

# Lavas con bitumen en el Cretácico Inferior de Copiapó, Región de Atacama, Chile: petroquímica e importancia metalogénica

**María Eugenia Cisternas**

Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción.  
Casilla 160-C, Concepción, e-mail: mcistern@udec.cl

**José Frutos**

Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción.

**Eduardo Galindo**

Casilla 4107, Concepción

**Baruch Spiro**

NERC Isotope Geosciences Laboratory, British Geological Survey,  
Nottingham, NG 12 5GG, U.K., e-mail: BFS@WPO.NERC.AC.UK

## RESUMEN

El nivel de andesitas cretácicas (70 m de espesor promedio), emplazado en la parte alta (Formación Pabellón) del Grupo Chañarillo en la Región de Atacama, ha sido considerado por más de 30 años como un filón-manto. Las principales evidencias, que confirman que se trata de una sucesión de coladas de lava derramadas sobre un fondo marino somero, son: la perfecta concordancia con las calizas supra e infrayacentes a lo largo de decenas de km, la presencia de autobrechas y tobas entre flujos lávicos sucesivos, la ocurrencia de endofósiles en posición de vida en lentes calcáreas que engranan lateralmente con las lavas o se intercalan entre flujos sucesivos y el reconocimiento de, al menos, un centro de emisión (Quebrada Cerrillos), donde las lavas alcanzan 300 m de potencia. Petrográficamente, las lavas son andesitas porfíricas (ocoítas), derivadas de magmas calcoalcalinos ricos en K, con una impronta geoquímica de intraplaca más que de subducción, las cuales fueron eruptadas a través de una corteza continental delgada en el sector de trasarco del sistema arco-cuenca del Cretácico Inferior. La presencia de migrabitumen hidrotermal, en glóbulos, ocupando vesículas primarias o en venillas, es un rasgo característico de estas lavas, y su ocurrencia coincide con mineralización metálica, principalmente sulfuros de Cu. Los resultados de geoquímica orgánica demuestran que el bitumen se originó de materia orgánica marina, emplazándose en las lavas antes que las soluciones mineralizantes que dieron origen a los sulfuros de Cu. La asociación bitumen-sulfuros de Cu, particularmente notable en la región de Copiapó, donde demarca un metalotecto regional, se ha observado, también, otros yacimientos a lo largo de la franja de lavas ocoíticas del Cretácico Inferior entre Copiapó e Illapel, sugiriendo así que dicha asociación tiene un control ligado a la evolución global de la cuenca de trasarco.

**Palabras claves:** *Cretácico Inferior, Chile, Lavas con bitumen, Yacimientos de Cu.*

## ABSTRACT

**Bitumen-rich lavas in the Lower Cretaceous of Copiapó, Atacama Region, Chile: petrochemistry and metallogenetic significance.** The bitumen-rich andesitic horizon emplaced in the upper part (Pabellón Formation) of the Lower Cretaceous marine sequences in the Atacama Region (Chañarillo Group) has been formerly considered a sill. The main evidence for interpreting this horizon as submarine lava flows includes: perfect concordance with both the overlying and underlying marine limestones along kilometers, the presence of autobreccias, tuffs and thin chert beds between the flows, the presence of endofossils in undisturbed positions within calcareous lenses that grade

laterally to lavas or between successive beds, and the recognition of, at least, one emission center in Quebrada Cerrillos where the lavas reach 300 meters thick. Petrographically, the lavas are porphyritic andesites, derived from K-rich calc-alkaline magmas. Trace and minor element geochemistry point to an intraplate more than to a subduction related origin. These lavas are associated with a back-arc environment and were emplaced in a relatively thin continental crust during the Early Cretaceous. The presence of hydrothermal bitumen is a distinct feature of this horizon in many localities between Copiapó and Illapel. The bitumen occurs as the infilling of vesicles or veins, and is directly associated with metallic mineralisation, copper sulphides essentially. Organic geochemical results demonstrate that the bitumen originated from marine organic matter, migrating and being emplaced before the Cu-rich hydrothermal fluids. This association between bitumen and copper sulphides has become a regional metallogenic in the Copiapó region. The same association has been found in numerous deposits along the Lower Cretaceous porphyritic lavas between Copiapó and Illapel, suggesting that this is a regional control associated to the evolution of the back-arc basin.

*Key words: Lower Cretaceous, Chile. Bitumen rich-lavas, Cu-ore deposits.*

## INTRODUCCION

En los Andes del norte de Chile se ha documentado un notable cambio en el régimen tectónico del borde móvil sudamericano durante el Cretácico Inferior, pasando de un régimen tipo 'Chileno' al tipo 'Mariana' (Mpodozis y Ramos, 1990), generándose así una importante fase distensiva en el sector del trasarco, a la cual se asocia la generación incompleta de una cuenca marginal ensiálica ('cuenca marginal abortada' de Levi y Aguirre, 1981), en un extenso sector del sistema andino chileno (27°S-34°S, entre Copiapó y sur de Santiago). El proceso de apertura extensional en la cuenca de trasarco se interrumpió tempranamente y no culminó con la formación de corteza oceánica, como ocurre en el desarrollo de una cuenca marginal en sentido estricto.

Las secuencias volcánicas del Cretácico Inferior han sido bien estudiadas, desde un enfoque petrogenético, en Chile central (Åberg *et al.*, 1984; Aguirre *et al.*, 1989; Levi y Aguirre, 1981; Levi *et al.*, 1982, 1988 y 1989; Vergara y Nyström, 1996; Vergara *et al.*, 1995). Allí conforman dos franjas longitudinales, una en la posición de la actual Cordillera de la Costa, asociada al desarrollo de un arco islándico con una fuerte componente de subducción (Vergara *et al.*, 1995) y la otra, en la Alta Cordillera andina, generada en un ambiente de cuenca trasarco, con un importante aporte de intraplaca en la generación de los magmas (Vergara y Nyström, 1996).

En la Región de Atacama las volcanitas del Cretácico Inferior se asocian también a dos ámbitos, aquellas asociadas al ambiente de arco (Formación Bandurrias), que en esta porción del sistema andino en parte es subaéreo, en parte subma-

rino (Cisternas y Díaz, 1990) y aquellas volcanitas (tobas, exhalitas y lavas) intercaladas en las facies carbonáticas marinas acumuladas en la posición de trasarco (Grupo Chañarillo). La separación espacial entre ambas no es tan clara como en Chile central, por el contrario, en gran parte de la Región de Atacama parece haber una relación de engrane entre ellas. Estudios petrogenéticos recientes, realizados en las volcanitas del Grupo Chañarillo (Cisternas *et al.*, 1999), muestran una impronta geoquímica de intraplaca más que de subducción, relacionando su génesis a estructuras extensionales en el piso de la cuenca de trasarco. De este modo las volcanitas del grupo Chañarillo serían correlacionables con aquellas de la franja de la Alta Cordillera en Chile central.

El Grupo Chañarillo, definido por Segerstrom y Parker (1959) en el valle del río Copiapó, tiene, en conjunto, un espesor entre 2.000 a 2.500 m y está constituido por las formaciones Punta del Cobre (Titoniano?), de facies predominantemente volcánicas, y las formaciones Abundancia (Valanginiano Superior), Nantoco (Hauteriviano), Totoralillo (Hauteriviano Superior) y Pabellón (Barremiano-Aptiano), de facies predominantemente carbonáticas, pero con frecuentes intercalaciones volcánicas. De acuerdo a Areválo (1994) el orden relativo y el espesor está modificado por dos niveles de despegue, de magnitud regional, que dividen al Grupo Chañarillo en tres unidades tectónicas.

El objetivo principal de este trabajo es caracterizar, petrográficamente y geoquímicamente, el nivel de andesitas porfídicas (ocoítas) intercalado en la For-

mación Pabellón en la región de Copiapó y demostrar su naturaleza eruptiva, en contraposición a la hipótesis aceptada en el pasado que lo consideraba un filón manto. Así también, se presentan las características texturales y genéticas del migrabitumen presente en estas lavas, cuya presencia está en directa relación con la ocurrencia de sulfuros de

Cu, como ocurre en numerosos yacimientos alineados a lo largo de la corrida de lavas entre Quebradas Los Cóndores y Meléndez (Fig. 1), donde este nivel de lavas con bitumen ha sido definido como el metalotecto 'Ocoíta Pabellón' (Cisternas y Frutos, 1996). Esta particular asociación, andesitas porfíricas ('ocoítas')-bitumen-sulfuros de cobre, no

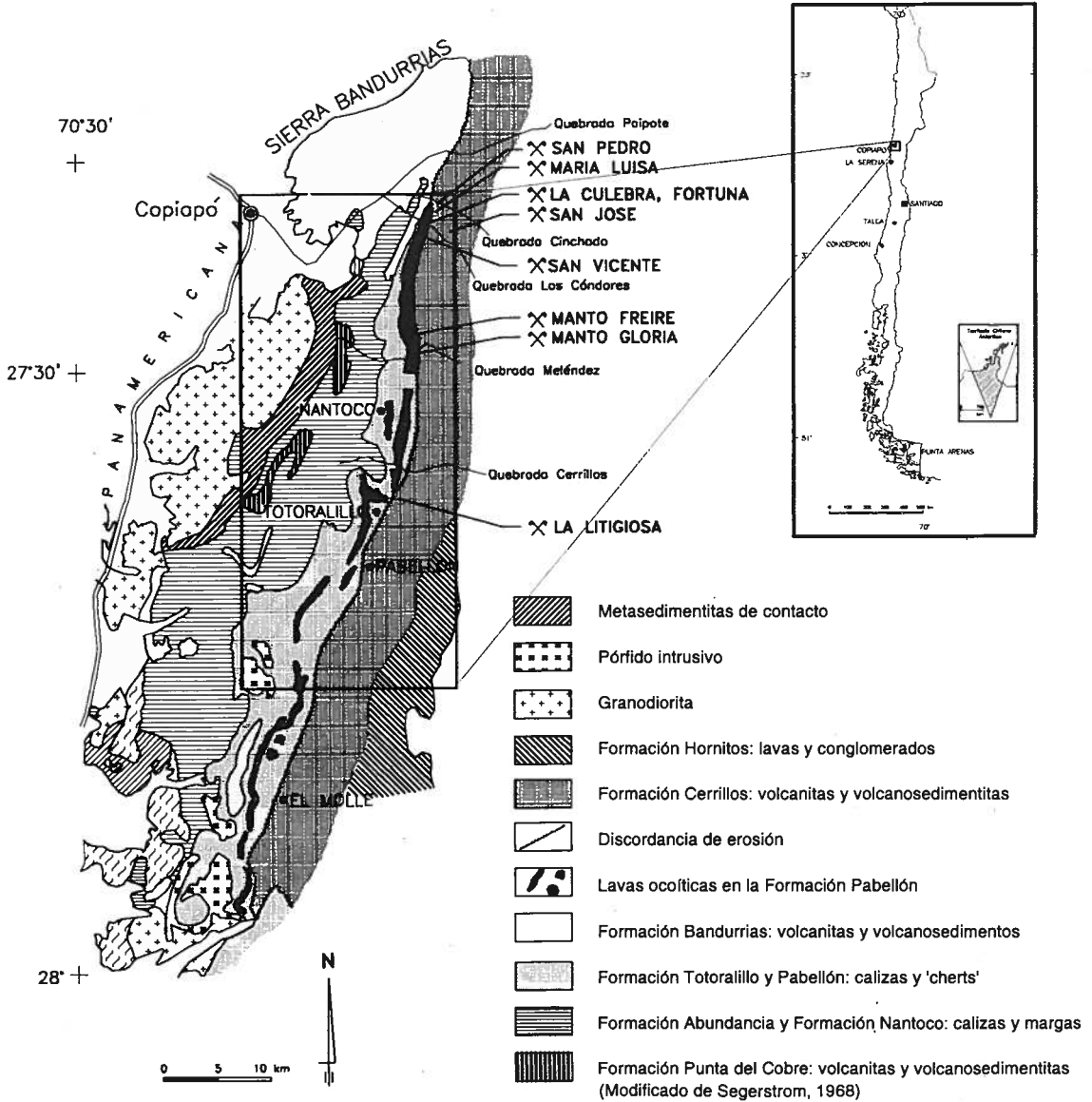


FIG. 1. Secuencias del Cretácico Inferior.

es una característica local, sino que por el contrario, ha sido observada por los autores en numerosas localidades a lo largo de la secuencia cretácica, (e.g., en yacimientos ubicados en las cercanías de las ciudades de La Serena, Ovalle e Illapel), sugiriendo que la generación, migración y consiguiente emplazamiento del bitumen pudieron estar controlados por procesos ligados a la evolución de la cuenca de trasarco a nivel regional.

La estrecha asociación de bitumen con mineralización de Cu ha sido citada en años recientes por Zentilli *et al.*, 1994 y 1997; Wilson y Zentilli, 1997 y Wilson 1998 para algunos yacimientos estratoliga-

dos emplazados en secuencias volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior en Chile central. La influencia del bitumen ha sido particularmente bien estudiada en el yacimiento estratoligado El Soldado, emplazado en la parte superior de la Formación Lo Prado, donde Zentilli y Wilson (1997) postularon que el bitumen es el remanente de un reservorio previo de petróleo degradado, el cual controló física y químicamente la formación de los minerales de mena, cuando soluciones hidrotermales, asociadas con el emplazamiento de cuerpos intrusivos durante el Cretácico, circularon a través de él.

### LAS LAVAS CON BITUMEN DE LA FORMACION PABELLON

En el área de Copiapó, el horizonte lávico, visto a nivel regional, se intercala en la parte media superior de la Formación Pabellón, por una distancia de 70 km, siguiendo el mismo nivel estratigráfico en forma prácticamente continua. Se reconoce desde Quebrada Los Cóndores hasta más al sur de la Quebrada Chañarcillo (Fig. 1). La potencia promedio del horizonte lávico ha sido estimada por Cisternas *et al.* (1995) en 70 m, mientras Segerstrom y Moraga (1964) dieron un valor de 100 m. La potencia máxima alcanza, por lo menos, 300 m en el sector de Quebrada Cerrillos, área especificada por Cisternas y Frutos (1996) como lugar de emisión.

La única datación radiométrica conocida en este nivel (K-Ar en roca total) indica  $77 \pm 3$  Ma (Arévalo 1994). Considerando que las lavas se intercalan en la Formación Pabellón, su edad máxima sería la asignada a esa formación, datada en el Barremiano Superior por Corvalán (1974) y en el Aptiano Superior por Pérez *et al.* (1990).

El nivel de rocas andesíticas intercalado en la Formación Pabellón ha sido considerado como un filón manto por Segerstrom y Parker (1959), Segerstrom *et al.* (1963); Segerstrom y Moraga, (1964) y Arévalo (1994). Sin embargo, Segerstrom (1968) mencionó que **'uno o dos cuerpos de andesitas más pequeños y de la misma composición del filón principal, son posiblemente coladas'**. En los trabajos de Cisternas *et al.* (1995); Cisternas y Frutos (1996) y Galindo (1998), por el contrario, se le interpreta como una sucesión de coladas submarinas, sobre la base de las siguientes evidencias:

- 1- se observa perfecta concordancia con respecto a la roca infra y suprayacente por decenas de km, con un espesor relativamente homogéneo de 70 m, excepto en los considerados centros de emisión donde el espesor puede alcanzar los 300 m.
- 2- se ha reconocido, al menos, un centro de emisión, con sus correspondientes diques alimentadores, en el sector de Quebrada Cerrillos, a 6 km al este del cruce con el valle del río (coordenadas UTM: 6949879 N-381125 E). Allí, las lavas intercaladas entre las calizas de la Formación Pabellón alcanzan una potencia del orden de 300 m. Inmersos en las lavas se observan bloques rotados de caliza (5-30 m de diámetro).
- 3- se ha observado capas de tobas de cristales intercalados entre algunas coladas. Contienen cristales de plagioclasa, feldespatos potásico y cuarzo, además de fragmentos líticos de lavas. Algunos niveles presentan una fuerte calcitización, pudiendo ser confundidos en terreno con una capa de caliza; en otros casos, se observa una incipiente silicificación secundaria afectando a la matriz. Las capas de tobas tienen espesores de 15 a 20 cm, salvo las del área Totoralillo-Pabellón que largamente superan los 10 m. Su reconocimiento permitió distinguir, por lo menos, tres coladas lávicas en el sector de Quebrada Meléndez y cuatro en el sector de la mina La Litigiosa.

- 4- se observa textura vesicular en todos los sitios de afloramientos, pero no en todas las coladas de lavas. Por lo general la proporción de vesículas es mínima en la parte central de la colada, aumentando hacia el techo, aunque en la base también están presentes.
- 5- existen niveles de autobrechas en los sectores de Quebrada Cerrillos y Quebrada Meléndez, con clastos angulosos (10-20 cm de diámetro) de lavas ocoíticas en una masa fundamental andesítica porfírica, similar a los clastos.
- 6- se han observado delgados niveles de 'chert', de origen volcánico, entre las coladas.
- 7- la presencia de lentes o delgados horizontes (10-30 cm de espesor) de calizas marinas entre coladas sucesivas, representan la sedimentación autóctona en la cuenca. En algunos sectores, estas calizas contienen fósiles bentónicos en posición de vida, demostrando así, que se depositaron en un fondo de mar somero. Las

calizas contienen fragmentos líticos de lavas, indicando que las coladas estaban sujetas a la acción de corrientes erosivas, siendo los fragmentos de éstas incorporados al fango calcáreo que se depositaba en períodos de relativa calma en la actividad volcánica. No se observan efectos térmicos en las calizas, salvo indicios de recristalización en el techo de los lentes calcáreos, en el contacto con la base de la colada.

En el sector comprendido entre Quebrada Meléndez y Quebrada Los Cóndores, donde el grado de erosión de la Formación Pabellón es mayor, el horizonte de lavas está truncado en clara discordancia angular y de erosión por las volcanitas y volcánoclastitas subaéreas de la Formación Cerrillos (Seegerstrom y Parker, 1959; Seegerstrom *et al.*, 1963; Seegerstrom y Moraga, 1964). Evidencias directas de esa superficie de erosión, con un nivel de brechas con clastos de lavas ocoíticas en la base de la Formación Cerrillos, fueron observadas en testigos de sondaje en la zona de la mina La Litigiosa.

## PETROGRAFIA DE LAS LAVAS PORFIRICAS

Las lavas presentan, típicamente, una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y relictos de olivino, razón por la cual en la literatura chilena aparecen descritas como 'pórfido ocoítico', 'filones de ocoíta', 'filones manto de andesita', y recientemente, como 'lavas ocoíticas', en una clara analogía con las denominadas 'ocoítas' de Chile Central. El término 'Ocoíta' es una expresión que se utiliza únicamente en Chile, etimológicamente se deriva del pueblo de Ocoa, 100 km al norte de Santiago, donde Thomas (1958) definió el miembro Ocoa de la Formación Veta Negra (Cretácico Inferior), caracterizado por lavas de textura porfírica, con grandes fenocristales tabulares (mayores que 2 cm) de plagioclasa.

La composición de fenocristales, masa fundamental y minerales que ocupan las vesículas se determinó mediante microsonda electrónica.

Petrográficamente, las lavas muestran fenocristales de plagioclasa, junto a fenocristales de piroxeno y cristales relictos de olivino. Son frecuentes los cumulo-fenocristales, en los cuales se apre-

cian texturas de cristalización conjunta entre feldespato, piroxeno, olivino y magnetita primaria. La masa fundamental varía de vitrofídica a pilotaxítica y está compuesta de vidrio desvitrificado y/o microilitos de plagioclasa con piroxeno y magnetita interseriales. Como minerales secundarios se encuentra clorita, calcita y feldespato potásico (Galindo, 1998). Los cristales de plagioclasa, tanto los fenocristales (labradorita), como los de la masa fundamental (andesina), presentan una fuerte y homogénea albitización. Además, están alterados a sericita y clorita y presentan reemplazo, total a parcial, por epidota y calcita. El piroxeno, tanto en fenocristales, como en la masa fundamental está en algunas muestras sorprendentemente fresco, y corresponde en composición a augita, con calcita ocupando cavidades. Los fenocristales de olivino se reconocen sólo por su forma cristalográfica, ya que están alterados a arcillas y/o magnetita.

Las lavas presentan textura vesicular, con vesículas (actualmente amígdalas) que varían en tamaño desde unos pocos mm hasta más de 1 cm. Las

vesículas están ocupadas por minerales secundarios en la siguiente sucesión: en el borde bandas concéntricas de clorita, o bien, clorita-celadonita-clorita y hacia el centro, zeolita-calcita, cuarzo o feldespato potásico.

### ALTERACION DE LAS LAVAS

Uno de los procesos de alteración de las lavas de la Formación Pabellón es la albitización pervasiva de la masa fundamental y fenocristales de feldespato. Según Marschik (1996), la intensa albitización de las lavas cretácicas en la región de Copiapó representa la primera fase de un metasomatismo alcalino asociado a centros de alteración hidrotermal regional, activos durante el Cretácico. Respecto a este proceso, cabe señalar que Levi (1970) y Åberg *et al.* (1984) describieron la albitización regional de las lavas neocomianas de Chile central como producto de un metamorfismo de bajo grado, asociado al enterramiento.

En el borde de las vesículas se observan bandas microcristalinas de clorita (hasta tres bandas), o bien de clorita-celadonita-clorita. El centro de las vesículas está ocupado por la asociación clorita cristalina-zeolita (stilbita)-calcita; clorita-feldespato potásico o cuarzo y/o calcita. En las zonas mineralizadas las vesículas están rellenas por clorita-bitumen (con estructura de entrecrecimiento mutuo)-sulfuros de Cu, o bitumen-sulfuros de Cu-calcita. Respecto a la calcita, se distinguen dos generaciones hidrotermales, la Calcita I rellena las grietas de contracción del bitumen, mientras la Calcita II se formó en una fase más tardía, postmineralización, ya que aparece reemplazando o cortando la asociación bitumen-sulfuros de Cu, tanto en las vesículas como en vetillas.

La clorita microcristalina de las bandas concéntricas del borde se denomina Clorita I, mientras que la clorita cristalina que ocupa el centro de las vesículas, vetillas o sectores brechizados de la roca, a menudo con texturas de entrecrecimiento mutuo con migrabitumen y menos frecuentes con sulfuros de Cu, se denomina Clorita II.

La composición de los minerales secundarios, sus relaciones texturales, así como, los patrones de distribución en las vesículas y sistemas de vetillas de las lavas ocoíticas permiten interpretar estas asociaciones como producto de un metamorfismo

En las zonas mineralizadas, adicionalmente, se puede observar pirita, bitumen (a menudo entrecrecido con clorita), bornita, calcosina, calcopirita y tetraedrita.

hidrotermal de bajo grado, generado en tres etapas sucesivas bien diferenciadas: la primera involucra la formación de Clorita I-celadonita-pirita, la segunda de Clorita II-bitumen-sulfuros de Cu, y la tercera, feldespato potásico y/o cuarzo, calcita.

Estas dos generaciones texturales de clorita, se corresponden con las dos poblaciones identificadas a partir de los resultados composicionales obtenidos mediante microsonda electrónica (Tabla 1, Fig. 2). Así, las cloritas bandeadas asociadas a celadonita presentan razones ( $Fe_{tot} / Fe_{tot} + Mg$ ) en el rango 0,369-0,446, significativamente menores, que aquellas cloritas entrecrecidas con bitumen que presentan valores en el rango 0,545-0,733.

El conjunto de las cloritas estudiadas tiene una composición bastante uniforme, cercana al campo de las cloritas *sensu str.* (gráfico Si+Al+Fe+Mg+Mn, versus  $Al_{tot}$ ). El índice Xc, que según Schiffmann y Fridleifsson (1991), representa la cantidad de smectita en el estratificado clorita/smectita, varía entre 0,66 y 0,89, indicando un contenido de smectita < 30% (Tabla 1). Estas características, además de un contenido de Ca+Na+K < 0,2 las hace confiables para ser usadas como geotermómetro (Frimmel,

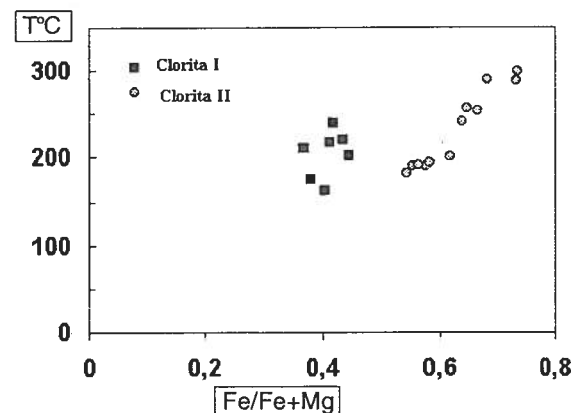


FIG. 2. Temperatura de formación de Clorita I y II (método de Cathelineau, 1988) versus Fe/Fe Mg.

TABLA 1.-COMPOSICION DE CLORITAS (MICROSONDA ELECTRONICA) Y TEMPERATURAS DE FORMACION (CATHELINEAU, 1988) EN VESICULAS DE LAVAS DE LA FORMACION PABELLON.

Clorita asociada a celadonita: Clorita I										Clorita asociada a bitumen: Clorita II									
Muestra 71198-16 (Mina Manto Cobriza)										Muestra MEC-37 (Mina La Culebra)									
Borde <sup>1</sup>	Núcleo <sup>2</sup>	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borde	Clor/bit <sup>3</sup>	Clor/bit	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Clor/bit	Clor/bit	Borde	Borde	Clor/bit
SiO <sub>2</sub>	32,30	29,97	30,18	33,17	31,10	31,09	30,67	26,37	30,09	26,25	29,96	29,60	29,63	27,37	27,37	29,53	28,96	25,82	27,37
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	18,52	17,59	16,87	17,38	16,29	17,27	20,14	16,11	18,28	15,41	14,36	15,02	16,68	15,08	17,23	15,59	18,17	17,29
C <sub>2</sub> F <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,89	21,80	22,45	20,57	22,89	20,57	22,03	34,26	27,33	33,09	28,98	27,55	28,68	30,55	29,38	31,92	29,98	34,37	32,14
MnO	0,29	0,39	0,37	0,36	0,38	0,32	0,37	0,79	0,61	0,83	0,73	0,67	0,59	0,73	0,73	0,78	0,73	0,93	0,97
MgO	17,23	16,93	16,22	18,79	15,94	19,72	17,48	6,99	12,26	8,66	11,87	12,91	12,35	9,72	11,79	9,83	10,42	7,09	9,09
CaO	0,64	0,31	0,44	0,46	0,41	0,16	0,28	0,17	0,38	0,14	0,28	0,16	0,22	0,23	0,21	0,14	0,27	0,15	0,18
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,06	0,11	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,14	0,12	0,10	0,00	0,15	0,00	0,17	0,07	0,00
K <sub>2</sub> O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,18	0,08	0,10	0,05	0,17	0,00	0,16	0,00	0,04
SUMA	87,33	87,98	87,36	90,31	88,48	88,15	88,10	88,72	86,94	87,25	87,55	85,45	86,69	85,33	87,05	87,35	86,28	86,60	87,08
Fórmula ajustada a 28 oxígenos																			
Si	6,611	6,131	6,246	6,528	6,363	6,307	6,270	5,756	6,439	5,822	6,440	6,486	6,426	6,123	6,411	6,027	6,372	5,826	6,045
Aliv	1,389	1,869	1,754	1,472	1,637	1,693	1,730	2,244	1,561	2,178	1,560	1,514	1,574	1,877	1,589	1,973	1,628	2,174	1,955
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Alvi	2,430	2,596	2,536	2,442	2,563	2,202	2,431	2,938	2,502	2,600	2,344	2,195	2,265	2,521	2,270	2,486	2,414	2,658	2,546
Cr <sup>+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	3,576	3,730	3,885	3,386	3,916	3,490	3,766	6,254	4,891	6,137	5,209	5,049	5,202	5,715	5,334	5,861	5,516	6,486	5,936
Mn <sup>2+</sup>	0,050	0,068	0,065	0,060	0,066	0,055	0,064	0,146	0,111	0,156	0,133	0,124	0,108	0,138	0,136	0,145	0,136	0,178	0,181
Mg	5,257	5,163	5,004	5,513	4,862	5,964	5,327	2,275	3,911	2,863	3,804	4,217	3,993	3,242	3,816	3,218	3,418	2,385	2,993
Ca	0,140	0,068	0,098	0,097	0,090	0,035	0,061	0,040	0,087	0,033	0,064	0,038	0,051	0,055	0,049	0,033	0,064	0,036	0,043
Na	0,036	0,024	0,044	0,034	0,032	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,058	0,051	0,042	0,000	0,063	0,000	0,073	0,031	0,000
K	0,016	0,000	0,000	0,000	0,078	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,049	0,022	0,028	0,014	0,047	0,000	0,045	0,000	0,011
Sum cat	19,505	19,648	19,631	19,532	19,597	19,745	19,650	19,653	19,557	19,789	19,662	19,696	19,689	19,685	19,715	19,743	19,666	19,773	19,710
Fer/Fet+Mg	0,405	0,419	0,437	0,380	0,446	0,369	0,414	0,733	0,556	0,682	0,578	0,545	0,566	0,638	0,583	0,646	0,617	0,731	0,665
Temperatura según Cathelineau (1988).																			
T <sup>+</sup> (C)	162	239	221	175	202	211	217	299	199	289	189	182	191	240	194	256	200	288	253
Xc: Índice de esmectita en el interstratificado Clorita-esmectita; Xc=0,0 esmectita pura; Xc=1,0 Clorita pura.																			
Xc	0,661	0,783	0,752	0,704	0,702	0,861	0,796	0,811	0,713	0,889	0,756	0,805	0,795	0,813	0,792	0,863	0,756	0,868	0,894

1- Clorita microcristalina en el borde de las vesículas; 2- Clorita cristalina en el núcleo de las vesículas; 3- Cristales de clorita entrecrecida con bitumen.

1997), siguiendo el método de Cathelineau (1988), quien demostró que el contenido de  $Al^{IV}$  en cloritas de andesitas alteradas hidrotermalmente se incrementa con la temperatura.

Al graficar la temperatura calculada según el método Cathelineau (1998), *versus* la razón  $(Fe_{tot}/Fe_{tot} + Mg)$  se separan, claramente, las dos generaciones de clorita citadas (Fig. 2). Así, la Clorita I que, composicionalmente, se caracteriza por un contenido alto de Mg, muestra un rango de temperatura menor que la Clorita II intercrecida con el migrabitumen, que señala un rango mayor de temperatura de formación, entre 190 y 299°C y que composicionalmente aparece enriquecida en Fe. Por otra parte, Ohta y Yajima (1988) establecieron una relación entre la proporción de Fe respecto a Mg en cloritas hidrotermales asociadas a diferentes tipos de yacimientos, señalando que la clorita rica en Fe ( $Fe/Fe+Mg > 0,8$ ) puede formarse a partir de una solución en equilibrio con la roca de caja a alta temperatura, mientras que clorita rica en Mg ( $Fe/Fe+Mg < 0,2$ ) se formará a partir de una solución en equilibrio con roca a temperatura baja.

La composición de los minerales secundarios, sus relaciones texturales, así como los patrones de distribución en las vesículas y sistemas de vetillas de las lavas ocoíticas permiten interpretar esas asociaciones como producto de un metamorfismo hidrotermal de bajo grado, generado en tres etapas sucesivas bien diferenciadas: la primera involucra la formación de Clorita I-celadonita-pirita, la segunda de Clorita II-bitumen-sulfuros de Cu, y la tercera,

feldespato potásico y/o cuarzo, calcita.

La primera fase de alteración hidrotermal, involucrando fluidos calientes mezclados con agua de mar, se habría producido durante el enfriamiento de las lavas, como ocurre corrientemente en los primeros metros de un paquete de lavas básicas eruptadas en ambientes subacuáticos extensionales, tipo dorsales o en cuencas de trasarco, donde se han determinado temperaturas de formación de celadonita por bajo los 40°C (Seyfried *et al.*, 1978; Stakes and O'Neil, 1982; Bohlke *et al.*, 1984). Esta fase, también, sería responsable de la alteración total de los cristales de olivino. La Clorita II, enriquecida en Fe, y de mayor temperatura, se habría formado durante la fase de alteración hidrotermal que acompañó la migración de los hidrocarburos, como lo demuestra su relación de entrecrecimiento mutuo con bitumen.

En conclusión, la alteración de las lavas se interpreta como producto de un metamorfismo hidrotermal regional de bajo grado (según la definición de Alt *in Frey* y Robinson, 1999), que enmascara las alteraciones debidas al enterramiento. En Chile central, gracias al considerable espesor de la columna de lavas cretácicas, a su baja permeabilidad y a la ausencia de alteración hidrotermal regional, los efectos del enterramiento han sido bien definidos, estableciéndose diversas asociaciones mineralógicas que apuntan a un metamorfismo de bajo grado desde la parte alta de la facies de zeolita hasta la facies de prehnita-pumpellita (Vergara *et al.*, 1994; Levi *et al.*, 1982).

## GEOQUIMICA DE LAS LAVAS

Los resultados geoquímicos de 7 muestras de lavas ocoíticas consideradas representativas del horizonte de lavas intercalado en la Formación Pabellón se muestran en la tabla 2. Los análisis fueron realizados mediante ICP-MS, tanto para elementos mayores como trazas, en Actlab Ltd. (Activation Laboratories Ltd.) de Canadá. Las muestras provienen de las localidades de las quebradas Los Cóndores, Meléndez y Cerrillos, en la región de Copiapó (27°21'-70°13' a 27°53'S-70°19'W).

Si se considera el contenido de alcalis *versus* sílice en un diagrama TAS, las lavas ocoíticas se distribuyen en los campos de los basaltos traquian-

desíticos y traquiandesitas, en cambio si se considera el contenido de elementos trazas, por ejemplo en el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO<sub>2</sub> (Floyd y Winchester, 1978), las muestras se concentran en el campo de la andesita. Utilizando los contenidos de Y y Zr en el diagrama de MacLean y Barrett (1993), se concluye que las lavas ocoíticas tienen afinidad magmática calcoalcalina, en el límite con el campo transicional (Fig. 3).

Al graficar los contenidos de La *versus* Nb, se puede constatar que las muestras se concentran en el ámbito de andesita orogénica de alto potasio (Fig. 4). El patrón de REE (valores normalizados



TABLA 2. RESULTADOS GEOQUIMICOS DE LAS LAVAS OCOITICAS DE LA FORMACION PABELLON, AREA DE COPIAPO.

	LC 65 Quebrada Los Cóndores	MB 120 Quebrada Meléndez	MB 130 Quebrada Meléndez	CER 23 Quebrada Cerrillos	CER 25 Quebrada Cerrillos	EG 673 Río Copiapó	EG 682 Río Copiapó	PROMEDIO
SiO <sub>2</sub>	54,79	56	54,4	54,36	53,68	53,74	53,03	54,29
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,89	0,9	0,36	0,92	0,93	1,11	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,64	16,34	17,12	17,65	16,92	17,86	15,87	16,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,7	7,38	8,79	8,71	8,91	7,95	9,58	8,57
MnO	0,14	0,16	0,12	0,15	0,13	0,11	0,19	0,14
MgO	3,09	4,96	3,16	3,61	3,83	4,35	6,07	4,15
CaO	7,78	5,89	7,14	7,16	4,39	5,38	5,61	6,19
Na <sub>2</sub> O	3,63	3,69	3,59	3,74	4,68	4,16	2,82	3,76
K <sub>2</sub> O	2,79	2,94	3,17	2,55	3,63	3,52	3,06	3,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,2	0,18	0,86	0,2	0,18	0,2	0,29
Perd. Calci	1,91	3,3	2,39	1,65	3,51	2,92	3,93	2,80
<b>TOTAL</b>	<b>100,71</b>	<b>101,75</b>	<b>100,96</b>	<b>100,8</b>	<b>100,8</b>	<b>101,1</b>	<b>101,47</b>	
V	217	235	235	225	242	242	276	238,86
Cr	28	93	26	74	29	18	35	43,29
Co	19,7	18,2	19,2	24,6	25,7	15,1	20,9	20,49
Ni	12	30	13	246	12	78	12	57,57
Cu	27	165	26	188	245	148	98	128,14
Zn	57	139	62	43	110	70	92	81,86
Pb	17	5	13	-5	-5	7	8	5,71
Mo	1,5	2,36	2,1	1,52	1,31	3,82	0,41	1,86
Ag	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,50
Ga	19	18	19	21	19	20	17	19,00
Ge	1,8	1,7	1,6	2,3	2,2	1,5	1,7	1,83
As	13	-5	8	-5	-5	9	-5	1,43
Rb	37,42	94,04	81,3	53,33	53,74	54,27	54,16	61,18
Sr	455,5	470,4	577,2	597,37	391,91	501	446,6	491,43
Ba	541,1	631,6	467,8	513,3	563,11	519,2	549,3	540,77
Y	28,5	20,7	21,5	23,8	21,9	19,4	24,6	22,91
Zr	229	201,7	172,2	182,84	189,02	174,2	177,8	189,54
Nb	11,2	6,77	5,24	6,3	6,08	5,37	5,13	6,58
In	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,10
Sn	11,1	1,2	0,4	2,5	2,4	0,8	0,5	2,70
Sb	0,76	1,53	1,52	1,11	0,9	2,32	0,29	1,20
Cs	2,85	3,11	1,3	0,78	2,16	3,44	2,86	2,36
La	24,73	23,8	21,33	25,14	20,55	21,55	18,2	22,19
Hf	6,04	5,35	4,75	4,87	5	4,79	4,23	5,00
Ta	0,83	0,44	0,32	0,46	0,43	0,35	0,41	0,46
W	0,9	1,08	0,65	0,92	0,65	1,03	0,46	0,81
Tl	0,27	0,51	0,41	0,2	0,22	0,23	0,21	0,29
Bi	-0,5	0,44	0,07	0,06	0,07	0,05	-0,05	0,02
Ce	53,54	49,82	44,5	53,75	45,9	45,19	41,93	47,80
Pr	5,81	5,36	4,92	5,7	4,98	4,86	4,73	5,19
Nd	27,12	25,56	24,49	27,64	24,37	23,46	24,23	25,27
Sm	6,27	5,56	5,81	6,39	6,1	5,31	5,8	5,89
Eu	1,45	1,35	1,44	1,58	1,63	1,41	1,33	1,46
Gd	5,49	5,21	4,92	5,27	5,16	4,44	4,94	5,06
Tb	0,81	0,66	0,66	0,77	0,72	0,62	0,72	0,71
Dy	4,86	3,75	3,81	4,54	4,21	3,58	4,23	4,14
Ho	0,95	0,75	0,78	0,89	0,83	0,74	0,86	0,83
Er	2,95	2,22	2,32	2,72	2,52	2,17	2,48	2,48
Tm	0,38	0,31	0,32	0,35	0,31	0,33	0,34	0,33
Yb	2,75	2,14	2,56	2,34	2,29	2,1	2,37	2,36
Lu	0,48	0,34	0,39	0,41	0,37	0,36	0,43	0,40
Th	8,89	7,84	5,97	8,18	8,74	5,81	6,25	7,38
U	3,05	2,76	2,16	2,5	2,71	2,21	2,3	2,53
Ba/La	21,88	26,54	21,93	20,42	27,40	24,09	30,18	24,63
Nb/Y	48,31	93,29	89,27	81,48	92,62	96,69	107,08	86,96
Nb/Y	0,39	0,33	0,24	0,26	0,28	0,28	0,21	0,28
Nb/Yb	4,07	3,16	2,05	2,69	2,66	2,56	2,16	2,76
Ta/Yb	0,30	0,21	0,13	0,20	0,19	0,17	0,17	0,19
Zr/Yb	83,27	94,25	67,27	78,14	82,54	82,95	75,02	80,49
Th/Yb	3,23	3,66	2,33	3,50	3,82	2,77	2,64	3,13
La/Yb	8,99	11,12	8,33	10,74	8,97	10,26	7,68	9,44
Ce/Yb	19,47	23,28	17,38	22,97	20,04	21,52	17,69	20,34
Ce/Sm	8,54	8,96	7,66	8,41	7,52	8,51	7,23	8,12
Zr/Y	8,04	9,74	8,01	7,68	8,63	8,98	7,23	8,33

Elementos mayores en %; elementos menores y trazas en ppm.

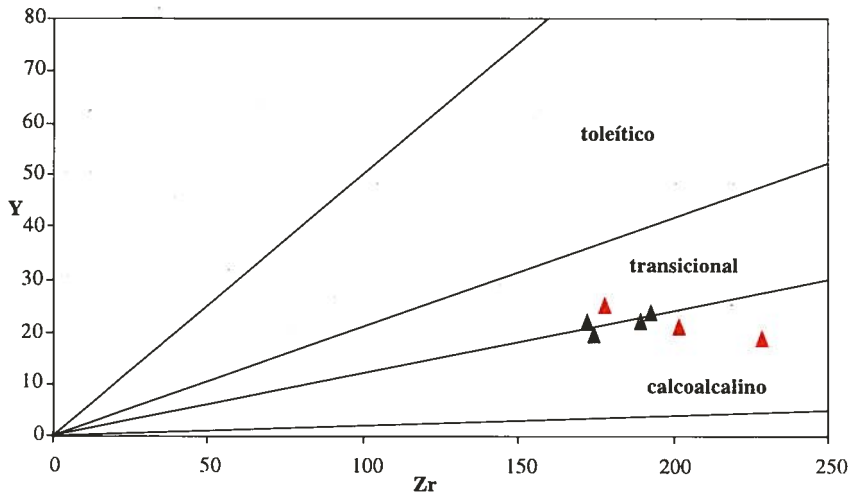


FIG. 3. Diagrama Y/Zr (MacLean and Barret, 1993), mostrando afinidad magmática de las lavas ocoíticas de la Formación Pabellón.

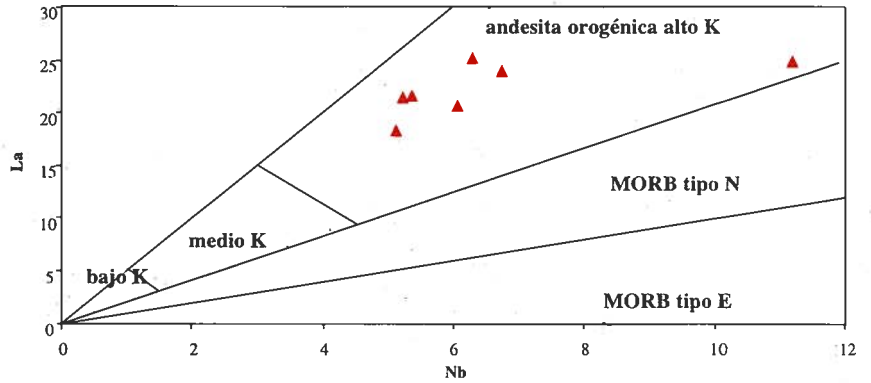


FIG. 4. Diagrama de discriminación La/Nb (Wood et al., 1979).

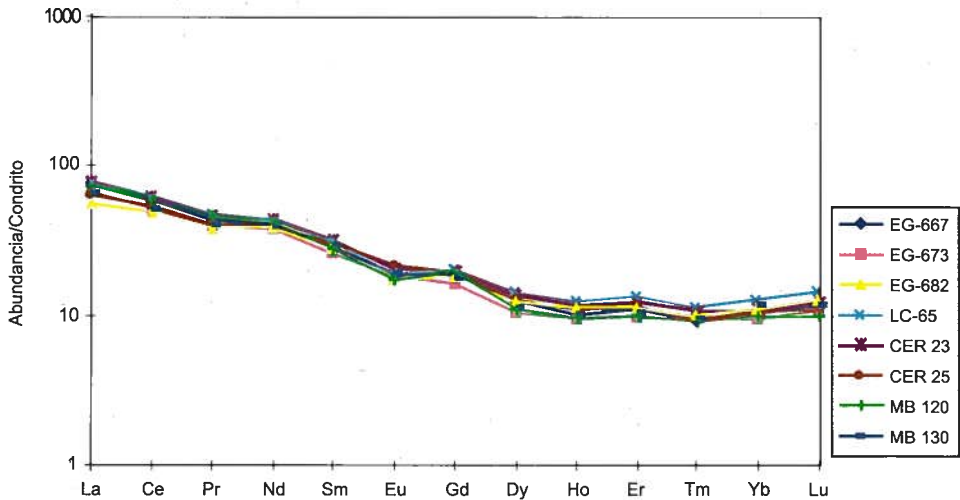
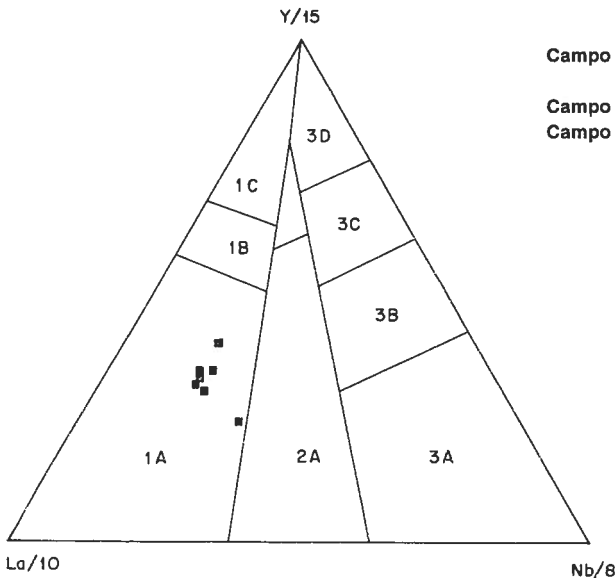


FIG. 5. Patrón de Tierras Raras de las lavas ocoíticas de la Formación Pabellón.

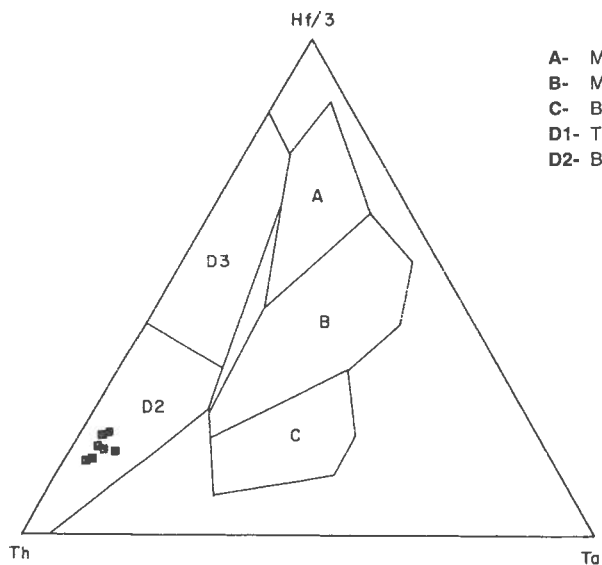
según Nakamura, 1974) señala un enriquecimiento de REE livianas respecto a las pesadas (Fig 5), característica que es común en lavas andesíticas de márgenes continentales activos y podría revelar una evolución magmática para una suite de andesitas de tipo alto potasio, según datos presentados por Gill (1981) y Cullers y Graf (1984), lo cual, a su vez, es congruente con los altos contenidos de Th presentes en las lavas ocoíticas estudiadas (promedio 7,38 ppm).

Para precisar el ambiente tectónico que reguló la erupción de estas lavas se utilizaron diagramas, que aunque fueron definidos para rocas más básicas que andesitas, están basados en elementos que no muestran una variación significativa respecto a la diferenciación magmática. Al considerar las concentraciones de La, Y y Nb, expresadas en el triángulo de Cabanis y Lecolle (1989), tanto como de Th, Hf/3 y Ta, según el triángulo de discriminación propuesto por Wood (1980) (Figs. 6 y 7), se



- Campo 1.** Basaltos de arco,  
1A- basaltos calcoalcalinos
- Campo 2.** Basaltos continentales
- Campo 3.** Basaltos oceánicos

FIG. 6. Triángulo de discriminación La-Y-Nb (Cabanis y Lecolle, 1989).



- A-** MORB-N
- B-** MORB-E
- C-** Basaltos de intraplaca
- D1-** Toleitas de arco de isla
- D2-** Basaltos calcoalcalinos

FIG. 7. Triángulo de discriminación Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980).

observa que las muestras se concentran en el ambiente de basalto de arco volcánico, subcampo de basalto calcoalcalino. Los valores promedio de las lavas andesíticas señalan un contenido alto de  $Al_2O_3$  (16,9%), contenidos relativamente bajos de  $MgO$  (4,2%), Ni (26,2 ppm), Co (20,5 ppm) y Cr (43,3 ppm) y bajo de  $TiO_2$  (0,9%), valores que son también congruentes con un ambiente tectónico de arco continental (Tabla 2).

Para evaluar si la génesis de las lavas estuvo controlada sólo por la subducción o si hubo un componente intraplaca significativo, como podría esperarse de su posición paleogeográfica, -lavas intercaladas en las facies marinas de trasarco-, se ha considerado el contenido de ciertos elementos diagnósticos, así como las razones entre elementos altamente inmóviles. Como las lavas de la Formación Pabellón representan sólo un breve lapso de tiempo (recordemos que el espesor promedio del nivel de lavas es de 70 m), además de estar representadas sólo por andesitas, se analizan en conjunto los resultados geoquímicos promedios de las otras unidades de lavas intercaladas en el Grupo Chañarcillo (Cisternas *et al.*, 1999), que en conjunto abarca un rango de edad desde el Titoniano(?)-Valanginiano al Aptiano, comparándolas con los resultados publicados para las secuencias cretácicas de Chile central (Tabla 3). Las rocas volcánicas de edad cretácica inferior en Chile Central ( $31^{\circ}$ - $34^{\circ}$ ) conforman dos franjas longitudinales, una en la posición de la actual Cordillera de

la Costa, asociada al desarrollo de un arco islándico con fuerte componente de subducción (Vergara *et al.*, 1995) y la otra en la Alta Cordillera, generada en un ambiente de cuenca de tras arco, con una impronta geoquímica de intraplaca (Vergara y Nyström, 1996).

Para las lavas ocofíticas, el patrón de variación multielemental (valores MORB-normalizados según Pearce, 1983) muestra contenidos relativamente altos de Sr, K, Rb, Ba, Th y Ce y una marcada depresión en la posición de Ta-Nb. Los contenidos de Zr y Hf son altos, con valores normalizados semejantes, cercanos al valor 2, mientras que Y-Yb tienen valores cercanos a 0,7 (Fig. 8). En un ambiente orogénico, valores relativamente altos de elementos tales como Ta, Nb, Zr y Hf, respecto a Y e Yb (como los presentes en las lavas del Grupo Chañarcillo) son considerados como evidencia de una significativa componente de intraplaca. En las lavas de la Formación Pabellón (Tabla 3), el rango de las razones Ta/Yb, Nb/Y y Nb/Yb es aún más alto que en aquellas de Chile central generadas en un ambiente de tras-arco (Vergara y Nyström, 1996).

Los resultados obtenidos (Tabla 3) para las lavas del Grupo Chañarcillo muestran algunas variaciones significativas respecto a la posición estratigráfica. Así, la razón Ta/Yb, cuyo valor 0,11 ha sido utilizado por Pearce (1983) para discriminar entre ambiente continental ( $Ta/Yb > 0,11$ ) y oceánico ( $Ta/Yb < 0,11$ ), muestra valores altos en las lavas de la Unidad Lavas Inferiores de la Formación Punta del

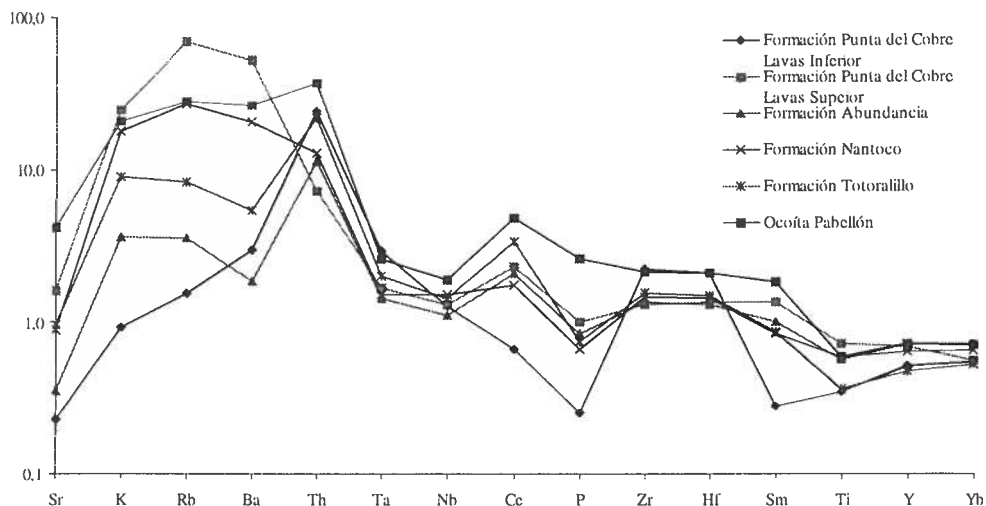


FIG. 8. Diagrama de variación de las lavas del Grupo Chañarcillo (datos normalizados según Pearce, 1983).

TABLA 3. RAZONES GEOQUIMICAS DE LAVAS INTERCALADAS EN LAS FORMACIONES DEL GRUPO CHAÑARCILLO ACOMPAÑADAS CON LAVAS DE ARCO Y TRASARCO DE CHILE CENTRAL

Formación	Punta del Cobre		Abundancia	Nantoco		Totoralillo		Pabellón	Rango lavas trasarco Chile central*	Rango lavas de arco de islas Chile central**
	Lavas Inferior Copiapó	Lavas Superior Copiapó		Lavas Superior Las Cañas	Lavas Superior Las Cañas	Copiapó	Las Cañas			
Ba/La	9,82	105,87	21,41	52,16	17,82	12,03	24,73	27,67	12-22	42-50
Ba/Nb	16,80	232,16	34,13	76,09	46,65	32,68	114,26	81,34	31-132	238-327
Nb/Y	0,31	0,22	0,19	0,28	0,16	0,39	0,15	0,23	0,17-0,31	
Nb/Yb	3,93	2,39	1,75	2,40	1,49	3,41	1,15	2,53	1,7-3,4	
Ta/Yb	0,26	0,16	0,13	0,12	0,09	0,27	0,09	0,18	0,13-0,26	0,11-0,10
Zr/Yb	100,29	61,99	53,64	58,38	45,09	78,64	37,54	80,67	58-75	
Th/Yb	2,55	0,76	1,24	1,14	1,00	3,04	1,16	3,16	2,6-4,2	
La/Yb	8,33	5,23	4,65	3,50	4,76	9,52	5,30	9,52		6,1-6,5
Ce/Yb	12,67	12,17	10,47	7,82	11,09	19,74	9,91	20,45		
Ce/Sm	12,23	5,23	7,18	6,26	6,25	10,41	8,42	8,19	7,7-9,1	
Zr/Y	11,50	5,66	5,84	6,86	6,64	9,18	4,80	8,37	5,9-7,3	3,1-3,4

\* Vergara y Nystrom, 1996; \*\* Vergara et al., 1995.

Cobre, luego decrece progresivamente en la Unidad Lavas Superiores y en las lavas de las formaciones Abundancia y Nantoco, se incrementa otra vez en la Formación Totoralillo, para decrecer nuevamente en las lavas ocoíticas de la Formación Pabellón. En la Formación Totoralillo, por otra parte, la razón Nb/Y es significativamente más alta que en las formaciones infra (Formación Nantoco) y suprayacente (Formación Pabellón), y las razones Th/Yb y La/Yb muestran un incremento respecto a las de la Formación Nantoco, manteniéndose similares en la Formación Pabellón.

La razón La/Yb, que expresa el fraccionamiento de REE, muestra una disminución progresiva desde las Lavas Superiores de la Formación Punta del Cobre hasta la Formación Nantoco, donde alcanza los valores más bajos, para luego incrementarse significativamente en las lavas de las formaciones Totoralillo y Pabellón, alcanzando en esta última, valores más altos que los reportados por Vergara *et al.*, (1995) para el volcanismo Jurásico de Chile central. La razón La/Yb es considerada como un indicador del espesor cortical y ya ha sido utilizada

en Chile central para postular una disminución del espesor cortical entre el Jurásico y Cretácico (Vergara *et al.*, 1995). Aplicando esa relación en la región de Copiapó, se puede constatar un marcado decrecimiento del espesor cortical hasta el Hauteriviano (Formación Nantoco), donde alcanza su valor más bajo, para incrementarse notablemente a partir del Hauteriviano Superior (Formación Totoralillo) y Barremiano-Aptiano (Formación Pabellón), indicando así, indirectamente, un cambio en las condiciones tectónicas (fin de la extensión?).

En conclusión, sobre la base de las características geoquímicas y su similitud con aquéllas de la franja oriental de rocas del Cretácico Inferior en Chile central (razones Ta/Yb, Nb/Yb, Zr/Yb y Zr/Y, en Tabla 3), se puede afirmar que las lavas de la Cuenca de Atacama intercaladas en el Grupo Chañarillo se formaron a partir de magmas basálticos calcoalcalicos a transicionales, ricos en potasio, en el sector de trasarco del margen continental activo, evidenciando una significativa componente intraplaca.

## YACIMIENTOS ASOCIADOS AL METALOTECTO 'LAVAS CON BITUMEN'

En el área de Copiapó, específicamente entre Quebrada Los Cóndores y Quebrada Meléndez, alineadas a lo largo de la corrida del horizonte de lavas de la Formación Pabellón, se dispone una serie de labores mineras de tipo pequeña minería, donde se han explotado minerales de cobre. Estos yacimientos se encuentran actualmente inactivos. Se trata de cuerpos mantiformes con tonelajes de sulfuros del orden de 100.000 toneladas, que de norte a sur se denominan Cobriza, San Pedro, María Luisa, La Culebra, Fortuna, San José, San Vicente, Manto Freire y Manto Gloria (Fig. 1). En todas las minas nombradas es característica la presencia conjunta de migrabitumen y sulfuros de cobre, tales como calcopirita, bornita y calcosina, con excepción de María Luisa, donde la mena corresponde a oxidados de Cu (malaquita y atacamita). Todos los depósitos se caracterizan por altas leyes de Cu, entre 1,95% (Mina San Pedro) y 5,1%

Cu (Mina San José), con contenidos promedio de 21 g/ton Ag (F. Díaz, M. Bembow, N. Bravo, A. Gutiérrez, S. Montti, M. Salinas y S. Vogel)<sup>1</sup>.

La mineralización, estrechamente asociada al bitumen, se presenta como relleno de vesículas o en vetillas, estas últimas, aumentan en frecuencia, potencia y longitud a medida que aumenta la profundidad de las faenas mineras, donde, en las zonas más ricas, el bitumen aparece como una masa compacta junto a bornita y/o calcosina. Esta estrecha asociación, bitumen-minerales de Cu, ha sido la base para definir el horizonte de lavas intercalado en la formación Pabellón como el 'metalotecto Ocoíta Pabellón' (Cisternas y Frutos, 1996), y además permite sugerir que la presencia de bitumen podría ser utilizada como una guía exploratoria para nuevos yacimientos a lo largo de la franja de afloramientos de estas lavas.

<sup>1</sup> 1981. Mapa metalogénico pronóstico de la III Región. Corporación de Fomento de la Producción-Instituto Investigaciones Geológicas (Inédito), 9 Volúmenes, 3 mapas. Santiago.

## CARACTERISTICAS DEL BITUMEN

El bitumen en las lavas de la Formación Pabellón es un rasgo distintivo, no sólo en el área de estudio, sino que, en numerosas localidades a lo largo de la cuenca del Cretácico Inferior. Los autores del presente trabajo lo han observado en lavas ocoíticas cretácicas en la región de La Serena-Ovalle, Combarbalá, Tilama, Cajón del Maipo y Baños del Flaco. Su presencia no es uniforme, pero cuando está presente, coexiste, en forma característica, con sulfuros de cobre (Fig. 9).

El bitumen se presenta en glóbulos esféricos (40 mm a 8 mm de diámetro), como relleno de vesículas primarias o en vetillas. Las texturas del bitumen, observadas bajo microscopio petrográfico y electrónico de barrido, indican que, al momento del entrapamiento, éste se comportó como un material viscoso y fluido. El entrapamiento como petróleo líquido (crudo) queda de manifiesto también por texturas relicto de degasificación, expresadas en numerosos y pequeños poros (burbujas), posteriormente ocupados por sulfuros (Fig. 10).

Las características ópticas del bitumen varían de acuerdo al grado de calentamiento. De acuerdo a la literatura, con temperaturas moderadas (hasta 200°C) el bitumen es isotrópico, pero a medida que la temperatura se hace mayor aumenta el grado de anisotropía hasta llegar a la formación de grafito. Otra propiedad del bitumen es que mediante el calentamiento puede adquirir una estructura intermedia entre sólido y líquido, denominada 'cristal líquido' o 'mesofase' (Gize, 1993), la que a menudo se expresa en la formación de esferas anisotrópicas en un fondo isotrópico. En estudios experimentales en petróleos sólidos coquificados estas esferas se forman a temperaturas del orden de 350°, pero en medios naturales se han señalado temperaturas más bajas, a partir de los 150°.

En la mayoría de las muestras mineralizadas estudiadas, el bitumen presenta algún grado de anisotropía, y específicamente en el distrito Quebrada Los Cóndores, las muestras procedentes de la mina La Culebra presentan claras evidencias de grafitización, con desarrollo de texturas de mesofase (Fig. 11), sugiriendo así, que el proceso mineralizante implicó un aumento adicional de temperatura.

Las medidas de reflectividad en el bitumen fueron realizadas en un microscopio Leitz MPV-Combi (Universidad de Concepción), bajo aceite de inmersión. Los resultados obtenidos reflejan diversos grados de calentamiento, con reflectividad promedio entre 0,68 y 3,8%  $R_0$  para bitumen isotrópico, y valores superiores a 7,5%  $R_0$  para bitumen grafitizado con desarrollo de mesofase. La naturaleza hidrotermal del bitumen, así como, las sucesivas etapas de calentamiento reconocidas a través de la paragénesis mineral, no permiten utilizar este parámetro para estimar el espesor de sobrecarga, como comúnmente se hace para evaluar el grado de enterramiento de una cierta secuencia.

### RELACIONES BITUMEN-MINERALES HIDROTERMALES DE GANGA

#### BITUMEN Y CLORITA

Aparecen juntos, tanto en vesículas primarias como, en sistemas de vetillas que brechizan la roca. En numerosos ejemplos se observa texturas de entrecrecimiento mutuo con clorita hidrotermal (Clorita II). La Clorita II (Tabla 1) indica temperatura de formación en el intervalo entre 191° y 299°C (promedio de 254°C) y se caracteriza por un alto contenido de Fe, expresado en razones  $Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg > 0,45$  (promedio de 0,655).

#### BITUMEN-CALCITA

Se distinguen al menos dos generaciones significativas de calcita hidrotermal. La Calcita I presenta inclusiones de crudo y ocupa las grietas de contracción del bitumen, sugiriendo que al momento de su formación los hidrocarburos presentes todavía destilaban crudo. Temperaturas de homogenización determinadas en inclusiones acuosas y de crudo en la Calcita I fluctúan entre 115 y 142°C y 115 y 139°C, respectivamente. La Calcita II se formó en una fase tardía, postmineralización, ya que aparece reemplazando o cortando a la asociación bitumen-sulfuros de Cu, sea en el núcleo de las vesículas primarias o en vetillas.

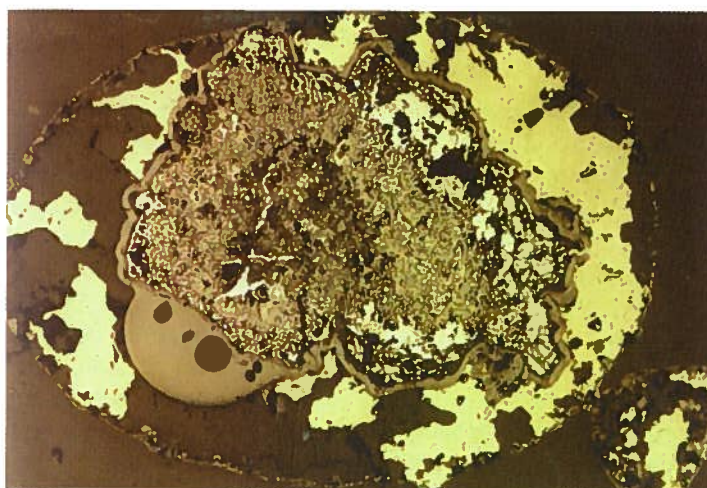


FIG. 9. Vesícula rellena con: calcopirita, bitumen, pirita, bitumen-Clorita. Mina La Culebra, Quebrada Los Cóndores (100 x, luz reflejada, nícoles cruzados).

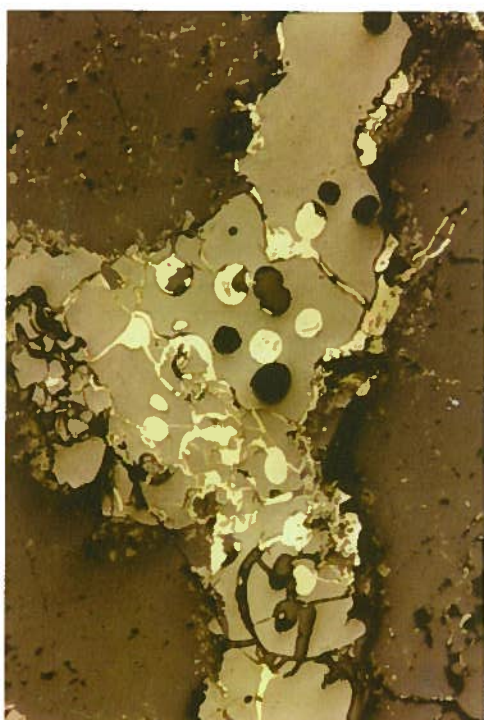


FIG. 10. Bitumen con grietas de contracción y textura de desgasificación. Grietas y poros rellenos con calcopirita. Mina La Culebra, Quebrada Los Cóndores (50x, luz reflejada, nícoles cruzados).



FIG. 11. Grafitización y desarrollo de mesofase (cristal-líquido) a partir de bitumen en vesícula rellena con calcita. Mina La Culebra, Quebrada Los Cóndores (100x, luz reflejada, nícoles cruzados).



## BITUMEN-CUARZO

Se observan dos tipos de relaciones. En la primera, se presentan cristales euhedrales de cuarzo en las masas de bitumen, sugiriendo una cristalización simultánea o, al menos, mientras aún el bitumen se encontraba en estado semilíquido. En la segunda, se observa claramente que el cuarzo es posterior al bitumen, ya que fragmentos angulosos (con estructura de puzzle) quedan incorporados en agregados cristalinos de cuarzo.

## RELACIONES BITUMEN-SULFUROS

Los minerales metálicos, asociados genética y espacialmente al bitumen, corresponden a piritita, calcopirita, bornita, tetraedrita, calcosina y covelina. Sus características y las relaciones texturales y paragenéticas entre ellos han sido descritas por Cisternas y Hermosilla (1999). Las relaciones texturales del bitumen respecto a los sulfuros se observan tanto en el interior de las vesículas primarias de las lavas, como en sistemas de vetillas.

## BITUMEN-PIRITA

El bitumen coexiste con piritita euhedral, tanto en el interior de las vesículas, como en vetillas. En ninguna muestra se observa piritita framboidal y las texturas mutuas con el bitumen indican que soluciones hidrotermales e hidrocarburos se emplazaron en la roca al mismo tiempo. No hay piritita rellenando las grietas de contracción o las vesículas de desgasificación del bitumen. La piritita presenta texturas de reemplazo por calcopirita y bornita, siendo común que aparezca como cristales esqueléticos, conservando su hábito euhedral en las vetillas o masas irregulares ocupadas por bornita-calcopirita.

## BITUMEN-BORNITA Y BITUMEN-CALCOPIRITA

Calcopirita I y bornita, frecuentemente con texturas de exsolución, rellenan las grietas de contracción generadas por la solidificación (y pérdida de compuestos livianos) de los hidrocarburos. Aparecen, también, ocupando los sistemas de vetillas de la asociación piritita-bitumen, con claras texturas de reemplazo respecto a ambos. Localmente y siempre en pequeña proporción puede observarse Calcopirita I y bornita como inclusiones en el bitumen.

La Calcopirita II aparece reemplazando a bornita. Frecuentemente, se observa reemplazo de bornita por calcosina.

## BITUMEN-TETRAEDRITA

La tetraedrita, en general no se observa junto al bitumen. Representa, junto a la Calcopirita II, los sulfuros formados tardíamente durante la fase hidrotermal mineralizadora.

Las relaciones paragenéticas entre el bitumen y los minerales de mena y ganga se muestran en la tabla 4. Al microscopio, no se ha identificado la presencia de minerales de plata, aun cuando en la literatura (F. Díaz, M. Bembow, N. Bravo, A. Gutiérrez, S. Montti, M. Salinas y S. Vogel)<sup>1</sup>, se indican valores de 21 gr/ton en las minas del Metalotecto Ocoita.

## COMPOSICION DEL BITUMEN

La composición del bitumen se determinó por cromatografía de gases (Robertson Labo, U.K.). Una muestra representativa señala 55% de alcanos, 22,4% de compuestos aromáticos, 21,9% de compuestos NSO y 0,7% de asfaltenos. La subsecuente caracterización de la fracción alcano por cromatografía de gases-espectrometría de masa (GC-SM) señala una suite de n-alcanos entre C12 y C36, con un máximo en C19. Esta distribución sugiere un origen a partir de materia orgánica bacteriana, algácea y zooplancton. El 'Carbon Preference Index' (CPI), que representa la razón entre los átomos de carbono pares e impares en el intervalo superior de n-parafinas (C24-C-34) tiene un valor de 0,97, indicando que corresponde a petróleo maduro.

## ISOTOPOS DE C EN EL BITUMEN

Las determinaciones isotópicas de C en bitumen fueron realizadas en Inglaterra, tanto en bitumen total (NERC Isotope Geosciences Laboratory, British Geological Survey), como en las diferentes fracciones obtenidas por cromatografía de gases (Robertson Labo). Los valores  $\delta^{13}\text{C}$  en bitumen total (cuatro muestras), fluctúan en intervalo -24,36‰ a -26,10‰ (promedio  $\delta^{13}\text{C} = -25,13\%$ ), siendo coincidentes con los resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenidos en la fracción aromática ( $\delta^{13}\text{C} = -23,50\%$ ) y saturada ( $\delta^{13}\text{C} = -25,63\%$ ) de una muestra representativa.

<sup>1</sup> 1981. Mapa metalogénico pronóstico de la III Región. *Corporación de Fomento de la Producción-Instituto Investigaciones Geológicas* (Inédito), 9 Volúmenes, 3 mapas. Santiago.

TABLA 4. RELACIONES PARAGENÉTICAS DEL BITUMEN, MINERALES DE GANGA Y MINERALES METÁLICOS EN LAS LAVAS OCOÍTICAS MINERALIZADAS.

	ALTERACION LAVAS	FASE HIDROTHERMAL I	FASE HIDROTHERMAL II (mineralización principal)	FASE HIDROTHERMAL III (post mineralización)
Celadonita	=====			
Clorita I	=====			
Clorita II		=====		
Calcita I			=====	
Calcita II				=====
Cuarzo		=====		=====
Feldespato K				=====
Migración del Bitumen		=====		
Grafito y Mesofase			=====	
Pirita		=====		
Calcopirita I			=====	
Calcopirita II				=====
Bornita			=====	
Calcosina			=====	
Tetraedrita				=====

#### ORIGEN Y EDAD DEL ENTRAMPAMIENTO DEL BITUMEN

Los resultados isotópicos,  $\delta^{13}\text{C}$  en el intervalo  $-23,50\text{‰}$  y  $-26,10\text{‰}$ , así como la composición determinada por cromatografía de gases, señalan que el bitumen presente en las lavas tuvo su fuente de origen en materia orgánica marina. Las características texturales, modo de ocurrencia y temperatura de formación, permiten clasificar el bitumen presente en las lavas de la Formación Pabellón como migrabitumen hidrotermal, es decir formado a partir de hidrocarburos que fueron movilizados por soluciones hidrotermales desde una roca madre que ya había alcanzado una maduración diagenética suficiente (catagénesis) para generar petróleo líquido. Como la ocurrencia del bitumen tiene un fuerte control estructural y litológico (se encuentra asociado a las lavas ocoíticas a lo largo del eje de la cuenca cretácica en una extensa región), probablemente, las estructuras que controlaron su emplazamiento fueron las mismas que controlaron la erupción de las lavas ocoíticas y la subsecuente alteración hidrotermal regional.

Para que una roca madre empiece a generar petróleo líquido, en el comienzo de la llamada 'ventana de generación de petróleo', debe haber alcanzado una profundidad de enterramiento del orden de 2 km, con un gradiente térmico de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ . Sin embargo, es probable que la secuencia subyacente de rocas calcáreas haya visto acrecentado su grado de madurez térmica por los procesos eruptivos que dieron origen al derrame de las lavas ocoíticas en el piso de la cuenca marina cretácica.

Si se consideran las unidades que infrayacen a las lavas de la Formación Pabellón, las rocas con mayor potencial de roca madre son las calizas bituminosas y algáceas de la Formación Nantoco. Al momento de la erupción de las lavas, esas rocas no habían alcanzado un enterramiento suficiente como para entrar en la ventana de generación de petróleo, sin embargo, un calentamiento adicional, provocado por la actividad hidrotermal asociada al derrame de las lavas, podría haber acelerado su maduración térmica, provocando la destilación de hidrocarburos a partir de la materia orgánica primaria. Los hidrocarburos así generados habrían sido colectados y movilizados por fluidos hidrotermales,

como lo demuestra la asociación bitumen-clorita-pirita, emplazándose en vesículas y vetillas de las lavas cuando éstas aún estaban en superficie. Estudios en curso, basados en la comparación de las razones isotópicas y en biomarcadores determinados mediante cromatografía de gases, tanto en la materia orgánica primaria de esas calizas, como en el bitumen contenido en las lavas, permitirán confirmar o descartar si las calizas ricas en materia orgánica de la Formación Nantoco fueron la fuente de origen del migrabitumen presente en las lavas.

Si consideramos la notable ocurrencia de lavas ocoíticas con bitumen a lo largo de la cuenca cretácica (por más de 70 km de afloramiento continuo en el área de Copiapó y en afloramientos aislados elongándose en una distancia de más de 900 km, entre Copiapó y San Fernando), debemos aceptar que el emplazamiento del bitumen fue 'dirigido' y 'selectivo' a las lavas ocoíticas. Este razonamiento permite postular que la migración de hidrocarburos tuvo que estar controlada por procesos internos de la cuenca, probablemente por las mismas estructuras que controlaron la erupción de las lavas como coladas de fondo en la cuenca marina de trasarco.

Las relaciones paragenéticas de entrecrecimiento del bitumen respecto a la Clorita II (Tabla 4), que puede ser utilizada como geotermómetro, per-

miten precisar que los hidrocarburos fueron emplazados en las lavas junto a soluciones hidrotermales de temperatura en el intervalo 190-300°C. En esta fase precipitó parte de la calcopirita y bornita. Posteriormente, y aparentemente relacionado a focos hidrotermales más locales (e.g., aquellos del distrito San Pedro-Los Cóndores), se produjo una fase mineralizante de mayor temperatura (alrededor de los 350°C), responsable de la grafitización, formación de mesofase y eventual removilización del bitumen previo, y a partir de la cual precipitó calcopirita, bornita-calcosina y tetraedrita. Esta fase habría generado también un cierto grado de destilación del bitumen previo, explicando así las inclusiones de crudo registradas en los minerales hidrotermales de ganga formados después que el bitumen migrara a las lavas.

Como el bitumen estaba presente en la roca antes del influjo hidrotermal mineralizante, su rol principal fue actuar como reductor y gatillador de la precipitación de sulfuros de Cu. Sin embargo, las evidencias de remobilización o liquidificación de ese bitumen previo, debido al calentamiento producido por un influjo hidrotermal posterior, indica que, por lo menos en los 'centros calientes', pudo haber tenido un rol más activo en el transporte de los metales durante la etapa final de la mineralización.

## CONCLUSIONES

A partir del análisis geoquímico se puede concluir que el o los magmas parentales de las lavas del horizonte ocoítico del Cretácico Inferior tenían una afinidad calcoalcalina-transicional, rica en potasio. Altas concentraciones de potasio, también, han sido destacadas en rocas volcánicas cretácicas de las Formaciones Veta Negra y Lo Prado, donde las andesitas han llegado a ser clasificadas como shoshonitas (Vergara *et al.*, 1994; Vergara *et al.*, 1995).

Las lavas ocoíticas fueron eruptadas en un sistema de margen continental activo, donde la corteza continental era, considerablemente, más delgada que la que se presenta hoy día en el área de Copiapó y más semejante a la observada en la actualidad en los Andes del Sur, al sur de la latitud 37°S (30 km). El adelgazamiento cortical sugerido por numerosos autores para el Cretácico Inferior, aparece bien documentado en Chile central (Levi y Aguirre, 1981; Åberg *et al.*, 1984; Mpodozis y Allmen-

ding, 1992; Vergara *et al.*, 1995), donde la erupción de grandes volúmenes de lavas se relaciona con un período fuertemente extensional, responsable de la generación de una 'cuenca marginal abortada'. En ese contexto, las lavas intercaladas en las formaciones Nantoco, Totoralillo y Pabellón representarían la prolongación septentrional de ese sistema. Particularmente para las lavas ocoíticas de la Formación Pabellón, las observaciones de índole estratigráfica señalan que estas lavas se derramaron en un fondo de mar somero, intercalándose en secuencias calcáreas de la fase regresiva final del sistema marino del Cretácico Inferior.

Considerando, además, el espesor promedio del horizonte ocoítico (70 m en el área de Copiapó) y su gran extensión según el eje de la cuenca, es probable, que las lavas ocoíticas hayan sido eruptadas a través de centros alineados a lo largo de fisuras en el piso de la cuenca de trasarco.

La maduración de la materia orgánica en la roca madre (calizas bituminosas de la Formación Nantoco?) se habría visto acentuada por un mayor gradiente térmico debido al adelgazamiento cortical en ese período y la movilización de los hidrocarburos se habría visto favorecida por la circulación de fluidos hidrotermales. Uno de los aspectos más relevantes de la presencia de bitumen en las lavas porfíricas es que, lejos de ser un fenómeno local, se encuentra asociado a la misma litología (lavas porfíricas u 'ocoítas'), en numerosas localidades, prácticamente en toda la extensión de la cuenca del Cretácico Inferior en territorio chileno (Copiapó hasta San Fernando). Esta característica no puede ser pasada por alto al momento de analizar la edad del entrapamiento, por cuanto, necesariamente implica reconocer una cierta 'afinidad' con la roca de caja y no necesariamente una respuesta a un grado favorable de porosidad, ya que en la secuencia cretácica existen variadas litologías más porosas que estas lavas.

El bitumen se emplazó en las lavas transportado por fluidos hidrotermales (190-300°C) como lo demuestran las relaciones texturales de entrecre-

cimiento o precipitación simultánea con clorita rica en Fe (Clorita II) y pirita. La precipitación de los sulfuros de Cu (calcopirita, bornita, calcosina), aportados por un segundo influjo hidrotermal, se vio favorecida por la presencia del bitumen y de la pirita que actuaron como reductores. Esta fase de mayor temperatura, asociada a centros hidrotermales, provocó la grafitización y formación de mesofase en el bitumen, sugiriendo que, en esta etapa, el bitumen pudo tener un rol más activo en el transporte de los metales y, contribuir así, a un mayor enriquecimiento de la mena como se observa en el sector de Quebrada Los Cóndores (Fig. 1), donde existe una marcada concentración de yacimientos con leyes de Cu que fluctúan entre 1,95 y 5,1%.

La persistencia de la presencia de bitumen en las lavas ocoíticas, no sólo en la región de Copiapó, sino que a lo largo de, prácticamente, toda la cuenca del Cretácico Inferior en Chile, sugiere que el metalotecto lavas ocoíticas-bitumen-sulfuros de Cu podría tener una extensión significativa y, a la vez, sugiere, que la presencia de bitumen podría ser utilizada como una guía exploratoria para nuevos yacimientos de Cu.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a L. Aguirre (Universidad de Chile) y F. Camus (CODELCO) por la revisión crítica del manuscrito. Las determinaciones mediante microsonda electrónica fueron realizadas por la colega L. Hernández (Universidad de Concepción, GEA). D. Morata (Universidad de Chile)

colaboró gentilmente con la interpretación composicional de las cloritas. Se agradece especialmente a J. Hermosilla, quien aportó datos inéditos de su memoria (en ejecución). Este trabajo fue financiado por CONICYT a través del Proyecto FONDECYT 1970875.

## REFERENCIAS

- Alt J.C. 1999. Very low-grade hydrothermal metamorphism of basic igneous rocks. *In* Low-Grade Metamorphism (Frey, M.; Robinson, D.; editors). *Blackwell*, p. 168-201.
- Åberg, G.; Aguirre, B.; Levi, B.; Nyström J.O. 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile. *In* Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins (Kokelaar, B.; editor). *Geological Society of London, Special Publication*, Vol. 16, p. 185-193.
- Aguirre, L.; Levi, B.; Nyström, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *In* Evolution of metamorphic belts (Daly, J.S.; Cliff, R.A.; Yardley, B.W.D.; editors). *Geological Society of London, Special Publication*, No. 43, p. 223-232.
- Arévalo, C. 1994. Mapa geológico del Cuadrángulo Los Loros. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo*, No. 6, escala 1:100.000. Santiago.
- Bohlke, J.K.; Alt, J.C.; Muehlenbachs, K. 1984. Oxygen isotope-water relations in altered deep-sea basalts:

- low temperature mineralogical controls. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 21, p. 67-77.
- Cabanis, B.; Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2*, Vol. 2, No. 309, p. 2023-2029.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in Chlorites and Illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, Vol. 23, p. 471-485.
- Cisternas, M.E.; Díaz, L. 1990. Geologic evolution of the Atacama Basin during the Lower Cretaceous. In *Stratabound Ore Deposit in the Andes*. (Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardoso, M.; Cedillo, J.; Frutos, J.; editors). *Springer-Verlag*, p. 495-505. Berlin.
- Cisternas, M.E.; Frutos, J. 1996. Importancia metalogénica del volcanismo extensional del Cretácico Inferior en la región de Copiapó, Chile. In *Congreso Brasileiro de Geologia, No. 39, Anais*, Vol. 7, p. 303-306. Salvador-Bahia.
- Cisternas, M.E.; Hermosilla, J. 1999. Paragénesis mineral en metalotecto 'Lavas con Bitumen', Cretácico Inferior, Región de Atacama, Chile. In *Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, No. 1, Actas*, p. 79-84. Serra Negra, Brasil.
- Cisternas, M.E.; Galindo, E.; Nova, A.; Bassi, M. 1999. Caracterización geoquímica y petrológica de las lavas de ambiente de trasarco en la cuenca del Cretácico Inferior de Atacama, Chile. In *Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, No. 1, Actas*, p. 59-64. Serra Negra, Brasil.
- Corvalán, J. 1974. Estratigrafía del Neocomiano marino de la región al sur de Copiapó. Provincia de Atacama. *Revista Geológica de Chile*, No. 1, p. 13-36.
- Cullers, R.; Graf, J. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In *Rare earth elements geochemistry* (Henderson, P.; editor), *Developments in geochemistry 2, Elsevier*, p. 275-316. Amsterdam.
- Floyd, P.A.; Winchester, J. A. 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, Vol. 21, p. 291-306.
- Frey, M.; Robinson, D. 1999 (eds.) *Low-Grade Metamorphism*. *Blackwell Science Ltd.*, 313 p.
- Frimmel, H.E. 1997. Chlorite Thermometry in the Witwatersrand Basin: Constrains on the Paleoproterozoic Geotherm in the Kaapvaal Craton, South Africa. *Journal of Geology*, Vol. 105, p. 601-615.
- Galindo, E. 1998. Petrografía y geoquímica de las lavas ocoíticas de la Formación Pabellón (Grupo Chañarcillo). III Región de Atacama. Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*, 130 p.
- Gill, J.B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. *Springer-Verlag*, 390 p. Berlin-Heidelberg.
- Gize, A.P. 1993. The Analysis of Organic Matter in Ore Deposits. In *Bitumens in Ore Deposits* (Parnell, J.; Kucha, H.; Landais, P.; editors). *Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Special Publication, No. 9, Springer-Verlag*, 520 p. Berlin-Heidelberg.
- Levi, B. 1970. Burial metamorphic episodes in the Andean geosyncline, Central Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. 59, p. 994-1013.
- Levi, B.; Aguirre, L. 1981. Ensialic spreading-subsidence and the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 138, p. 75-81.
- Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J.O. 1982. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 80, p. 49-58.
- Levi, B.; Nyström, J.O.; Thiele, R.; Åberg, G. 1988. Geochemical trends in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Science*, Vol. 1, No. 1, p. 63-74.
- Levi, B.; Aguirre, L.; Nyström, J.O.; Padilla, H.; Vergara, M. 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 7, p. 487-495.
- Macleay, W.H.; Barrett, T.J. 1993. Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 48, No. 2, p. 109-133.
- Marschik, R. 1996. Cretaceous Cu (-Fe) mineralization in the Punta del Cobre belt, northern Chile. Thèse (Unpublished), *Université de Genève, Département de Minéralogie*, 200 p.
- Mpodozis, C.; Ramos, V. A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Erickson, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editors). *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series*, Vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C.; Allmendinger, R. 1992. Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 167-197.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Vol. 38, p. 757-775.
- Ohta, E.; Yajima, J. 1988. Magnesium to Iron Ratio of Chlorite as Indicator of Type of Hydrothermal Ore Deposits. *Mining Geology, Special Issue*, No. 12, p. 17-22.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental basalts and mantle xenoliths* (Hawkesworth C.J.; Norry, M.J.; editors). *Shiva*, p. 230-249. Nantwich.
- Pérez, E.; Cooper, M.; Covacevich, V. 1990. Aptian

- ammonite-based age for the Pabellón Formation, Atacama Region, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 181-185.
- Schiffmann, P.; Fridleifsson, G.O. 1991 The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Neajavellir Geothermal Field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigation. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 9, p. 679-696.
- Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. *Instituto Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 24, 58 p.
- Segerstrom K.; Parker, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos. Provincia de Atacama. *Instituto Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 2, 33 p. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- Segerstrom, K.; Thomas, H.; Tilling, R.I. 1963. Cuadrángulo Pintadas. Provincia de Atacama. *Instituto Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 12, 53 p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago.
- Segerstrom, K.; Moraga, A. 1964. Cuadrángulo Chañarillo. Provincia de Atacama. *Instituto Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 13, escala 1:50.000, 50 p. Santiago.
- Seyfried, W.E.; Shanks, W.C.; Dibble, W.E. 1978. Clays mineral formation in DSDP Leg 34 basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 41, p. 265-276.
- Stakes, D.S.; O'Neil, J.R. 1982. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 57, p. 285-304.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 2, 86 p. Santiago.
- Vergara, M.; Nyström, J.O. 1996. Geochemical features of Lower Cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, Central Chile (31°-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 1, p. 97-106.
- Vergara, M.; Levi, B.; Nyström, J.O.; Fonseca, E.; Roeschmann, C. 1994. Variation in Lower Cretaceous secondary mineral assemblages and thermal gradients across the Andes of central Chile (30-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 21, No. 2, p. 295-302.
- Vergara, M.; Levi, B.; Nyström, J.O.; Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, No. 12, p. 1427-1440.
- Wilson, N.S.F.; Zentilli, M. 1997. Copper sulfides formed in a degraded petroleum reservoir of the Cretaceous Andean arc basin, Central Chile. *In Geofluids II, Extended Abstracts*, (J.P. Hendry *et al.*; editors), p. 488-491.
- Wilson, N.S.F.; Zentilli, M. 1998. The Formation of Stratabound Copper Deposits in Degraded Petroleum Reservoir, Central Chile. *The Gangue*, No. 57, p. 16-17.
- Wilson, N.S.F. 1998. The Role of Petroleum in the Formation of the El Soldado Copper Deposit, Chile: Hydrothermal Replacement of a Biograded Petroleum Reservoir. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Dalhousie University*, 418 p.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 50, p. 11-30.
- Wood, D.; Joron, J.-T.; Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. 45, p. 326-336.
- Zentilli, M.; Boric, R.; Munizaga, F.; Graves, M.C. 1994. Petroleum involvement in the genesis of some stratabound copper deposits of Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 2, p. 1542-1546. Concepción.
- Zentilli, M.; Munizaga, F.; Graves, M.C.; Boric, R.; Wilson, N.S.F.; Mukhopadhyay, P.; Snowdon, L.R. 1997. Hydrocarbon Involvements in the genesis of Ore Deposits: an example in Cretaceous strata-bound (manto-Type) Copper Deposits of Central Chile. *International Geology Review*, Vol. 39, p. 1-21.