo rojo (zona de oxidación), en la cual se presentan mayores concentraciones de CoO , MnO , NiO , Cr_2O_3 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 y concentraciones menores de SiO_2 y MgO . La zona de intemperismo verde (zona de reducción) aparece poco desarrollada y está representada por la muestra S1. Esta zona, en el perfil estudiado, no se presenta en forma típica sino que representa una zona de transición entre la serpentinita lixiviada y la zona de intemperismo rojo. Este fenómeno está confirmado por la diferencia en la composición química de la muestra natural representativa (S1) y la muestra separada (S1/1), y además por el hecho de que las fracciones no pelíticas no fueron alteradas plenamente

a productos de la zona de oxidación. Si del mismo modo comparamos la composición química de la muestra representativa natural (S2) con las muestras separadas (S2/1 y S2/2), los valores indican ser similares. De lo anterior, y de acuerdo a los valores de los componentes principales, se demuestra la existencia de una diferencia significativa de los materiales de este horizonte (S2) en comparación a la zona inferior (S1).

De la observación de la distribución de los componentes principales en el perfil vertical se destaca lo siguiente: el material de la parte superficial de la corteza (S5) muestra una disminución muy brusca en CoO , MnO , Fe_2O_3 y NiO (especialmente en NiO) y un aumento significativo de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO y SiO_2 .

Estos valores químicos deben considerarse como anomalías con respecto a la tendencia en la composición química del proceso de intemperismo laterítico

en un perfil vertical autóctono completo. Por lo tanto, estas anomalías se consideran como un índice de la redeposición de la parte superficial de la corteza de intemperismo estudiada.

Los valores obtenidos de los elementos en trazas (Cu, Pb, Zn) son elevados, y como los datos obtenidos son escasos, no se ha llegado a conclusiones concretas.

Corteza de intemperismo en el perfil P2. Los resultados de los análisis químicos están presentados en la tabla 2, y en la figura 12 está representada la distribución esquemática de los componentes principales en el perfil vertical de la corteza de intemperismo.

Aunque macroscópicamente el carácter del material de este tipo de suelo se presenta similar al material del Perfil P1, los análisis químicos demostraron una diferencia notable. Esta diferencia proviene de los valores encontrados para los componentes analizados y de la distribución de ellos a través del perfil estudiado. A pesar de las diferencias generales observadas, la composición química de la muestra Se3 y S5 demuestran una similitud relativa (muestras de la parte superficial de los dos tipos de suelo). Este hecho confirma una vez más que la parte superficial del Perfil P1 no pertenece a los productos autóctonos de intemperismo.

TABLA 2. Análisis químicos de muestras de suelo de rocas metamórficas ácidas (esquistos sercíticos)

	Se1	Se2	Se3
	°/o		
SiO ₂	31,54	29,79	22,14
TiO ₂	1,36	1,66	1,68
Al ₂ O ₃	22,52	23,13	26,75
Cr ₂ O ₃	0,18	0,23	0,19
Fe ₂ O ₃	14,43	15,52	17,16
FeO	0,99	1,89	2,30
MnO	0,08	0,06	0,16
NiO	0,04	0,04	0,04
MgO	1,07	1,24	0,91
CoO	0,01	0,01	0,02
S	0,074	0,072	0,068
	p.p.m.		
Cu	75	75	75
Pb	41	30	39
Zn	66	78	65

4. Resultados del Análisis por Difracción de Rayos X y su Interpretación

Las muestras S1, S2, S3, S4, S5, S/1-1, S1/1, S2/1, S2/2 y S5/1 fueron sometidas a estudios por difracción de rayos X. Los resultados de los análisis de estas muestras, correspondientes al Perfil P1, se muestran en la tabla 3, y su representación gráfica se encuentra en la figura 13.

La determinación de las fases mineralógicas permitieron demostrar que la masa fundamental de la corteza de intemperismo del perfil estudiado (P1) está compuesta principalmente por goetita y óxidos de manganeso, los cuales se desarrollan en la parte inferior del suelo, dan indicios de aumentar en la parte laterítica, y disminuyen significativamente en la superficie. Además, en la zona de intemperismo rojo están presentes hematita, magnetita, gibbsita y bayerita. Esta asociación de minerales es característica de la zona de oxidación de los productos lateríticos de las rocas ultrabásicas. La clorita y antigorita están presentes sólo en la parte inferior del perfil (zona de transición), y desaparecen en el horizonte laterítico. La clorita aparece nuevamente en la superficie (S5). La presencia de clorita en cantidad significativa, la de cuarzo, feldspatos, y yeso (minerales exóticos), la disminución de goetita, y la desaparición de óxidos de manganeso, en la parte superficial del perfil (S5), confirman la redeposición del material de esta zona.

Además de los estudios por difracción de rayos X y análisis químicos, las muestras al estado natural, secas y pulverizadas, fueron sometidas a una comprobación por intensidad del fluido magnético, y a manera informativa presentamos sus resultados:

Muestra	Intensidad del fluido magnético
S/1-1	---
S1	muy suave
S1/1	---
S2	suave
S2/1	fuerte
S2/2	suave
S3	muy fuerte
S4	fuerte
S5	menos fuerte
S5/1	menos fuerte
Se1	---
Se2	---
Se3	---

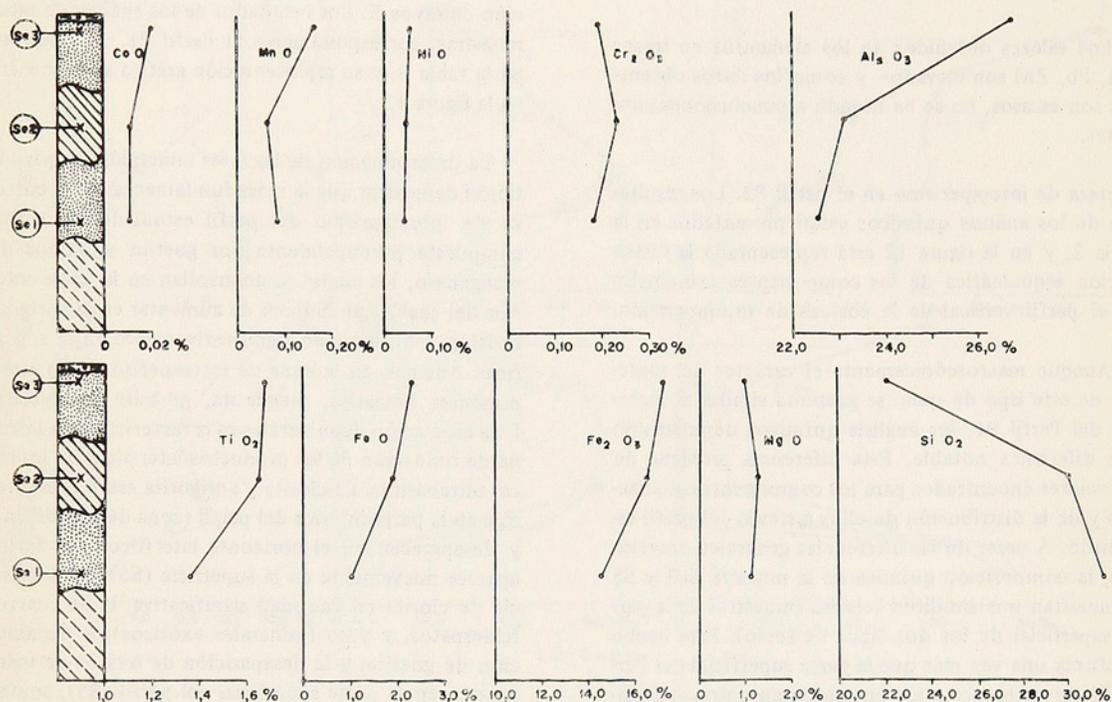
Fig. 12.- DISTRIBUCION DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES EN EL PERFIL VER-
TICAL DE SUELO DE ROCA METAMORFICA.

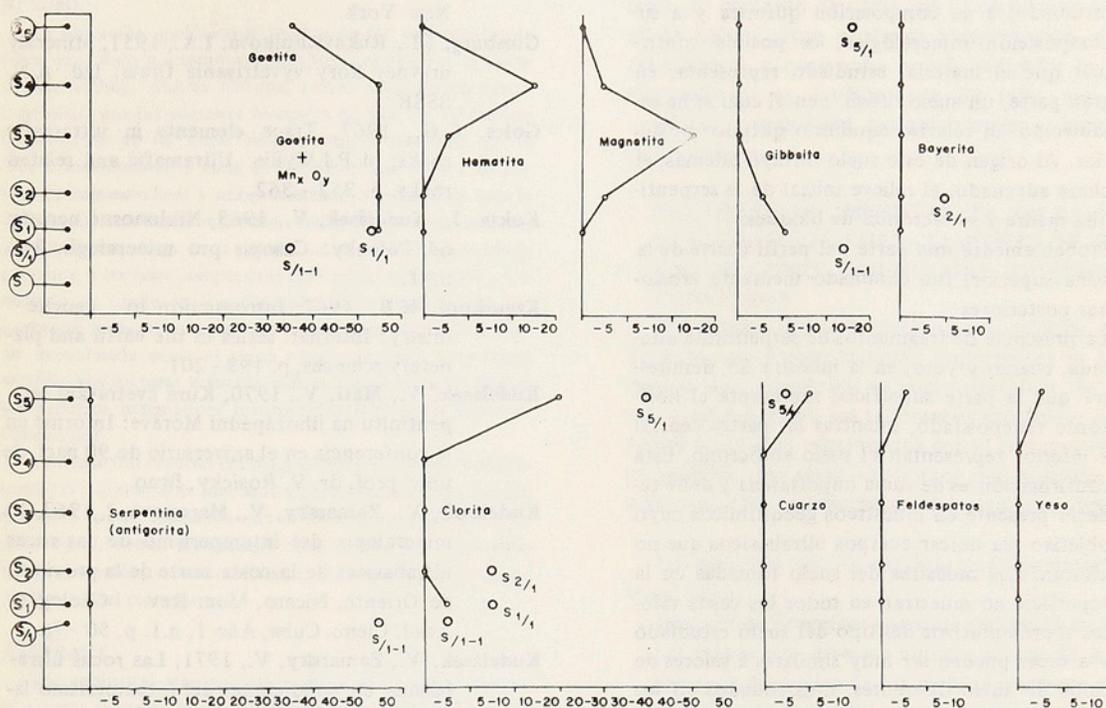
TABLA 3. Resultados de los análisis de difracción de rayos X (en % aproximado de elemento presente en la muestra)

Fase inicial	S1	S2	S3	S4	S5	S/1 - 1	S1/1	S2/1	S2/2	S5/1
Goetita + Mn_xO_y	+50	+50	+50	+50	30-40*	30-40	+50	+50	+50	xx
Hematita	xx	xx	-5	10-20	xx	xx	xx	xx	xx	xx
Magnetita	xx	-5	10-20	-5	xx	xx	xx	xx	xx	xx
Gibbsita	5	-5	xx	xx	xx	10-20	xx	xx	xx	10-20
Bayerita	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	5	xx	xx
Serpentina	xx	xx	xx	xx	xx	+50	xx	xx	xx	xx
Clorita	-5	xx	xx	xx	20	-5	5-10	5-10	xx	30-50
Cuarzo	xx	xx	xx	xx	5	xx	xx	xx	xx	-5
Feldspatos	xx	xx	xx	xx	-5	xx	xx	xx	xx	xx
Yeso	xx	xx	xx	xx	-5	xx	xx	xx	xx	xx

* El valor de la muestra S5 corresponde solo a Goetita.

xx No se detectó la fase mineral.

Fig. 13.- DISTRIBUCION ESQUEMATICA DE FASES MINERALES PRESENTES EN EL PERFIL VERTICAL (P 1).



CONCLUSIONES

El estudio geoquímico del perfil vertical de la corteza de intemperismo ubicado entre Valdivia y Paillaco, en el sur de Chile, permite llegar a las siguientes conclusiones:

- 1) El material principal de la corteza de intemperismo desarrollado en las rocas ultrabásicas del basamento cristalino (serpentinitas) muestra, de acuerdo con los resultados obtenidos, un notable enriquecimiento en MnO , CoO , NiO , Cr_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y una fuerte disminución en MgO y SiO_2 . En la parte central del perfil fueron determinados los siguientes minerales: goetita, óxidos de manganeso, hematita, magnetita, gibbista y bayerita. En la parte inferior aparecen cloritas y minerales del grupo de la serpentina (antigorita). La comparación de las fases mineralógicas, determinadas mediante los estudios por difracción de rayos X, con los resultados de análisis químicos, muestra indirectamente la presencia de formas coloidales (limonitas) en las muestras estudiadas.
- 2) Comparando la composición química y mineralógica, la distribución de los componentes principales y fases de minerales presentes a través del perfil, con el carácter de la corteza de intemperismo de los yacimientos tipo residual, de Ni, Co, y Fe, es posible llegar a la conclusión de que el material estudiado muestra claramente una tendencia laterítica; quedando denominadas las partes centrales *lateritas ferruginosas*. En el perfil estudiado (P1) aparece desarrollada la zona de intemperismo rojo (zona de oxidación), mientras que la zona de intemperismo verde (zona de reducción) se presenta poco desarrollada. La falta de zonación completa demuestra que el material intemperizado alcanzó bajo grado de desarrollo lo cual indica que el tiempo necesario para el origen del intemperismo laterítico fue limitado.
- 3) No se han encontrado minerales de níquel, por lo que suponemos que la mayor parte del níquel está relacionada con los óxidos e hidróxidos de hierro.

- 4) No se han encontrado minerales de cobalto, por lo que suponemos que el cobalto está relacionado con los minerales de manganeso.
- 5) De acuerdo al carácter macroscópico del perfil estudiado, a su composición química y a su composición mineralógica, es posible confirmar que el material estudiado representa, en gran parte, un suelo "fósil"; en el cual se ha establecido un relativo equilibrio químico posterior. Al origen de este suelo influyó además, el clima adecuado, el relieve inicial de la serpentinita madre y su tectónica de bloques. Probablemente una parte del perfil (parte de la zona superior) fue eliminado mediante erosiones posteriores.
- 6) La presencia de fragmentos de serpentinita alterada, cuarzo y yeso, en la muestra S5, demuestra que la parte superficial representa el horizonte redepositado, mientras las partes central e inferior representan el suelo autóctono. Esta confirmación es de suma importancia y debe tenerse presente en muestreos geoquímicos cuyo objetivo sea ubicar cuerpos ultrabásicos que no afloran. Las muestras del suelo tomadas en la superficie no muestran en todos los casos valores representativos del tipo del suelo estudiado y a veces pueden ser muy similares a valores de tipos de suelo diferentes, desarrollados en los esquistos de las inmediaciones (Perfil P2). A la redeposición de la parte superficial de los suelos en la zona estudiada influyen tres factores: el clima, el cual se presenta con fuertes lluvias durante la mayor parte del año, la configuración topográfica y la dislocación tectónica de la roca ultrabásica de la región.
- 7) Con respecto a las posibilidades económicas del suelo estudiado, este estudio indica la presencia de materiales intemperizados enriquecidos en níquel, cobalto y hierro. El estudio de un solo perfil de intemperismo no permite establecer pronósticos económicos, y para llegar a tales conclusiones sería necesario realizar un estudio más amplio que comprendiese también otras zonas con presencia de cuerpos ultrabásicos.

BIBLIOGRAFIA

- Alexander, L.T., and J.G. Cady, 1962, Genesis and Hardening of laterite in soils: U.S. Dept. Agriculture Soil Conserv. Service Tech. Bull., p. 1282.
- De Vletter, D.R., 1965, How Cuban nickel ore has formed, a lesson in laterite genesis: Eng. Mining Jour., p. 84 - 87.
- Garrels, R.M., and Ch.L.Christ, 1965, Solutions, Minerals and Equilibria: Harper and Row, New York.
- Ginsburg, I.I., Rukavichnikova, I.A., 1951, Mineraly drevney kory vyvetrivania Urala: Izd. A.N. SSSR.
- Goles, G.G., 1967, Trace elements in ultramafic rocks; in P.J.Wyllie: Ultramafic and related rocks, p. 352 - 362.
- Kokta, J., Kudelásek, V., 1965, Niklonosné nerosty od Polánky: Casopis pro mineralogii, 10, n. 1.
- Krauskopf, K.B., 1967, Introduction to geochemistry: Internat. series in the earth and planetary sciences, p. 193 - 201.
- Kudelásek, V., Mátl, V., 1970, Kura zvetrávání serpentinitu na jihozápadní Morave: Informe en la conferencia en el aniversario de 90 naci. de univ. prof. dr. V. Rosicky, Brno.
- Kudelásek, V., Zamarsky, V., Maroxová, I., 1967, La mineralogía del intemperismo de las rocas ultrabásicas de la costa norte de la provincia de Oriente, Nicaro, Moa: Rev. Geología, Acad. Cienc. Cuba, Año 1, n.1. p. 50 - 76.
- Kudelásek, V., Zamarsky, V., 1971, Las rocas ultrabásicas en condiciones del intemperismo laterítico: Inst. Invest. Geol., Dip. Provincial de Barcelona, v. XXVI, Dic. 1971, p. 77-91.
- Linchenat, A., Shirokova, I., 1965, Individual characteristics of nickeliferous Iron (laterites) deposits of the northeastern part of Cuba (Pinares de Mayari, Nicaro and Moa): Cong. Internat. de Geología en India.
- Schellmann, W., 1971, Über Beziehungen lateritischer Eisen-, Nickel-, Aluminium- und Manganerze zu ihren Ausgangsgesteinen: Mineral. Deposita, 6 n. 4, p. 275 - 291.
- Strnad, J., 1968, Desarrollo del conocimiento geológico y del aprovechamiento de las menas residuales niquelíferas: Rev. Tecnológica, 6, n. 1 - 2, Cuba.
- Turekian, K.K. y K.H. Wedepohl, 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust: Bull. Geol. Soc. Am. 72, p. 175 - 192.
- Vinogradov, A.P., 1962, Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust: Geochemistry, 1962, p. 641 - 664.

SOBRE EL POSIBLE CONTROL TECTONICO DE LOS YACIMIENTOS DE COBRE PORFIDICO EN LA CUENCA ANDINA CHILENA

JOSE FRUTOS J. *Instituto de Investigaciones Geológicas*

RESUMEN

La ubicación geológico-geográfica de los yacimientos de cobre porfídico o diseminado (porphyry copper) en la Cuenca Geosinclinal Andina Chilena, parece estar directamente controlada por la evolución tectónica de ella. En tal sentido la ubicación de las zonas enriquecidas se relaciona con la 'dorsal mesoliminar' o zona de transición, que separa los ambientes eugeosinclinal y miogeosinclinal a lo largo de toda la cuenca. En especial se relacionan con la franja orientada sub-parallelamente al eje de la cuenca, en la cual, debido principalmente a las fases compresivas del Cretácico Superior y Cenozoico, se producen los sobreescurrecimientos de mayor importancia hacia el este con parcial cabalgamiento de la dorsal mencionada sobre el surco miogeosinclinal. Esta franja tectónico-estructural coincide con la zona en que se ubican los procesos magmáticos involucrados (Cretácico Superior-Cenozoico).

La ubicación espacial del magmatismo, el ambiente físico-químico sedimentario adecuado y las estructuras, que son fenómenos todos, asociados con el enriquecimiento de cobre diseminado, tienen obviamente directa relación con el fenómeno geotectónico antes señalado y la evolución del margen occidental del continente.

ABSTRACT

The geological-geographical location of the many porphyry copper deposits in the geosynclinal basin of the Chilean Andes, appears to have been directly controlled by tectonic evolution of the basin. In this way the location of the porphyry copper deposits are related to the *mesodorsal* or transitional zone which separates the eugeosynclinal and miogeosynclinal zones throughout the length of the basin. The porphyry coppers are specifically related to the eastern fringe, located parallel to the axis of the basin, in which, due principally to the compressive phases of the Upper Cretaceous and Cenozoic rocks, some important overthrustings occur, with a partial riding of the mesodorsal zone on the miogeosynclinal furrow.

The Upper Cretaceous-Cenozoic magmatic processes involved in the evolution of the geosynclinal basin and their spatial location, the sedimentary physicochemical environment and the tectonic structures directly associated with the porphyry copper deposits, obviously have a direct relation with the tectonic phenomenon mentioned and the evolution of the western margin of the continent.

INTRODUCCION

Con el presente artículo se propone presentar a la crítica y consideración de los geólogos y otros profesionales, cuya labor tenga relación con la exploración y prospección de nuestras principales riquezas mine-

rales, un conjunto de ideas con el carácter de hipótesis de trabajo, cuya posterior comprobación, perfeccionamiento o corrección podría redundar en criterios valiosos en la búsqueda de tales minerales.

El autor agradecerá cualquier crítica o sugerencia en tal sentido.

1. FACTORES DE IMPORTANCIA EN EL ENRIQUECIMIENTO Y EMPLAZAMIENTO DE CUERPOS DE COBRE DISEMINADO. REVISION DE CONCEPTOS

Numerosos factores geológicos, geofísicos y geoquímicos se reconocen como importantes en la formación de yacimientos de cobre porfídico. Se exponen a continuación los fenómenos geológicos actualmente aceptados relacionados con el enriquecimiento en metales, que serán explicados por nosotros en la argumentación geotectónica del siguiente capítulo.

Los criterios más importantes podrían sintetizarse como sigue:

Después de numerosos análisis realizados en las rocas ígneas por diversos autores acerca de la concentración en ellas de los metales comunes, puede deducirse lo siguiente: se encuentran en trazas asociados preferentemente a las rocas ígneas máficas y ultramáficas, fierro, cobre, níquel, cromo, titanio, platino y en menor grado plata, cobalto y vanadio (Krauskopf, 1967).

El cobre se encuentra en las siguientes concentraciones en partes por millón:

	Turekian y Wedepohl *	Vinogradov *
Ultramáficas	10	20
Máficas	87	100
Intermedias	30	35
Graníticas	10	20
Sieníticas	5	---

No obstante lo anterior, los yacimientos de los metales principales, especialmente aquellos de cobre diseminado, aparecen más bien asociados a rocas ígneas félsicas intermedias, y aún más, la mayoría de tales depósitos se asocian preferentemente a rocas porfíricas más que a rocas equigranulares. En Chile, como también en Norteamérica (Kraus-

* Turekian y Wedepohl (1961) incluyen las granodioritas como rocas intermedias; Vinogradov (1962) las incluye en los granitos.

kopf, 1967) se reconoce que los yacimientos de cobre porfídico están ligados a rocas ígneas jóvenes del Cretácico Superior y en especial del Terciario.

Es un hecho generalmente aceptado que el agua que circula en el subsuelo, con toda su gama de fenómenos y estados físico-químicos diferentes y las distintas condiciones de presión, temperatura y composición a que pueda estar sometida (ya sea de origen meteórico, agua connata atrapada originalmente con sedimentos, agua liberada por las rocas en los procesos de metamorfismo, agua juvenil resultante de la actividad plutónica y/o volcánica o una mezcla de todas ellas), cumple un papel extraordinariamente importante en la movilización y enriquecimiento de los metales (Burnham, 1967; Barnes y Czamansk, 1967).

Las rocas basálticas primarias (del manto) tienen relativamente poca agua y no pueden generar fluidos hidrotermales sino solamente después de asimilar materiales más silíceos (de la corteza) que la contengan (Wells, 1956). Esto podría explicar el porqué, en general en la Cadena Andina las rocas basálticas no se asocian directamente a yacimientos de esos elementos, aunque tienen, en general, una concentración mayor de metales.

Los yacimientos metalíferos que se han encontrado asociados a rocas máficas y ultramáficas se explicarían solamente pensando en alguna forma de segregación de los metales en el magma original.

Se ha demostrado ampliamente a través del análisis de gases y sublimados volcánicos, la especial capacidad de concentración de los metales comunes en los procesos volcánicos a partir de la concentración inicial en el magma madre, cualquiera que ella sea.

Diversos estudios de las relaciones estructurales de muchos yacimientos asociados a volcanismo, demuestran que éstos ocurren en las raíces de antiguos volcanes.

También se ha reconocido la gran capacidad de deposición de metales en los procesos volcánicos submarinos (Barnes, 1967).

Aunque los sedimentos tienen, en general, el mismo promedio de concentración de elementos me-

tálicos que muestra la corteza en conjunto, se reconocen ambientes sedimentarios más favorables, por sus condiciones físico-químicas, para la mayor concentración de metales pesados. Se ha demostrado (también en forma experimental) que especialmente en aquellos sedimentos de fondo marino en condiciones de estancamiento, con poca circulación y condiciones reductoras en general, se produce la precipitación de los sulfuros minerales más comunes.

En este aspecto las lutitas son los sedimentos que muestran mayor concentración, especialmente aquellas con alto contenido de materia orgánica (condiciones de estancamiento) (Krauskopf, 1967).

En estos casos el enriquecimiento es anormalmente alto en los siguientes elementos: vanadio, molibdeno, níquel, cobre y uranio; sin que por esto lleguen a constituir por sí solos, yacimientos económicamente explotables.

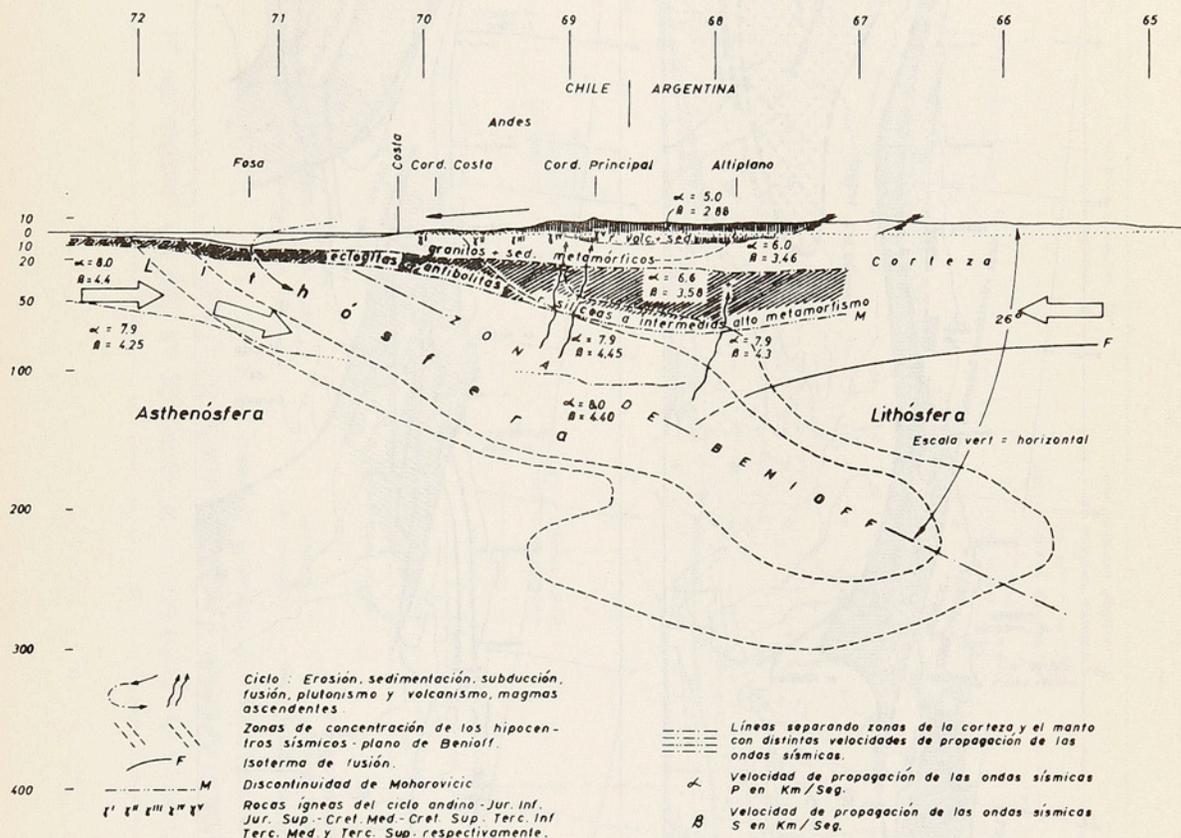
Pero aún en estos casos el enriquecimiento debido al proceso sedimentario está condicionado obviamente por el grado de concentración de los metales en las rocas, a partir de las cuales se originaron estos sedimentos. También es importante reconocer el papel de las evaporitas y salmueras como factor de enriquecimiento de metales, en las cuencas sedimentarias (Brousse y Oyarzún, 1971).

Aún el más superficial estudio de la distribución mundial de los yacimientos metalíferos mostraría inmediatamente el hecho que los depósitos minerales tienden a agruparse y a ser particularmente ricos en ciertas áreas geográfico-geológicas, bien específicas en algunos casos de la tierra.

En tal sentido las zonas orogénicas se han reconocido como especialmente conectadas con enriquecimientos metalíferos. En tales regiones, específicamente las cuencas pericratónicas, pericontinentales (Andes-Rocallosas), se ha puesto en evidencia desde bastante tiempo (Lindgren, 1933), el cambio del magmatismo, en el espacio y en el tiempo, desde la zona oceánica de la cuenca (tras-país) en que las rocas son en general más antiguas y del tipo dioritas a cuarzo-dioritas, hasta el borde continental-estable de la cuenca (ante-país) en que las rocas aparecen en general ricas en álcalis y son más jóvenes (fig. 1, γ^{II} , γ^{III} ... etc.)

Fig. 1.- PERFIL GEOLOGICO GEOFISICO LAT 22° S

Por: J. Frutos, 1972.



2. LA EVOLUCION TECTONICA ANDINA Y SU IMPORTANCIA EN EL CONTROL METALOGENICO

La deriva continental y la evolución de la corteza.

Debido al importante avance de la geotectónica en los últimos años se ha llegado a comprender mejor la dinámica terrestre y por ende todos los procesos y fenómenos geológicos controlados por esos movimientos y su evolución a través del tiempo. Gracias a ello podemos ahora entender mejor muchos hechos geológicos que eran hasta hace algún tiempo de difícil explicación.

Las investigaciones en tectónica global y los estudios geoquímicos e isotópicos permiten pensar que la corteza está aún evolucionando en cuanto a compo-

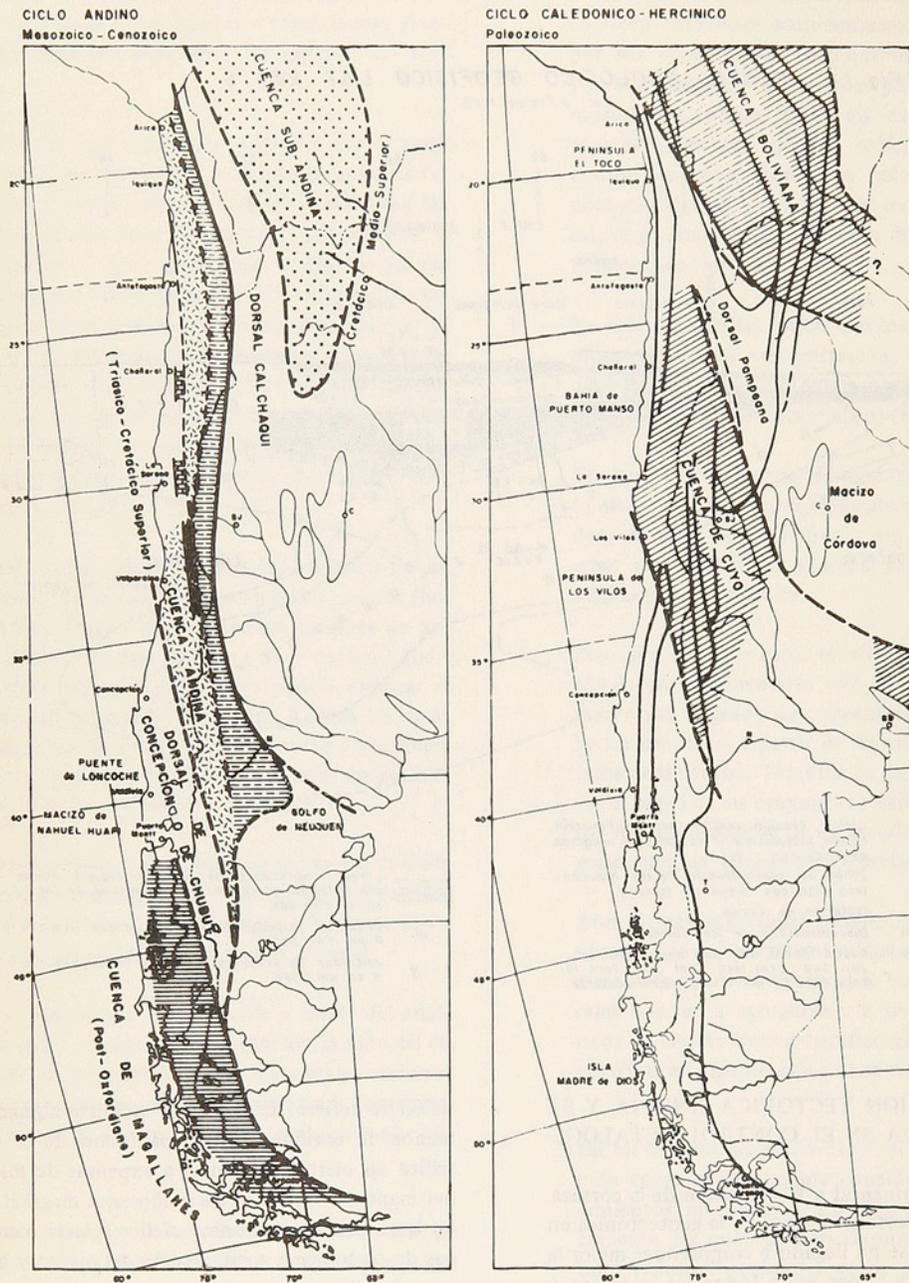
sición se refiere. Esto último incluiría algunos fenómenos de enriquecimiento paulatino de la corteza silícea en ciertos elementos a expensas de materiales del manto, a través de los fenómenos magmáticos, en un largo proceso tectónico cíclico selectivo en las zonas de tectonismo e interacción del manto y la corteza - dorsales meso-oceánicas y especialmente las zonas pericontinentales de encuentro de placas (Zona de Benioff) (fig.1).

En la Cuenca Geosinclinal Andina del Mesozoico-Cenozoico se ha observado una progresiva migración de la actividad ígnea hacia el este a través del tiempo y también un cambio paulatino de composición en ese mismo sentido.

Las dataciones radiométricas realizadas han permi-

Fig. 2.- BOSQUEJO PALEOGEOGRAFICO CADENA ANDINA - MAGALLANICA

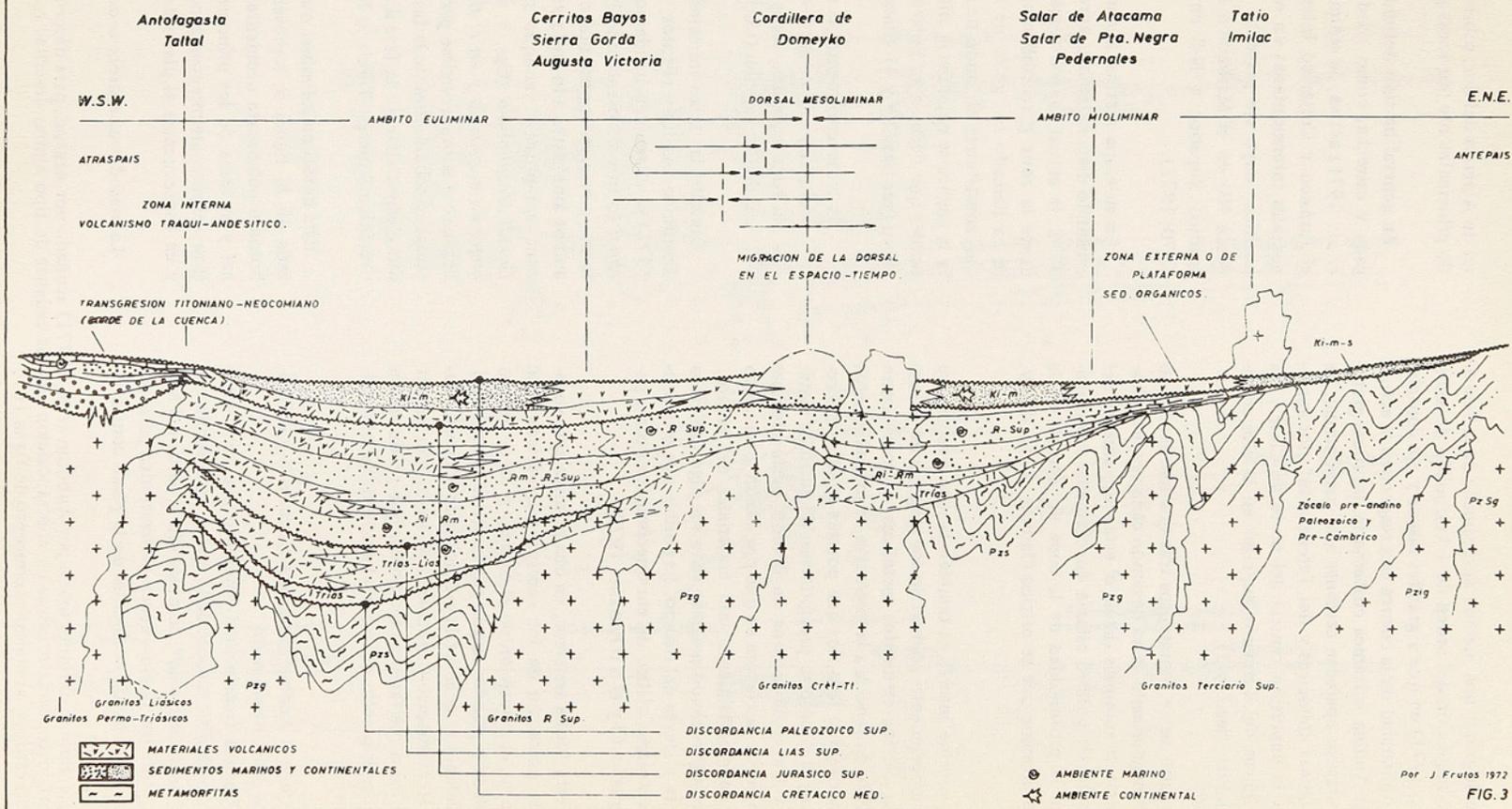
(Basado en Aubaun et al 1971)



LEYENDA

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Facies sedimentarias externas no vulcánicas | | Cuenca de Magallanes, facies marinas del Jurásico-Superior |
| | Facies volcánica-sedimentarias externas | | Cretácico Superior continental de la Patagonia |
| | Facies volcánicas asociadas a niveles lacustres del Jurásico-Cretácico inferior | | Extensión probable de cuencas pre-andinas |
| | Cuenca Titaniano-Neocomiana | | Las líneas continuas indican los límites de las unidades morfo-estructurales actuales |
| | Cuenca sub-andina predominantemente continentales del Cretácico | | o Ciudades |
| | Dorsal mesoliminar y zona de transición entre Euzoica y Mesozoocénica | | |

PERFIL ESQUEMATICO TECTONICO-PALEOGRAFICO EVOLUTIVO DE LA CUENCA ANDINA EN EL MESOZOICO INFERIOR Y MEDIO — NORTE DE CHILE
 NO SE HA REPRESENTADO LA COBERTURA CENOZOICO-RECIENTE .



tido incluso dar una medida aproximada de la velocidad de migración del orden de 1 km/millón de años, (James, 1971) en que a grandes rasgos y sin considerar la oblicuidad de la cuenca con respecto a la actual Cadena Andina volcánica cuaternaria, las rocas graníticas jurásicas aparecen cercanas a la costa actual, las rocas ígneas cretácicas y del Terciario Inferior aparecen en la depresión central del norte de Chile y las rocas ígneas del Terciario Superior en la alta cordillera andina (figs.2 y 3).

Por otra parte, numerosos trabajos han mostrado que el magmatismo se va haciendo cada vez más alcalino hacia el ante-país (hacia el este). El aumento del contenido de potasio estaría directamente relacionado con la profundidad de la zona de Benioff en la cual se presume que se origina (James, 1971; Gilluly, 1971).

De enorme interés es también la idea que sugiere un enriquecimiento gradual de los magmas de la corteza en ciertos elementos metálicos, el cobre entre ellos. Esto se debería a la migración de los sedimentos profundos de la fosa, los que por sus condiciones reductoras favorecen la precipitación de sulfuros metálicos, a través de la zona de Benioff hasta regiones profundas de la corteza en que por fusión y un cierto grado de mezclamiento con materiales del manto, pueden ir generando magmas cada vez algo más ricos en cobre a través del tiempo. Es posible que este mismo mecanismo cíclico de enriquecimiento ocurra para el agua, el Cl y el S (Oyarzún, 1972).

De esta forma tenemos, en una primera aproximación, la ubicación de los centros magmáticos y su cambio de composición en el espacio y en el tiempo controlada a grandes rasgos por la deriva continental. Más adelante al analizar la evolución de la cuenca durante el Mesozoico-Cenozoico, se verán con mayor detalle los otros factores tectónicos que producen un control más preciso del magmatismo y de la mineralización.

La Cuenca Andina Mesozoica-Cenozoica y la franja de cobre diseminado.

La Cuenca Geosinclinal Andina o *cuenca liminar Andina* para diferenciarla de lo que se ha definido como geosinclinal típico*, se desarrolla a partir del Mesozoico Inferior como cuenca pericratónica pericontinental en el borde occidental de la placa continen-

tal de América del Sur, sobre un basamento constituido principalmente por rocas paleozoicas.

En general ha sido definida como una cuenca alargada y estrecha, como "dedo de guante" (Aubouin *et al.*, 1971) activa, de sedimentación marina durante el Jurásico y Cretácico Inferior y de cuencas continentales intermontanas en el Cretácico Superior-Cenozoico, cuyo eje presenta una dirección que varía desde NO en el Mesozoico Inferior, NNO en el Mesozoico Superior a N-S en el Cenozoico (Frutos, 1970; 1972).

En su etapa marina, la cuenca se extiende en Chile cruzando diagonalmente, aproximadamente en latitud 38°S, la actual cadena volcánica andina cuaternaria, desde la zona precordillerana de Arica hasta lo que se ha llamado el "golfo de Neuquén" en Argentina, que constituiría el fondo de la cuenca. De esta manera la cuenca se extendería entre dos elementos estructurales que definen su polaridad en un sentido transversal (ver figs. 2,3 y 4). Ellos serían:

- la zona continental o antepaís: Dorsal Calchaqui (Aubouin *et al.*, 1971)
- la zona oceánica, arcos de islas o traspaís: Dorsal de Concepción (Cecioni, 1970).

Durante las fases iniciales e intermedias del Ciclo Tectónico Andino (Frutos, 1970; Aubouin *et al.*, 1971) se distinguen nítidamente los surcos *eugeosinclinal* (o interno o euliminar) y *miogeosinclinal* (o externo, o margen continental o mio-liminar), separados ambos ambientes a lo largo de toda la cuenca por una zona sub-positiva, aunque no siempre emergida, o *Dorsal Mesoliminar* (figs. 3, 4 y 5) que evoluciona y *migra en el espacio y en el tiempo hacia el ante-país*, llegando a sobrecurrirse parcialmente sobre el surco miogeosinclinal durante la fase orogénica del ciclo andino, especialmente la fase diastrófica compresiva del Cretácico Superior-Terciario Inferior (Larámica).

Esta dorsal mesoliminar que se presenta esquematizada en la figura 5, representa al mismo tiempo el borde o paleocosta occidental del surco miogeosinclinal y la traza de los principales sobrecurrimientos (son sobrecurrimientos generalmente hacia el este, y en consecuencia el plano de falla manta al oeste).

La mesodorsal aparece oroclinalmente doblada por

* *Cuenca liminar*: término usado por Aubouin *et al.*, (1971) acuñado por Argand, para describir la cadena andina por sus originales características en contraposición con las cadenas de tipo alpino descritas como geosinclinales en el sentido estricto, al limitar el concepto de Dana 1873.

EVOLUCION TECTONICA DE LA CUENCA ANDINA

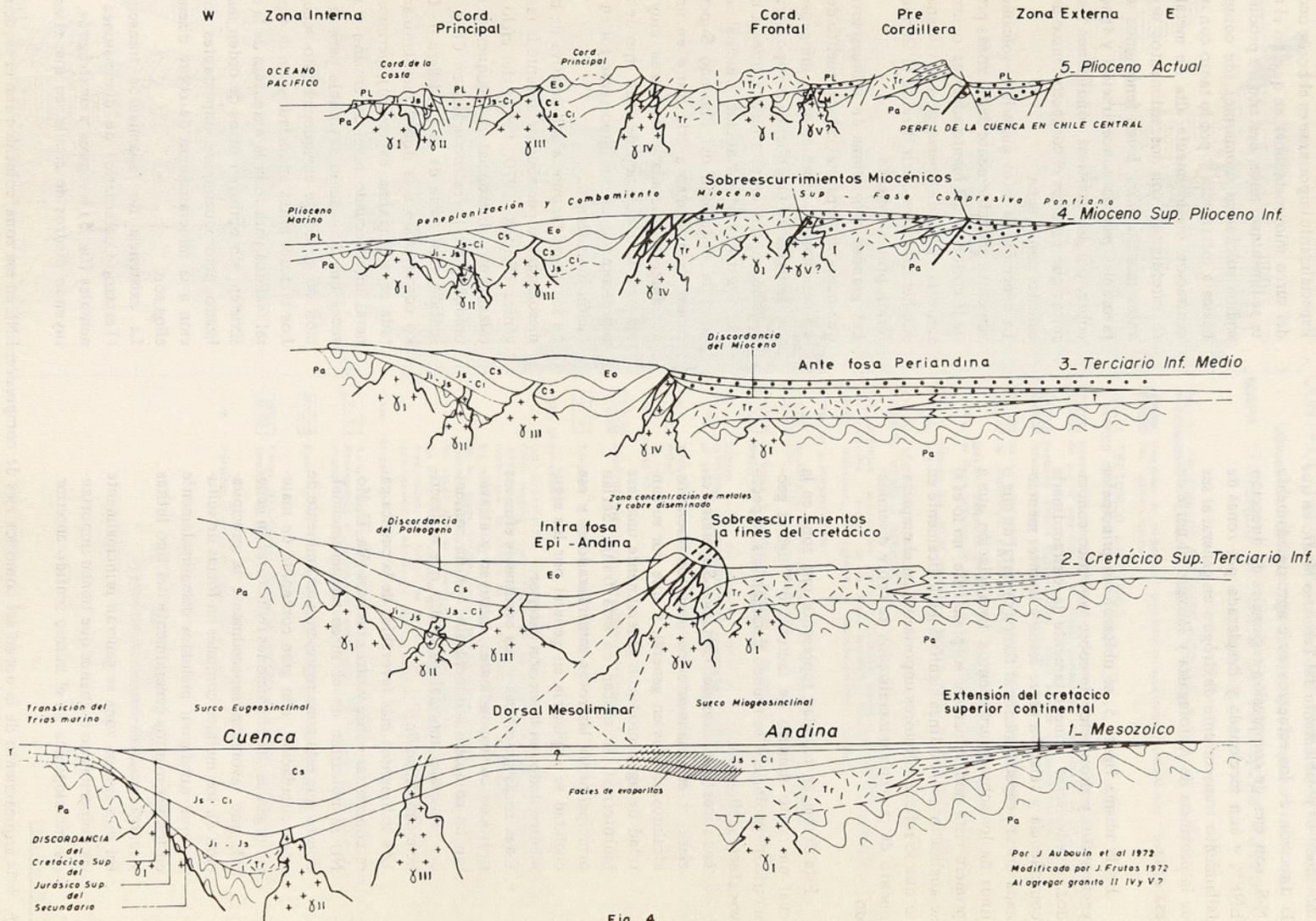


Fig. 4

movimientos posiblemente del Terciario Medio en que la dirección de los esfuerzos sería aproximadamente N-S, con ejes de compresión regionales de dirección ENE*, y aún seccionada y desplazada por zonas de fallamiento transcurrente dextrógiro en general al sur de la provincia de Antofagasta y levógiro al norte de esa zona.

En la misma figura 5, se ubicaron los principales yacimientos y prospectos de cobre porfídico conocidos. Puede verse inmediatamente la extraordinaria coincidencia y relación entre éstos y la antes mencionada dorsal, especialmente al flanco oriental de ella o línea de los sobreescurrecimientos. Esta relación que a primera vista podría parecer sorprendente, no lo es si se analiza lo que esa línea significa geológicamente en lo que se refiere a factores importantes en el emplazamiento de cuerpos mineralizados de cobre diseminado.

Esta franja en realidad representa una zona en la cual un cierto número de factores o "lugares geométricos" geológicos se reúnen y suman sus respectivos efectos; ellos son:

- Las rocas graníticas del Cretácico Superior-Terciario y especialmente los pórfidos terciarios, alcalinos, ácidos en general, y que por su cantidad de agua producen generalmente una fase hidrotermal, se ubican en esta franja. Serían principalmente las rocas mineralizadoras y esa cualidad se explicaría en general por los argumentos dados en la sección anterior.

Estas rocas graníticas y sus eventuales efusivos riolíticos correspondientes, intruyen y atraviesan un complejo sedimentario, con un contenido de metales anormalmente alto, que se describe a continuación

- Los sedimentos más favorables de la cuenca para concentrar cobre y otros metales (V, U, Mo, Ni) se ubicarían en el surco miogeosinclinal, puesto que esta zona representa un ambiente de poca circulación, con gran contenido de materia orgánica, de condiciones reductoras en general, que favorecen especialmente la precipitación de los metales comunes en forma de sulfuros que quedarían incluidos diseminadamente en los sedimentos generalmente del tipo lutitas y margas

En esta misma zona se generan principalmente las evaporitas de la cuenca que tienen importancia metalogénica en el mismo sentido anterior.

- Especialmente importante es el borde occidental del surco miogeosinclinal, en que, en el ambiente sedimentario antes descrito, se producen episodios volcánicos submarinos (de composición básica a intermedia y por lo tanto con una concentración originalmente alta de metales), que se interdigitan con los sedimentos orgánicos antes mencionados. Estos fenómenos son muy favorables para la concentración y fijación del cobre, por las drásticas condiciones físico-químicas que produce el contacto brusco de la lava caliente con el agua.

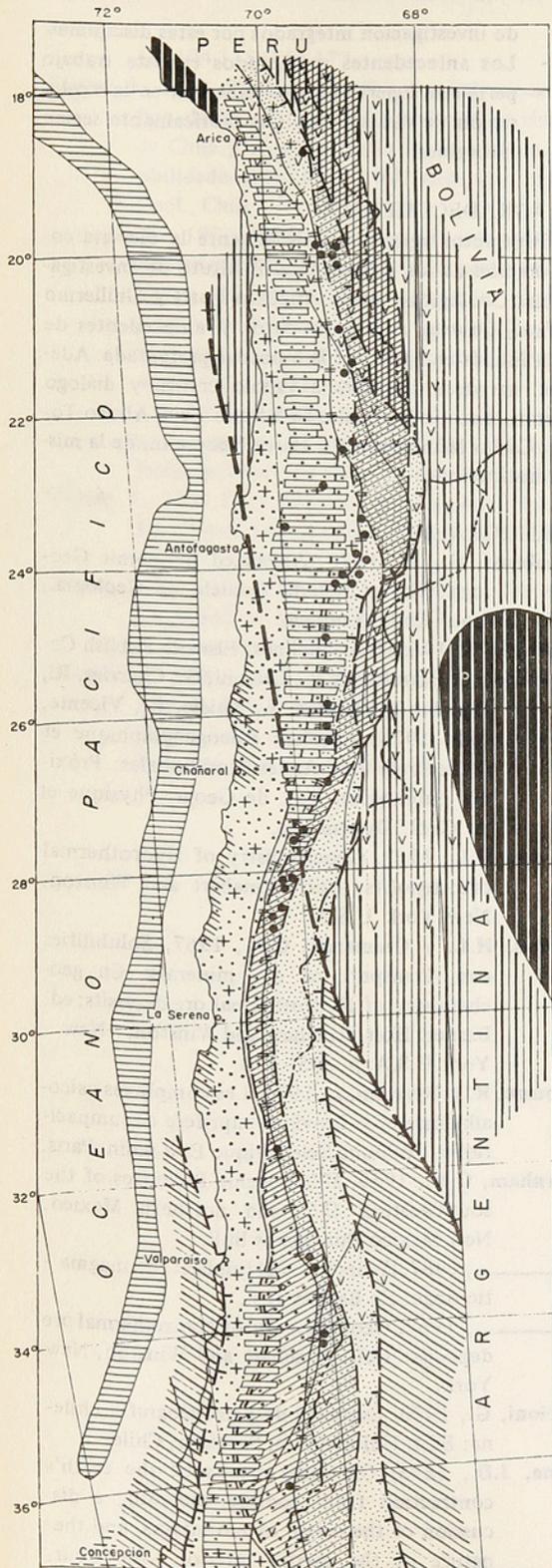
La eyección de estos materiales volcánicos provenientes probablemente desde zonas profundas de la corteza o del manto superior, ocurriría durante la etapa distensiva post-nevadiana y pre-sub-hercínica, es decir, durante el Cretácico Inferior, principalmente.

- Las grandes estructuras de sobreescurreimiento que ocasiona el parcial cabalgamiento de la dorsal mesolimnaria sobre el surco miogeosinclinal, y el importante fallamiento de tipo normal que se sobrepone en esta misma línea a las anteriores estructuras, producido principalmente durante la distensión del Plioceno Superior-Reciente, transforman a esta franja en una zona densamente agrietada y diaclasada, muy favorable para la circulación de todo tipo de fluidos, representando así un importante rol en la alteración hidrotermal.

- La sostenida tendencia sub-positiva de la dorsal mesolimnaria especialmente durante la fase tafrogénica (Frutos, 1970, 1972) del ciclo andino (alzamiento diferencial de bloques y grandes unidades morfo estructurales en Chile. En tal sentido gran parte de la Cordillera de Domeyko corresponde a la dorsal mesolimnaria levantada en su máxima expresión), permite en general un adecuado nivel de erosión y muchas veces una lixiviación favorable para la formación de zonas de enriquecimiento secundario. Los factores antes enunciados son de tipo general, válidos para toda la extensión de la cuenca. Existen, sin embargo otros de orden más localizado pero igualmente importantes con relación a la mineralización de cobre diseminado, ellos son:

- La existencia de fallamientos transcurrentes (Terciario-Cuaternario) de dimensiones continentales (fig. 5) levógiros y dextrógiros, constituyendo diedros de cizalle, en que el esfuerzo

* Este arqueamiento de la dorsal así como los ejes de compresión ENE en esa zona, coinciden con el esquema tectónico regional que presenta el oroclinal andino o Codo de Santa Cruz.



CONTROL TECTÓNICO DE LOS PORFIDOS CUPRIFEROS

Ubicación de los principales yacimientos sobre un
MAPA TECTÓNICO DE CHILE DE PROVINCIAS TECTÓNICAS

CICLOS TECTÓNICOS PRE-FANEROZOICOS PRECAMBRICO A CAMBRICO INFERIOR

Regiones de plegamiento precambrio subestables, subpositivos. Rocas precambrias indiferenciadas.

CICLO TECTÓNICO PALEOÍDICO CAMBRICO INFERIOR A TRIÁSICO MEDIO

Probable ámbito miogeosinclinal. Durante el paleozoico superior queda segmentado por la emersión de la dorsal pampeana. (Nesocratón de la S. Pampeana)

Probable ámbito Eugeosinclinal. Indica además extensión máxima hacia la zona interna de los granitoides del ciclo.

Rocas sedimentarias principalmente marinas. Probablemente extrageosinclinales de plataforma marina oceánica.

Máxima extensión probable del ambiente marino Geosinclinal. Marcaría además el límite máximo de los granitoides del ciclo hacia la zona interna (Límite sur-occ).

Posible eje de la zona de transición entre ámbito interno y externo de la cuenca.

CICLO TECTÓNICO ANDINO TRIÁSICO MEDIO A RECIENTE.

Era tectónica comprendida entre el Triásico Medio y el Reciente durante la cual se desarrolla a través de las fases tectónicas típicas: Eu y Miogeosinclinal, Anatóxica, Orogénica, Tafrogénica, el Tectomagmático completo.

Fase Eu y Miogeosinclinal

Jurásico a Cretácico Inferior en la Cuenca Andina. Jurásico a Terciario Inferior en la Cuenca Magallánica.

Jurásico a Cretácico Inferior en la Cuenca Andina. Jurásico a Terciario Medio en la Cuenca Magallánica.

Límite máximo del ambiente marino de la Cuenca. Hacia la zona interna se relaciona con deposiciones extrageosinclinales principalmente marinas. Hacia la zona externa se relaciona con deposiciones continentales de plataforma.

Zona de transición entre los ámbitos internos y externos o dorsal mesolimar.

Fase Anatóxica

Zona de granitoides Jurásicos y Cretácicos.

Zona de granitoides del Terciario.

Fase Orogénica

Los plegamientos corresponden a la etapa inicial de la Fase Orogénica del Ciclo Andino (diastrofismo de los pisos estructurales Araucano y Pacífico, Jurásico y Cretácico Inferior respectivamente). Afecta principalmente a rocas que se ubican en la zona interna de la Cuenca.

En la etapa final de la Fase Orogénica del Ciclo Andino, los diastrofismos de los pisos estructurales Cordillerano y Diaguita (Cretácico Superior, Terciario Inferior y Mioceno Superior, respectivamente) afecta principalmente a las rocas que se ubican en la zona externa.

En esta etapa emerge en sobresurrimiento hacia el antepais la dorsal mesolimar o franja de transición entre el Eugeosinclinal y el Miogeosinclinal (Accidente mayor andino, Vicente J.C., 1972).

Fase Tafrogénica

Ámbito del volcanismo de la Fase Tafrogénica Terciario Superior-Reciente. Representa el volcanismo subsecuente de la fase en la etapa final de la evolución tectónica del ciclo.

Fosa marina. Se usó la curva de 5000 m. de profundidad.

Fosas tectónicas. Corresponde también a la Fase Tafrogénica con la que finaliza el ciclo.

Porfidos cupríferos importantes

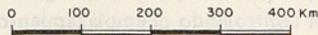


Figura 5

principal máximo sería la dirección norte-sur y el esfuerzo principal intermedio, vertical. Estas zonas de fallamiento al cortar la franja de cobre porfídico, controlada por la dorsal meso-liminar, produce concentraciones de cuerpos mineralizados, debido posiblemente al mayor fracturamiento y a la mayor profundidad, que es una característica propia de las fallas transcurrentes. Como ejemplo puede mencionarse la región de Chuquicamata, El Abra, Copaquire y la región de Cerro Colorado de Zaldívar, Chimborazo. De especial interés resulta la ubicación de la mina Mantos Blancos, en la Provincia de Antofagasta, que estaría controlada estructuralmente por el cruce de dos zonas de fallamiento transcurrente. En este yacimiento se observan claramente gran cantidad de grietas de tensión E-O que representarían estructuras secundarias del fenómeno antes señalado.

- El espesor de la corteza bajo la cadena Andina disminuye de norte a sur, desde un máximo de 60 - 70 km en el norte de Chile, Perú y Bolivia hasta 40 km aproximadamente en el sur de Chile (fig. 1). Es probablemente debido a este fenómeno que los magmas cambian de composición de norte a sur, siendo más ácidos, alcalinos y con mayor contenido de agua en el norte y más básicos y menos acuosos en el sur. Así la capacidad de los magmas para generar fluidos hidrotermales disminuye de norte a sur.

3. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El posible control tectónico-estructural de los yacimientos de cobre diseminado y la gran utilidad que puede prestar en la exploración de nuevas riquezas naturales de este tipo, hacen recomendable lo siguiente:

- Continuar con mayor intensidad los estudios geotécnicos y profundizar los trabajos de geología regional en los aspectos de paleogeografía, paleoecología, facies y geocronología a través de dataciones radiométricas, para fijar con mayor exactitud los elementos geológico-estructurales que condicionan el emplazamiento y formación de los cuerpos mineralizados.
- Siguiendo esta línea de investigación, estudiar con mayor precisión, los factores geológicos que estarían controlando el emplazamiento de cuerpos mineralizados de otros elementos metálicos como Ag, Ni, U, Va, Au, Pb, etc. Es factible y de gran utilidad económica este tipo de investigación metalogénica. En este aspecto es muy importante la relación entre geotectónica y geoquímica. Debería estudiarse futuros proyectos

de investigación integrados por estas disciplinas.

- Los antecedentes presentados en este trabajo permiten sugerir especial atención en la exploración de ciertas áreas que teóricamente serían favorables.

4. AGRADECIMIENTOS

Este autor agradece especialmente la efectiva colaboración de los geólogos del Instituto de Investigaciones Geológicas, María Angélica Fortt y Guillermo Alfaro, quienes aportaron datos y antecedentes de gran interés en apoyo de la hipótesis presentada. Además, agradece también la valiosa crítica y diálogo constructivo de los geólogos Beatriz Levi, Alvaro Tobar, Carlos Münchmeyer y Harry Neumann, de la misma institución.

BIBLIOGRAFIA

- Armbrust, G., A.**, 1970, *Advanced Economic Geology: Curso dictado Escuela de Geología*, Univ. Chile, Santiago.
- Aubouin, J.**, 1965, *Geosynclines: Elsevier Publish Co.*
- Aubouin, J., Borrello, A.V., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, T., Frutos, J., Thiele, R., Vicente, J.C.**, 1971, *Esquisse Paleogeographique et Structurale Des Andes Meridionales: Próxima publicación Rev. de Geogr. Physique et de Geol. Dynamique.*
- Barnes, H.L.**, 1967, *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits: Holt, Rinehart and Winston, New York U.S.A.*
- Barnes, H.L. y Czamansk, G.K.**, 1967, *Solubilities and Transport of ore minerals: En geochemistry of Hydrothermal ore deposits; ed. Barnes. Holt, Rinehart and Winston, New York U.S.A. p. 335 - 378.*
- Brousse, R. y Oyarzún, J.**, 1971, *Les complexes calco-alkalines et la Province cuprifere circumpacifique. Colloque Scientifique E. Raguin. Paris.*
- Burnham, C.W.**, 1959, *Metallogenic Provinces of the southwestern U.S. and northern Mexico, New Mexico Bur. Mines Bull.*
- , 1967, *Hydrothermal fluids at the magmatic stage: En Barnes, H.L.*
- , 1967, *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits: Holt, Rinehart and Winston, New York.*
- Cecioni, G.**, 1970, *Esquema de paleogeografía chilena: Edit. Universitaria, Santiago, Chile.*
- Dana, J.D.**, 1873, *On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the earth's interior, Am. Jour. Science, series 3, v. 5, p. 423-443; v. 6, p. 6-*

14, 104-115, 161-172.

- Frutos, J.**, 1972, Esquema Tectónico y Paleogeográfico de los Andes Meridionales en el Norte de Chile y su importancia económica en posibilidades petrolíferas: Inf. Inéd., Inst. Invest. Geol., Chile.
- , 1972, Ciclos Tectónicos sucesivos y direcciones estructurales sobreimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile: Simposium sobre Problemas de la Tierra sólida. Comité Argentino del Manto Superior, Buenos Aires, 1970, Argentina.
- , 1972, Perfiles Tectónico-Estratigráficos en los Andes del Norte de Chile: Inf. Inéd. Prox. publicación Inst. Invest. Geol. Chile.
- Gilluly, J.**, 1971, Plate Tectonic and Magmatic Evolution: Geol. Soc. America Bull., v.82, p.2383-2396.
- James, D.E.**, 1971, Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes: Geol. Soc. America Bull. v.82, p.3325 - 3346.
- Krauskopf, K.B.**, 1967, Source rocks for Metal-bearing fluids: En Geochemistry of Hydrothermal ore deposits, Ed. H.L.Barnes, Holt, Rinehart and Winston, New York, U.S.A.

- Lindgren, W.**, 1933, Mineral Deposits: Mc Graw Hill New York, U.S.A.
- Oyarzún, J.**, 1972, Algunas características geoquímicas de las rocas volcánicas y plutónicas de Chile: Coloquio sobre fenómenos de alteración y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas. Escuela Geol. Univ. Chile, Santiago.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E. y Levi, B.**, 1965, Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile: Inst. Invest. Geol. Santiago, Chile. 385 p., 23 figs., 10 mapas.
- Turekian, K.K., and K.H. Wedepohl**, 1961, Distribution of elements in some major units of the earth's crust: Bull. Geol. Soc. Am., 72, p. 175 - 192.
- Vinogradov, A.P.**, 1962, Sredniye soderzhaniya Khimicheskikh elementov v glavnykh tipakh isverzhennykh gornykh porod zemnoi kory: Geokhimiya, 1962, p. 555 - 571.
- Wells, F. G.**, 1956, Relation entre gites minéraux et géosinclinaux: Rev. de l'industrie minérale. Numéro Special IR, p. 95 - 107.

SOBRE LA OCURRENCIA DE LOS RODADOS PATAGONICOS EN AISEN, CHILE

JORGE SKARMETA M *Instituto de Investigaciones Geológicas*

Durante los veranos de los años 1972 y 1973, el autor del presente trabajo, realizó un levantamiento geológico de la región oriental de la Provincia de Aisen comprendida entre 45° y 46° latitud S, y 72°15' longitud O y el límite internacional de Chile con Argentina. En el desarrollo de estos estudios, relacionados con la tesis para optar al título de Geólogo, se reconoció por primera vez en Chile y en la Provincia de Aisen la presencia de los "Rodados Patagónicos" (Skarmeta, 1973).

Estos "rodados" han recibido diversas denominaciones: "Patagonian Shingle Formation" (Darwin, 1846); "Formación Tehuelche" (Doering, 1882); "Rodados Tehuelches" (Mercerat, 1893); "Rodados Patagónicos" (Rovereto, 1912) y "Gravas Tehuelches" (Auer, 1956 y 1970).

Los Rodados Patagónicos han sido descritos hasta la fecha en Argentina, en la parte oriental de la Patagonia, desde aproximadamente los 40° latitud S hasta el Estrecho de Magallanes. Estos "rodados" no han sido reconocidos en la Meseta de Samoncura, Alto Plateau Sud Patagónico, ni en los lugares donde han sido removidos por glaciaciones locales (Auer, 1970). En la Patagonia oriental, los rodados ocupan las partes altas de las mesetas y pampas, habiéndoseles asignado una edad pliocena superior en base a diversas consideraciones estratigráficas y morfológicas (Keidel, 1916 - 1919; Feruglio, 1950; González, 1969).

El origen de estos depósitos es aún controvertido. Así Darwin (1846), Mercerat (1893) y Hatcher (1897) los consideraron de origen marino. Doering (1882), Hauthal (1899), Quensel (1908 - 1909), Frenguelli (1957) y Feruglio (1950) los consideran fluviales o fluvio-glaciales. Keidel (1916 - 1917) y Caldenius (1940) consideraron que formaron parte de extensos abanicos aluviales. Fidalgo y Riggi (1965-1970) consideran que estos rodados forman parte de Pedimentos. Auer (1956, 1970) los considera de origen glacial. González (1969) asume un origen por desintegración *in situ* de la formación conglomerádica Pedregoso, de edad terciaria superior.

En la Provincia de Aisen, estos rodados aparecen cubriendo la Meseta Boscosa, la meseta sin nombre ubicada al oeste de la mina Ñirehuao (Skarmeta,

1973) y la meseta limitada al oeste por el arroyo El Gato, al sur por el río Ñirehuao y al este y norte por el río Norte (Fuenzalida R., com. epistolar, 1973). Restos menos importantes de esta unidad están cubriendo sectores del Cerro Divisadero próximo a la ciudad de Coyhaique (figs. 1 y 2).

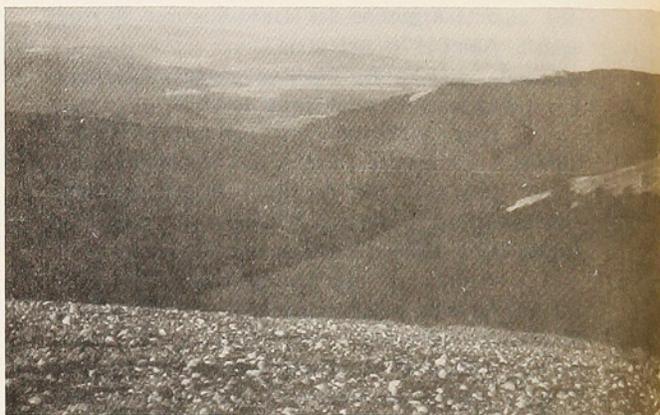


Figura 1. Rodados Patagónicos en la Meseta Boscosa, Provincia de Aisen, Chile. Vista hacia el norte.

Los depósitos en cuestión no presentan planos de estratificación, y están desprovistos de matriz arenosa. Los clastos son fundamentalmente de rocas volcánicas (70% - 80% de tobas, riolitas, brechas y andesitas) plutónicas (20% - 25% de granitos y granodioritas) y metamórficas (0% - 5% de filitas y cuarcitas). El tamaño de estos clastos es variable entre los 3 y 15 cm de diámetro y por lo general se presentan redondeados a bien redondeados.

Estudios detallados de estos rodados contribuirán a conocer su origen en territorio chileno y aportar nuevos antecedentes que ayuden a esclarecer el origen de los rodados del resto de la Patagonia, y permitan así interpretar adecuadamente la paleogeografía del Terciario superior y Cuaternario inferior.

REFERENCIAS

- Auer, V., 1956, The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The Ice and Interglacial Ages. Ann. Acad. Sci. Fennicae., Ser. A, III, 45.
———, 1970, The Pleistocene of Fuego-Patagonia.

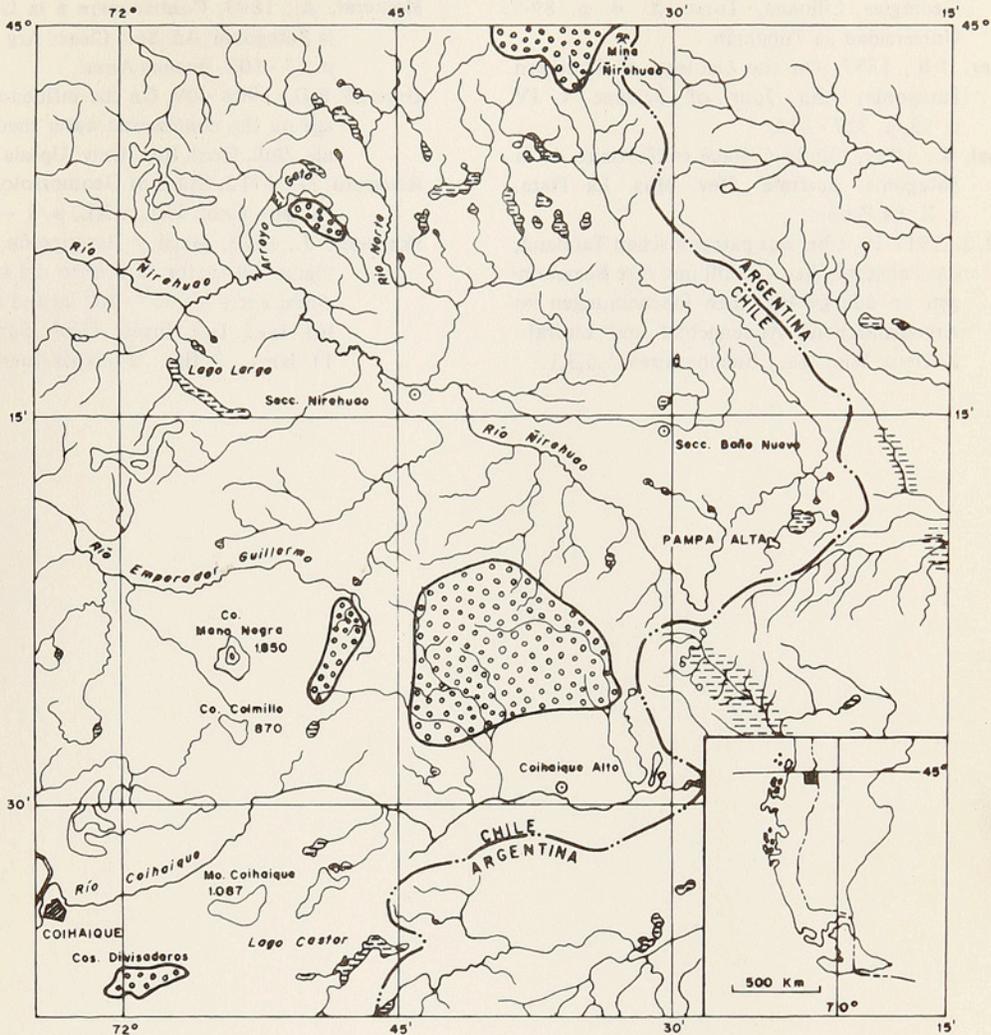


Figura 2. Distribución de los Rodados Patagónicos en Aisén- Chile.

Part V: Quaternary Problems of Southern South America. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III Geológica-Geographica.

- Caldenius, C., 1940, The Tehuelche or Patagonian Shingle Formation. A contribution to the study of its origin: Geografiska Annaler, V. XXII, n. 3-4 p. 160 - 181, Suecia.

Darwin, Ch., 1846, Geological Observations on Coral reefs; volcanic islands and on South America, etc. London, 1 a. ed.

Doering, A., 1882, Informe Oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia). Geología, 3.

Feruglio, E., 1950, Descripción Geológica de la Patagonia. Y.P.F., T. III, Buenos Aires.

Fidalgo, F., y J.C. Riggi, 1965, Rodados Patagónicos en la Meseta Guenguel y alrededores (Santa Cruz), Rev. Asoc. Geol. Arg. XX 3, p. 273-325, Buenos Aires.

_____, 1970, Consideraciones Geomorfológicas y Sedimentológicas sobre los rodados Patagónicos. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXV, 4 p. 430 - 433, Buenos Aires.

Freguelli, J., 1957a, Geografía de la República Argentina. Neozoico. Gaea, 2.

González, R., 1967, Algunas nuevas ideas sobre el origen de los rodados Patagónicos. Acta

- Geológica Lilloana, Tomo X: 4. p. 89-95
Universidad de Tucumán.
- Hatcher, J.B., 1897, On the Geology of Southern Patagonia. Ann. Jour. of. Science. v. IV, n. 23, p. 327 - 354.
- Hauthal, J., 1899, Sur le Crétacé et Tertiaire de la Patagonie Australe. Rev. Mus. La Plata, v. X, La Plata.
- Keidel, J., 1917-19, Über das patagonischen Tafeland, das Patagonischen Greröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen im Argentinischenn Andengebiet und Litoral: Z. Deut. Wiss. Ver., Buenos Aires, 5,6,3,1.
- Mercerat, A., 1893, Contribución a la Geología de la Patagonia. An. Soc. Cienc. Arg., t. XXXVI, p. 65 - 103, Buenos Aires.
- Quensel, P.D., 1908 - 09, On the influence of the ice age on the continental water shed of Patagonia. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, XIX.
- Rovereto, G., 1912, Studi di Geomorfologia Argentina. Bol. Geol. Ital., v.XL, p. 1 - 47, Roma .
- Skarmeta, J., 1973, Mapá y Descripción Geomorfológica del sector fronterizo del territorio de Aisén entre los 45° -46° latitud Sur (Chile). Inf. Inéd. Inst. Invest. Geol., Santiago. 48 p. 11 láms., 8 figs., 2 mapas fuera de texto.

