

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE ROCAS IGNEAS ASOCIADAS CON PORFIDOS CUPRIFEROS CHILENOS

LEOPOLDO LOPEZ E.

Univ. Chile, Depto. Geol. y Geofís., Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

RESUMEN

Las rocas ígneas calcoalcalinas asociadas en el espacio y en el tiempo con depósitos cupríferos cenozoicos, tipo pórfido, presentan, generalmente, patrones de tierras raras muy fraccionados, con contenidos de tierras raras pesadas inferiores a diez veces el contenido condritico promedio. Estas rocas están distribuidas, principalmente, en los Andes Centrales (16°S-28°S) y en el sector septentrional (33°S-37°S) de los Andes del Sur. Tal característica geoquímica no es común en rocas ígneas del sector meridional de los Andes del Sur (37°S-46°S), en donde no se han reconocido pórfidos cupríferos de edad cenozoica.

Los patrones de tierras raras de estas rocas sugieren la participación de granate como fase residual en la fuente y el fraccionamiento de hornblenda en las etapas finales de la evolución magmática. Ambas fases parecen no ser relevantes ni en la génesis ni en la evolución de la mayoría de los magmas que originaron a las rocas ígneas cenozoicas, del sector meridional de los Andes del Sur.

La similitud en los patrones de tierras raras exhibida por las rocas analizadas, asociadas con mineralización cuprífera contrasta con sus diferencias en los contenidos de Cu, sugiriendo que la abundancia de este último elemento no está relacionada con una fuente rica en Cu, sino con procesos hidrotermales activos durante las etapas tardías de la evolución magmática.

ABSTRACT

Cenozoic igneous calc-alkaline rocks associated in space and time with Chilean porphyry-copper deposits generally have fractionated REE patterns with HREE less than ten times chondrites. These rocks are distributed mainly in the Central Andes (16°S-28°S) and in the Southern Andes between about 33°S-37°S. Such geochemical feature is uncommon in the 37°S-46°S Southern Andean igneous rocks, where Cenozoic porphyry-copper deposits have not been recognized.

The involvement of garnet as a residual phase in the source and the fractionation of hornblende in the late-stage of the magmatic evolution are suggested by the REE patterns. Both phases seem not to be important in the genesis and evolution of most of the 37°S-46°S southern Andean Cenozoic igneous rocks.

The similarity in REE abundance patterns of the analyzed rocks associated with copper mineralization contrasts with their differences in Cu contents, suggesting that the abundance of the latter element is not related to a Cu-rich source, but to hydrothermal processes active during the late-stages of the magmatic evolution.

INTRODUCCION

Los pórfidos cupríferos chilenos de edad cenozoica están asociados con rocas volcánicas o plutónicas calcoalcalinas y se distribuyen principalmente en una franja discontinua de dirección aproxi-

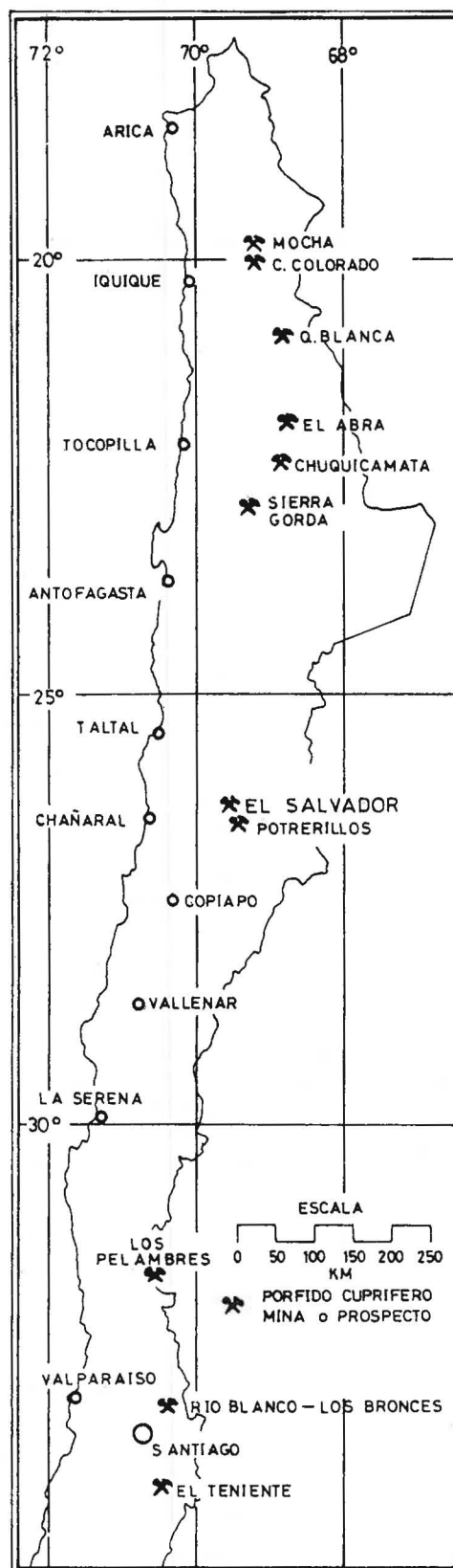
mada norte-sur, formando parte del flanco occidental de la Cordillera Andina Principal (Fig. 1). En el sector septentrional de esta franja (18°S-28°S), los pórfidos son de edad terciaria inferior; en el

sector meridional (31°S - 34°S) son de edad terciaria superior.

Un aspecto de interés en el estudio de los pórfidos cupríferos es el que concierne a su génesis y al posible rol desempeñado en ella por los procesos de subducción. Algunos autores, como Mitchell y Garson (1972), Sillitoe (1972a, b), Oyarzún y Frutos (1975, 1980) y Gustafson (1979) postularon que los pórfidos cupríferos son una consecuencia de tales procesos. La corteza oceánica subducada sería la fuente principal del metal, el cual se incorporaría, posteriormente, a los magmas calcoalcalinos, que se generarían a lo largo de la zona de subducción o en el manto subcontinental. Sin embargo, aun cuando la mayoría de los pórfidos cupríferos están distribuidos en franjas, que a menudo coinciden con márgenes continentales, existen casos, como el de la franja mineralizada de Colorado (EE.UU.), en que los depósitos están localizados lejos de un margen continental activo, o el del cordón de las Cascadas (EE.UU.), en que los depósitos se ubican en un área que, aparentemente, carece de una zona de subducción, o como el caso del yacimiento Ok Tedi de Nueva Guinea, en que el depósito está desplazado en relación a la zona de subducción postulada (Sillitoe, 1972a; Lowell, 1980).

Con la excepción del yacimiento Los Pelambres ($31^{\circ}42'\text{S}$), los pórfidos cupríferos chilenos de edad cenozoica se ubican en áreas donde estudios sísmicos (Stauder, 1973; Swift y Carr, 1975; Barazangi e Isacks, 1976) demostraron la existencia de una zona de subducción actual, que mantea al este, con un ángulo que varía entre 25° y 30° , y estudios gravimétricos (Kausel y Lomnitz, 1969; James, 1971) señalaron para la corteza continental un grosor superior a los 40 km. El yacimiento Los Pelambres se localiza, en cambio, en una zona donde el ángulo de subducción actual es de unos 10° . En áreas como el sector meridional de los Andes del Sur (37°S - 46°S), donde el ángulo de subducción y el grosor de la corteza continental son respectivamente inferiores a 25° y 40 km, no se han reconocido pórfidos cupríferos cenozoicos.

FIG. 1. Distribución geográfica de los principales pórfidos cupríferos chilenos (según Gustafson y Hunt, 1975).



En este trabajo se dan a conocer datos de elementos trazas, obtenidos en muestras de rocas ígneas de los yacimientos cupríferos El Abra (21° 55'S) y El Salvador (26° 15'S). Con estos datos, y datos similares, obtenidos anteriormente en rocas granodioríticas del yacimiento Río Blanco-Los

Bronces (López y Vergara, 1982), se discutirá el posible rol desempeñado por la interacción de las placas oceánicas de Nazca y continental Sudamericana en el génesis y evolución de los magmas asociados con pórfidos cupríferos chilenos de edad cenozoica.

RESEÑA PETROGRAFICA

La geología del yacimiento El Abra fue analizada en detalle por Ambrus (1977). La muestra OP-8, de este yacimiento, es una roca de composición granodiorítica, perteneciente al pórfido Ojo de Gallo. Su textura es porfírica, con fenocristales de plagioclasa (25%) y ortoclasa (5%). Su masa fundamental es aplítica, siendo epidota y clorita los principales minerales de alteración.

Las muestras restantes provienen del nivel 2400 del yacimiento El Salvador. La geología de este yacimiento fue tratada en detalle por Gustafson y Hunt (1975). Las muestras OP-1 y OP-6 pertenecen al Pórfido X. OP-1 presenta alteración potásica media y textura pseudoporfírica, con fenocristales de oligoclasa, feldespato alcalino peritítico y biotita alterada a clorita. Su masa fundamental contiene cuarzo anhedral y, en forma diseminada, minerales de alteración como anhidrita, sericita, calcita, clorita y biotita. La muestra OP-6 presenta alteración potásica débil y textura hipidiomorfa-granular con cristales de plagioclasa (50%) alterada a sericita, feldespato alcalino (30-40%), cuarzo (>10%) y biotita, probablemente primaria, alterada parcialmente a clorita. Anhidrita, calcita, biotita y trazas de muscovita aparecen, también, como minerales de alteración.

Las muestras OP-2 y OP-3 pertenecen al Pórfido L. Ambas presentan alteración débil. La textura de la primera es hipidiomorfa-granular, con cristales de plagioclasa (50%) alterados a sericita,

ortoclasa y cuarzo (20%) y biotita primaria alterada, parcialmente, a clorita. Trazas de anhidrita y calcita aparecen, también, como minerales de alteración. La muestra OP-3 presenta, en cambio, textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (60%), biotita (>10%), probablemente primaria, alterada en parte a clorita y cristales relictos de hornblenda, alterados a calcita. Su masa fundamental incluye cuarzo y biotita. Anhidrita y biotita (?) aparecen, también, como minerales de alteración.

Las muestras OP-4 y OP-5 son andesitas con textura hipidiomorfa-granular, que contienen plagioclasa tipo albita (20-60%), alterada parcialmente a calcita y sericita, feldespato alcalino peritítico (30-35%), cuarzo (≥10%) y biotita (~10%). Como minerales de alteración aparecen, además, y en forma diseminada, biotita, anhidrita y clorita. En OP-5, el cuarzo se presenta, también, en vetillas, atravesando cristales de plagioclasa, o en forma de cuarzo anhedral, rellenando espacios.

La muestra OP-7 representa a una riolita intrusiva de textura porfírica, que contiene fenocristales de feldespato alcalino microperitítico alterados a sericita. Su masa fundamental es felsítica con cristales, anhedrales y corroídos, de cuarzo. Como accesorios aparecen óxidos de hierro.

Todas las muestras del yacimiento El Salvador presentan pirita sea en guías (OP-1 a OP-6) o diseminada (OP-7).

ANTECEDENTES ISOTOPICOS

Las razones isotópicas de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de un sistema ígneo en combinación con sus razones isotópicas de neodimio ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) se han constituido, últimamente, en una herramienta de gran utilidad en la indagación tanto de la naturaleza de la fuente que dio origen al sistema como de

los procesos relacionados con su génesis y evolución.

Las razones isotópicas de Sr, obtenidas en rocas intrusivas asociadas con los depósitos cupríferos de El Salvador y Río Blanco-Los Bronces, fluctúan entre 0,7037 y 0,7042 (Gustafson, 1979; Halpern,

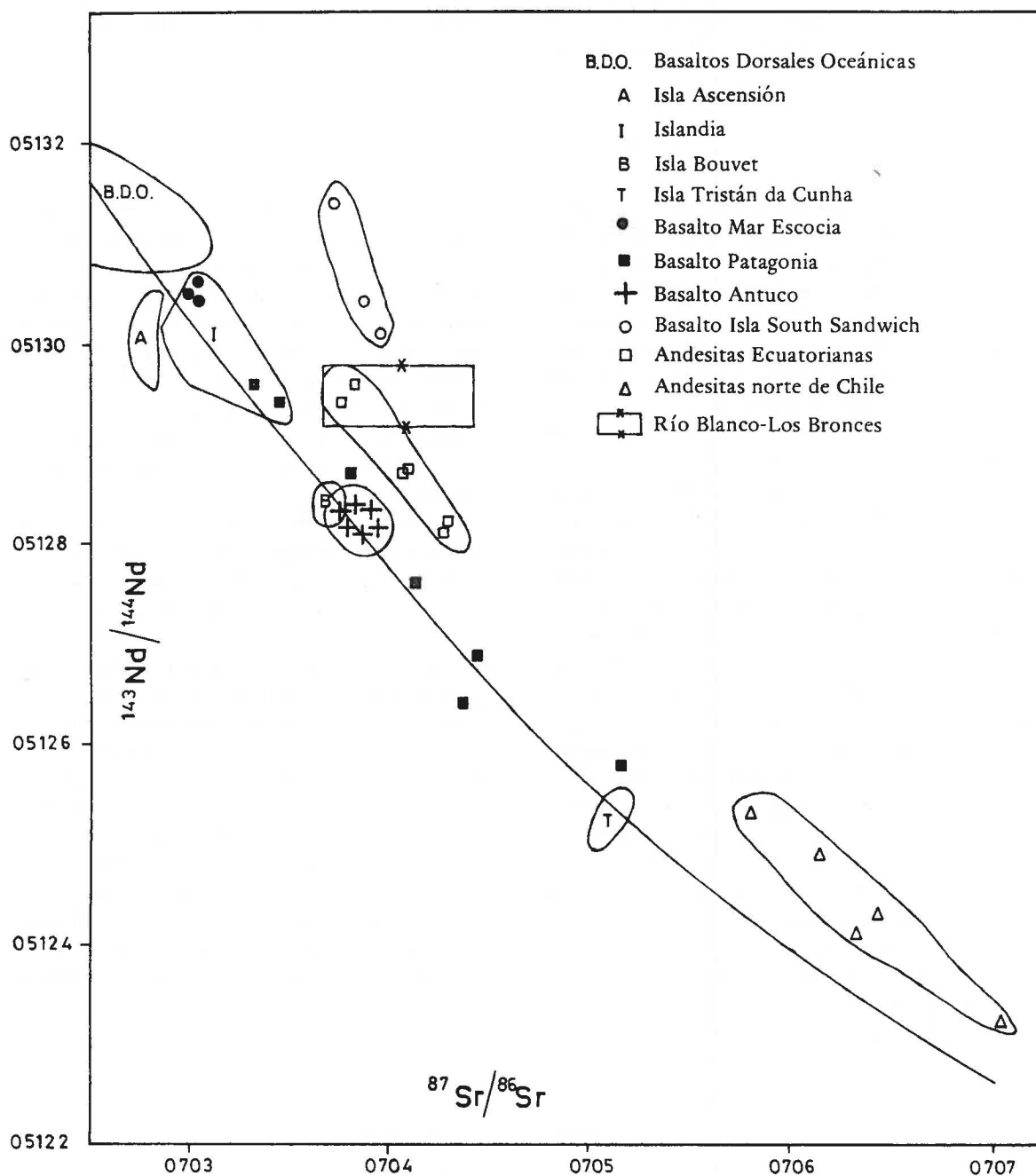


FIG. 2. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas de diferentes ambientes geológicos (Hawkesworth *et al.*, 1979). La línea sólida representa la tendencia seguida por rocas con evidente origen en el manto. Los datos correspondientes a Río Blanco-Los Bronces están referidos en el texto. Los datos del volcán Antuco fueron obtenidos por Hickey *et al.* (1982).

1979). Estos valores son bajos en comparación con el rango isotópico (0,7051-0,7133) presentado por rocas volcánicas plio-cuaternarias de los Andes Centrales (James *et al.*, 1976; Francis *et al.*, 1977; Klerkx *et al.*, 1977; Deruelle, 1979; James, 1981; Hawkesworth *et al.*, 1982), pero son similares a los obtenidos en rocas volcánicas plio-cuaternarias de los Andes del Sur (Munizaga y Mantovani, 1976; Klerkx *et al.*, 1977; Drake, 1981).

Datos isotópicos de Nd son aún escasos en rocas ígneas cenozoicas de los Andes Centrales y del Sur, y los únicos conocidos hasta el momento en rocas ígneas asociadas con mineralización cuprífera, son los obtenidos por Tilton (*in* Drake, 1981) en rocas granodioríticas del yacimiento cuprífero Río Blanco-Los Bronces. La relación entre las razones isotópicas de Nd de estas rocas, cuyos valores fluctúan entre 0,512860 y 0,512890, y las de Sr es similar a la obtenida por Hawkesworth *et al.* (1979) en andesitas cuaternarias de Ecuador (Fig. 2), observándose que, para una razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dada, las rocas granodioríticas del yacimiento Río Blanco-Los Bronces, al igual que las andesitas de Ecuador, son más ricas en Sr radiogénico que las rocas volcánicas derivadas de magmas originados en el manto suboceanico.

Datos isotópicos de Pb han sido obtenidos en rocas ígneas asociadas con el yacimiento Río Blan-

co-Los Bronces (Tilton, *in* Drake, 1981) y en dos muestras del yacimiento El Salvador (Tilton *et al.*, 1981). Una de estas dos últimas muestras (ES 35) proviene del nivel 2400 y la otra (Z-534 B) carece de localización precisa, pero tiene rasgos típicos de las vetas tardías tipo D del yacimiento. Los datos isotópicos de Pb de estas dos últimas muestras ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,511$ y $18,529$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,593$ y $15,620$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,444$ y $38,523$, respectivamente) son similares a los de Río Blanco-Los Bronces ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,600$ - $18,636$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,608$ - $15,624$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,527$ - $38,545$) y, junto con los obtenidos por Tilton y colaboradores en otros cuatro yacimientos del Paleoceno-Eoceno en el sector 26°S - 28°S de los Andes Centrales, revelan: a) que las razones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se correlacionan positivamente con la razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b) que los valores isotópicos de Pb de las menas no se correlacionan con la edad y naturaleza de las rocas que constituyen el basamento preandino y son similares a los presentados por rocas ígneas coevales del área; y c) que las líneas de regresión de los diagramas de correlación se ubican en un nivel notablemente superior al de los sedimentos pelágicos y rocas volcánicas oceánicas de la placa de Nazca.

ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

Los contenidos en elementos mayores y trazas de las muestras de rocas ígneas de los yacimientos El Abra y El Salvador, que se discuten en este trabajo, se muestran en la tabla 1. La figura 3 muestra los contenidos de Ba, Sr y tierras raras de estas muestras, normalizados en relación al contenido condrito promedio. La tabla 2 tiene un carácter comparativo. En ella se incluyen datos de elementos mayores y trazas, obtenidos en muestras de intrusivos de los yacimientos El Abra (este trabajo), El Salvador (Gustafson, 1979) y Río Blanco-Los Bronces (López y Vergara, 1982), junto con datos similares obtenidos en andesitas plio-cuaternarias andinas, asociadas geográficamente con dichos yacimientos. Esta tabla incluye, además, la composición química promedio, según Taylor (1969), de las granodioritas circumpacíficas. La figura 4 compara los patrones de Ba-Sr-tierras raras, exhibidos por rocas (o promedio de rocas)

intrusivas de los yacimientos El Abra, El Salvador y Río Blanco-Los Bronces, con los presentados por las andesitas plio-cuaternarias antes mencionadas.

Aunque el escaso número de muestras estudiadas impide dar una detallada caracterización geoquímica de las rocas ígneas asociadas con los yacimientos mencionados, destacan los siguientes rasgos:

La muestra de El Abra (OP-8) es la que más se asemeja a la composición, en elementos mayores, del promedio de las granodioritas circumpacíficas, y su composición queda enmarcada, también, dentro de la composición que presentan andesitas plio-cuaternarias de la zona en que se ubica el yacimiento. En cambio, las muestras de intrusivos y andesitas de El Salvador presentan contenidos de SiO_2 comparativamente más bajos. En algunas de ellas (OP-6, OP-4 y OP-5) estos valores compati-

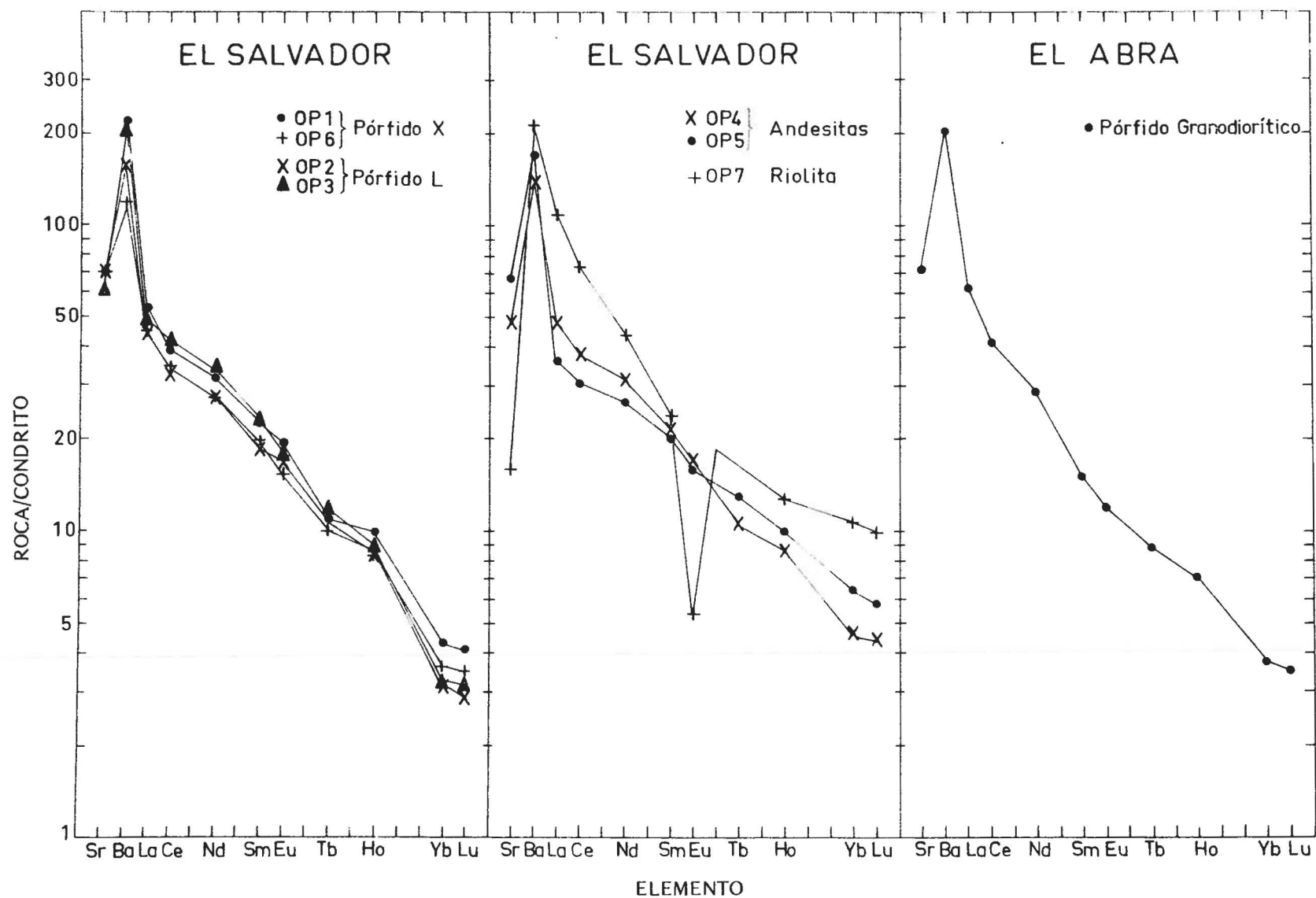


FIG. 3. Patrones de elementos trazas, normalizados respecto al contenido condritico promedio, de rocas ígneas de los yacimientos El Abra y El Salvador, analizadas en este trabajo.

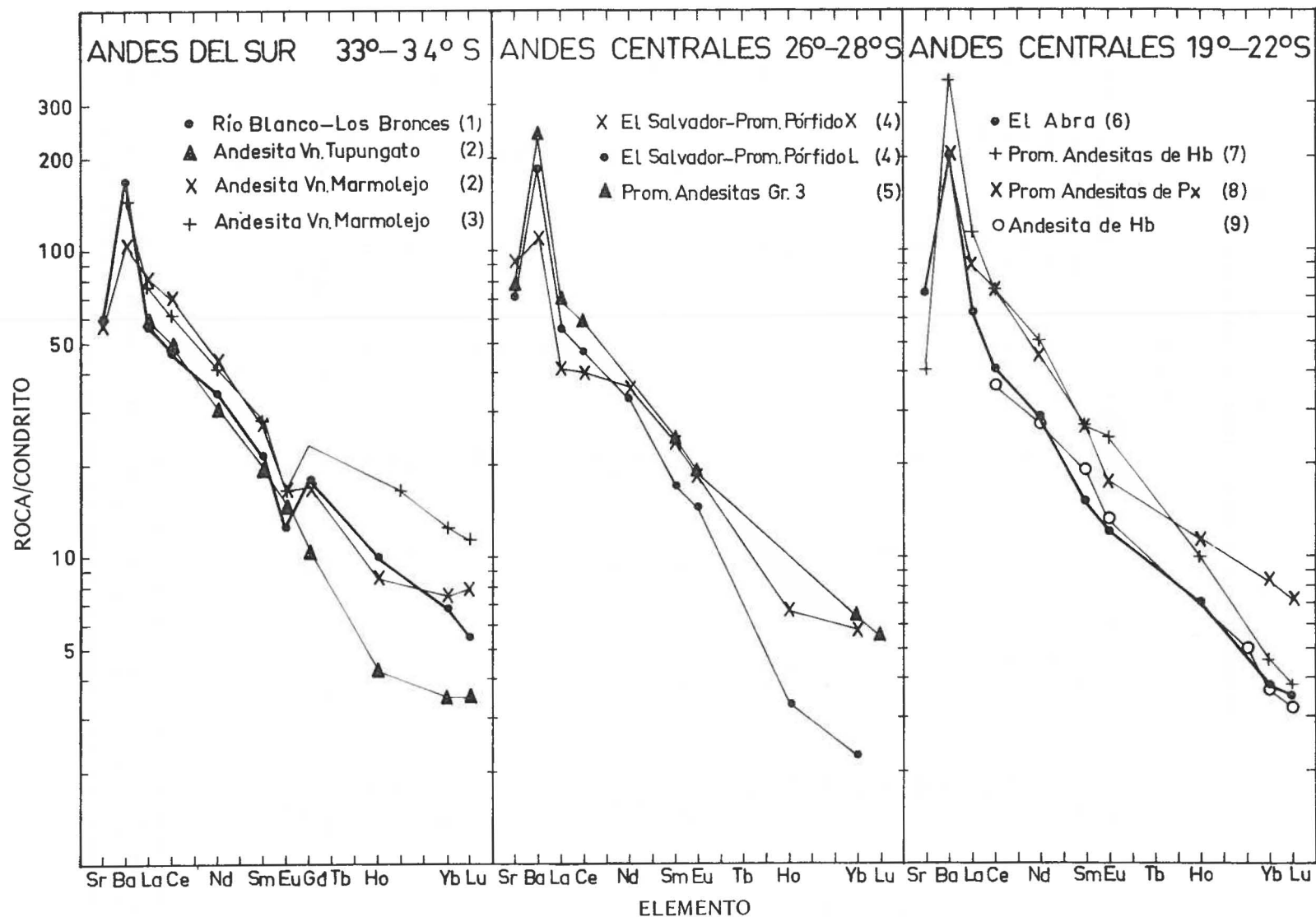


FIG. 4. Patrones de elementos trazas, normalizados respecto al contenido condritico promedio, de intrusivos asociados con mineralización cuprífera en tres diferentes áreas de Chile. Por comparación, se muestran los patrones respectivos de rocas andesíticas plio-cuaternarias, asociadas geográficamente con dichos intrusivos. Los datos se presentan en la tabla 2. La curva correspondiente al yacimiento Río Blanco-Los Bronces es el promedio de las muestras G29-G30.

TABLA 1. ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS EN ROCAS IGNEAS DE LOS YACIMIENTOS CUPRIFEROS EL ABRA Y EL SALVADOR

	El Abra	El Salvador						
	Pórfido	Pórfido X		Pórfido L		Andesitas		Riolita
S	OP- 8	OP- 1	OP- 6	OP- 2	OP- 3	OP- 4	OP- 5	OP- 7
SiO ₂	65,40	61,60	55,00	57,20	63,50	50,90	57,00	75,10
TiO ₂	0,79	1,11	0,88	1,11	0,70	1,28	0,84	0,19
Al ₂ O ₃	16,70	18,78	17,35	17,14	16,87	18,02	17,47	11,86
ΣFeO	3,78	3,74	3,50	3,76	3,64	5,80	3,38	3,24
MnO	—	—	—	0,01	—	—	—	—
MgO	1,37	2,02	3,02	2,34	1,61	5,04	3,02	0,08
CaO	3,09	4,77	5,61	5,61	4,21	4,49	5,53	0,40
Na ₂ O	4,68	4,35	4,27	4,27	4,35	4,92	5,50	3,06
K ₂ O	2,30	1,70	2,95	1,90	1,98	4,29	2,40	4,96
P ₂ O ₅	0,24	0,11	0,19	0,49	0,06	0,25	0,13	—
Mg/Mg+ ΣFe	0,39	0,49	0,65	0,42	0,44	0,62	0,66	0,04
Sc	5,40	9,95	6,44	8,64	5,71	8,72	25,03	2,35
Cr	120,5	55,5	56,0	63,5	54,8	53,8	27,8	189,7
Co	10,3	11,8	6,7	16,6	9,7	9,7	20,4	2,3
Ni	34	27	25	25	32	21	25	19
Rb	62	42	62	69	61	94	51	123
Sr	787	766	774	783	696	517	744	173
Ba	710	749	410	554	720	475	585	740
La	20,8	17,9	15,4	15,0	16,4	15,9	11,9	36,4
Ce	36,2	34,5	30,1	29,0	36,9	33,3	26,9	65,3
Nd	17,2	19,2	16,5	16,5	20,7	18,8	15,8	26,4
Sm	2,72	4,13	3,52	3,41	4,23	3,87	3,62	4,29
Eu	0,83	1,35	1,05	1,18	1,24	1,18	1,10	0,37
Tb	0,42	0,52	0,47	—	0,56	0,49	0,61	—
Ho	0,5	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,9
Yb	0,75	0,86	0,73	0,64	0,66	0,91	1,28	2,14
Lu	0,12	0,14	0,12	0,10	0,11	0,15	0,20	0,34
Zr	103	104	116	82	100	93	90	186
Hf	3,4	3,8	2,4	4,3	4,2	3,4	2,9	6,9
Ta	0,9	—	0,7	1,3	1,2	0,8	—	2,4
Th	4,5	21	1,1	1,9	2,8	2,0	0,9	17,0
U	1,7	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	5,0
Cu	1600	780	3750	174	38	2500	5500	416
Mo	12	55	130	—	—	40	52	5
Zn	101	27	32	37	22	61	31	22
Pb	19	4	3	7	2	5	5	8
Y	7	7	11	7	6	15	11	22
Ga	23	25	21	27	26	25	23	15

Los óxidos están expresados en “% en peso” y los elementos trazas en “ppm”. Los elementos mayores y los elementos trazas, Ni, Rb, Sr, Zr, Cu, Mo, Zn, Pb, Y y Ga, fueron obtenidos por Guerra (1978). El resto de los elementos trazas fueron determinados en este estudio mediante activación neutrónica instrumental. La precisión y exactitud de los datos obtenidos por este método de análisis han sido discutidos por López *et al.* (1981).

bilizan con razones $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ altas. Sin embargo, los contenidos relativamente altos de K_2O y la evidente alteración sericitica que exhiben dichas muestras, hace pensar que una fracción del silicio original fue lixiviado durante el metasomatismo potásico.

A pesar de la gran diferencia de edad existente entre los intrusivos asociados con la mineralización cuprífera de El Abra (33-35 m. a., Quirt *et al.*, 1971; Ambrus, 1977), El Salvador (39-41 m. a.; Quirt *et al.*, 1971; Gustafson, 1979) y Río Blanco-Los Bronces (5-13 m. a.; Quirt *et al.*, 1971; Vergara y Drake, 1979; Vergara *et al.*, 1980), todos ellos se caracterizan por presentar patrones normalizados de tierras raras bastantes fraccionados ($La = 40-80 \times$ condritos; $Yb < 10 \times$ condritos) (Figs. 3 y 4). Las muestras con patrones menos fraccionados exhiben anomalías negativas de Eu, anomalías que tienden a desaparecer en las muestras con patrones más fraccionados. Tendencias similares se observan en rocas volcánicas pliocuaternarias de los Andes Centrales y del sector septentrional de los Andes del Sur (33°S-37°S) asociadas, geográficamente, con tales yacimientos.

La relativa homogeneidad observada en los patrones de tierras raras de las muestras de intrusivos y andesitas de El Salvador (Fig. 3; Tabla 1) no se compadece con las diferencias observadas en sus contenidos de Cu, sugiriendo que los procesos que controlan la conducta de las tierras raras no tienen el mismo efecto sobre el comportamiento del Cu.

En comparación con el resto de las rocas analizadas, la riolita presenta contenidos bajos de Sc y Co y es notablemente más rica en Cr. Tiene, asimismo, un contenido relativamente alto de Rb y una razón Sr/Ba comparativamente baja (0,23). Su contenido relativamente bajo de Sr va aparejado con un notorio empobrecimiento de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0,26$), evidenciando que el magma que la originó experimentó un fraccionamiento importante de plagioclase. Esta muestra se caracteriza, además, por estar enriquecida en tierras raras y presentar una razón normalizada La/Sm comparativamente más alta (Fig. 3). Su contenido más alto en tierras raras pesadas hace dudar de la participación del granate en la génesis del magma del cual deriva. El enriquecimiento relativo en tierras raras va acompañado por un enriquecimiento relativo en elementos de radio iónico grande (Zr, Hf, Ta, Th y U). El contenido de Cu de esta muestra (416 ppm) supera en dieciseis veces al contenido de Cu que presenta el promedio de las granodioritas circum-pacíficas.

Otros aspectos de la geoquímica de los intrusivos de El Salvador ha sido discutida por Gustafson (1979) y, en un interesante trabajo recientemente publicado, Baldwin y Pearce (1982) proponen el uso de los elementos trazas, en particular del Y, Mn y Th, como un medio para discriminar entre intrusiones porfíricas productivas y no productivas.

PETROGENESIS Y DISCUSION

La zona de margen continental activo, en la que están ubicados los pórfidos cupríferos chilenos, se caracteriza, en general, por presentar rocas ígneas cenozoicas con hornblenda modal, patrones normalizados de tierras raras muy fraccionados (Figs. 3 y 4) y una abundancia en tierras raras pesadas inferior a diez veces el contenido condritico promedio. Esta zona comprende los Andes Centrales y el sector septentrional de los Andes del Sur (33°S-37°S). En el sector meridional de los Andes del Sur (37°S-46°S) no se han reconocido pórfidos cupríferos cenozoicos y la actividad ígnea ha originado rocas que, comúnmente, carecen de hornblenda modal y pre-

sentan contenidos de tierras raras pesadas cercanos o superiores a diez veces el contenido condritico promedio (Fig. 5).

Antecedentes sísmicos (Barazangi e Isacks, 1976) y geoquímicos (Palacios y Oyarzún, 1975; López y Frey, 1976; Thorpe *et al.*, 1976; Dostal *et al.*, 1977; López *et al.*, 1977) demuestran que existe una estrecha correlación entre la presencia y características del volcanismo cuaternario de los Andes Centrales y del Sur y la geometría de la zona de subducción. Por otro lado, antecedentes magnéticos y paleontológicos (Sillitoe, 1972a) sugieren que el proceso de subducción ha existido a lo largo del margen occidental sudamericano, por

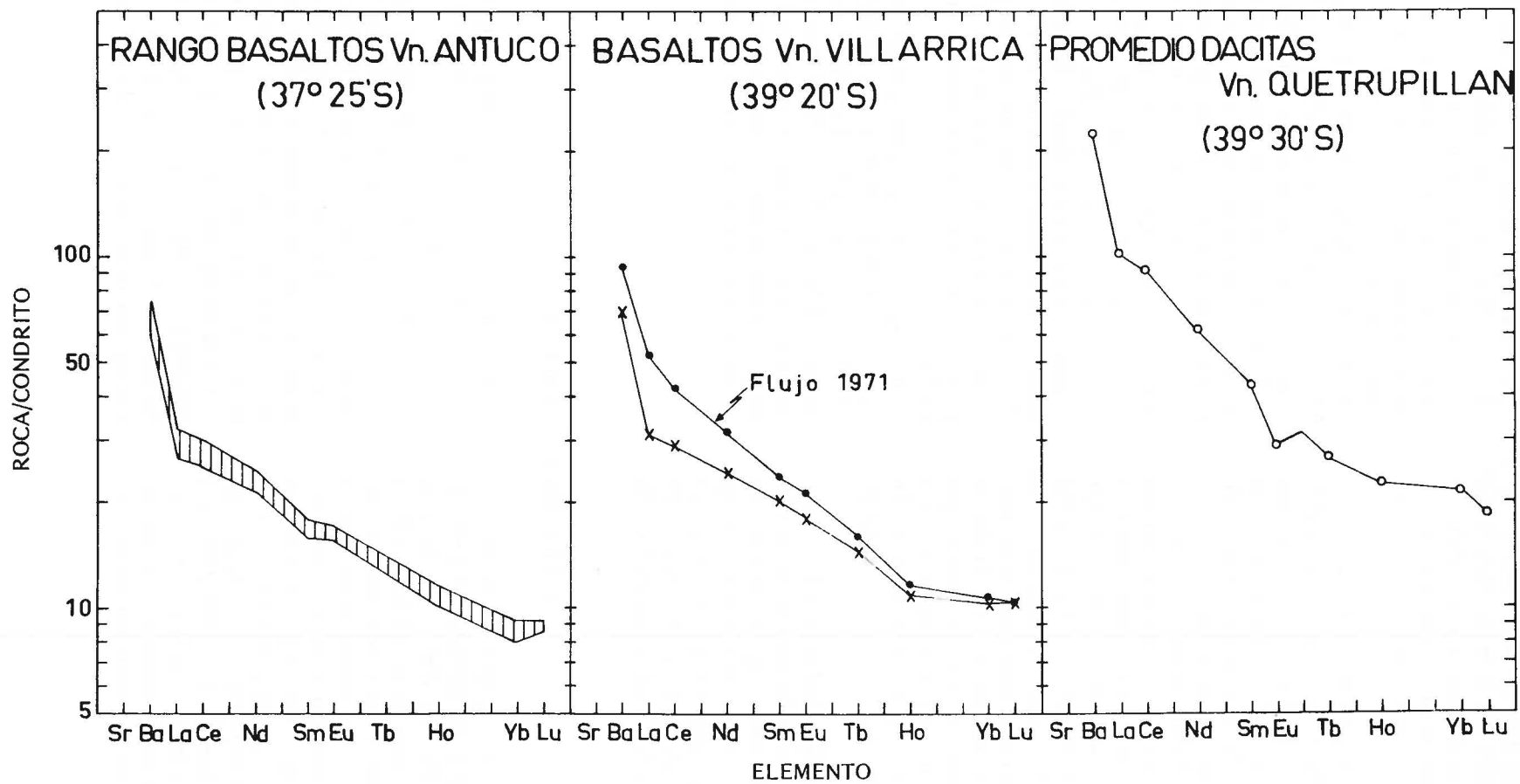


FIG. 5. Patrones de elementos trazas en muestras representativas del volcanismo plio-cuaternario del sector meridional de los Andes del Sur. Los datos del volcán Antoco son de López *et al.* (1981), el resto son datos inéditos del autor.

TABLA 2. ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS EN INTRUSIVOS CENOZOICOS CHILENOS
ASOCIADOS CON MINERALIZACION CUPRIFERA Y EN ANDESITAS RELACIONADAS GEOGRAFICAMENTE

	ANDES DEL SUR 33°S					ANDES CENTRALES 26°S - 28°S			ANDES CENTRALES 19°S - 22°S				Prom. Granodioritas Circumpacíficas
	Río Blanco-Los Bronces Intrusivos		Andesitas			El Salvador Intrusivos		Andesitas	El Abra Intrusivos		Andesitas		
	G29 (1)	G30 (1)	T (2)	M ₁ (2)	M ₂ (3)	X (4)	L (4)	D (5)	OP-8 (6)	PL (7)	ET (8)	Th (9)	(10)
SiO ₂	66,83	61,35	61,23	60,82	60,42	57,91	62,35	60,68	65,40	59,14	59,30	63,30	66,9
TiO ₂	0,67	0,92	0,79	0,65	0,79	0,99	0,64	0,80	0,79	0,94	0,78	0,51	0,57
Al ₂ O ₃	16,08	16,88	16,61	18,04	17,47	16,49	16,33	18,54	17,70	18,03	16,27	16,70	15,7
ΣFeO	5,13	4,60	4,71	4,93	5,61	2,76	4,38	4,64	3,78	5,24	6,14	3,00	3,78
MnO	0,08	0,09	0,09	0,11	—	0,06	0,03	—	—	0,08	0,10	0,05	0,08
MgO	1,31	2,47	3,25	1,84	2,49	2,59	1,70	2,21	1,37	2,13	4,28	1,62	1,57
CaO	1,95	4,51	4,48	5,19	5,57	6,41	4,81	6,14	3,09	4,98	5,99	3,83	3,56
Na ₂ O	4,50	5,85	5,05	4,27	3,67	4,05	4,36	3,98	4,68	4,61	2,95	4,43	3,84
K ₂ O	2,87	2,74	2,11	2,45	2,38	2,29	2,03	1,81	2,30	2,93	2,28	2,78	3,07
P ₂ O ₅	0,25	0,27	0,21	0,32	0,23	0,85	0,34	—	0,24	0,42	0,18	0,22	—
Mg/Mg+ΣFc	0,25	0,40	0,47	0,32	0,37	0,50	0,33	0,38	0,30	0,35	0,49	0,37	0,33
Sc	10,3	12,3	10,4	9,0	—	—	—	—	5,40	7,7	14,6	—	14
V	135	130	—	—	—	113	89	145	—	—	—	—	75
Cr	33	30	104	12	—	2	10	10	120,5	27	70	—	30
Co	14,8	8,1	16,6	11	—	16,6	11,6	17	10,3	15,6	13,7	—	10
Ni	20	15	—	27	—	14	9	19	34	27	—	9	15
Rb	90	50	—	68	—	23	35	66	75	53	119	—	110
Sr	690	600	—	630	—	1015	780	860	1050	448	—	—	440
Ba	500	650	590	360	502	375	638	815	710	1231	690	—	500
La	16,8	20,7	19,1	27	24,9	13,5	18,6	22,7	20,8	38,9	29,7	—	36
Ce	35,1	46,7	43,7	61,5	74,9	35,4	41,3	51,6	36,2	66,2	65,7	31,9	47
Nd	18,4	23,0	17,9	26,2	24,4	21,6	19,9	—	17,2	30,5	27,0	16,0	26
Sm	3,44	4,33	3,51	4,9	5,09	4,22	3,09	4,29	2,72	4,81	5,00	3,46	6,8
Eu	0,73	1,00	1,10	1,16	1,16	1,28	1,00	1,29	0,83	1,69	1,21	0,90	1,2
Gd	—	—	2,6	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ho	0,6	0,8	0,3	0,6	1,2	0,47	0,23	—	0,5	0,7	0,8	—	1,6
Yb	1,2	1,5	0,7	1,5	2,5	1,16	0,45	1,27	0,75	0,92	1,65	0,73	3,6
Lu	0,17	0,20	0,12	0,27	0,39	—	—	0,185	0,12	0,13	0,246	0,11	—
Hf	4,7	6,3	3,9	6,0	—	4,44	3,7	—	3,4	5,5	3,7	—	3
Th	6,8	10,0	4,0	6,1	—	1,0	1,7	—	4,5	6,8	12,8	—	10
U	2,0	4,4	1,6	2,0	—	0,4	0,7	2,1	1,7	1,8	4,8	—	2,7
Cu	200	25	—	—	—	4990	740	—	1600	—	—	—	25

Los datos contenidos en esta tabla provienen de las siguientes fuentes: 1. López y Oyarzún, 1974; López *et al.*, 1979. 2. López *et al.*, 1977 (andesitas de los volcanes Tupungato, T. y Marmolejo, M1, respectivamente). 3. López, L. (andesita del volcán Marmolejo, dato inédito). 4. Gustafson, 1979 (promedios de Pórfidos X y L, respectivamente). 5. Dostal *et al.*, 1977 (promedio de las andesitas del Grupo 3). 6. Este trabajo. 7. Palacios y López, 1979 (promedio de andesitas de hornblenda de los Andes Centrales entre los 18°57'S y 19°28'S). 8. Lahsen, A. y López, L. (datos inéditos de andesitas de piroxeno de la zona de El Tatío). 9. Thorpe *et al.*, 1976 (muestra No. 54). 10. Taylor, 1969.

Los óxidos están expresados en "% en peso" y los elementos trazas en "ppm".

lo menos, desde el Cretácico. Estos antecedentes, unidos a la similitud en el contenido de tierras raras que presentan, dentro de un área dada, rocas ígneas cenozoicas de diferente edad, induce a pensar que procesos petrogenéticos similares han originado al conjunto de rocas ígneas cenozoicas existentes en dicha área.

La actividad ígnea cuaternaria ha tenido lugar en Chile en aquellas zonas en que el ángulo de subducción supera a los 10° (Barazangi e Isacks, 1976). La zona comprendida entre los 28°S y 33°S aproximadamente, en donde el ángulo de subducción es de unos 10° , aunque aparentemente carece de volcanismo cuaternario, presenta evidencias de actividad ígnea miocénica. De hecho, el yacimiento Los Pelambres (9,96 m.a.; Quirt *et al.*, 1971) se ubica en esta zona. Según Barazangi e Isacks, ángulos de subducción superiores a 10° permiten la existencia de un manto astenosférico que sería la fuente de los magmas cuaternarios andinos. La presencia de actividad ígnea miocénica en el sector 28°S - 33°S y su aparente ausencia en el Cuaternario indicarían, a la luz de este concepto, una disminución en el ángulo de subducción entre el Terciario superior y el Cuaternario. Este cambio geométrico habría traído, como consecuencia, una disminución del manto astenosférico. De acuerdo con los estudios de Nur y Ben-Avraham (1981), la causa de este fenómeno habría sido la colisión y posterior subducción del cordón asísmico de Juan Fernández bajo el continente. Por otro lado, Hanus y Vanek (1978) relacionan el volcanismo andino con la existencia de una laguna asísmica ubicada en la zona de subducción a unos 100 km, bajo la cadena volcánica; laguna que ha sido interpretada como una zona de fusión parcial de la litósfera oceánica subductada y una fuente potencial de magmas primarios para la cadena volcánica cuaternaria andina. Así, entonces, el manto astenosférico y la litósfera oceánica subductada serían, de acuerdo con los estudios sísmicos, las dos posibles fuentes del magmatismo cuaternario andino y, posiblemente también, de todo el magmatismo cenozoico.

Sobre la base de estudios experimentales en líquidos silicatados hidratados, Burnham (1981) concluyó que los magmas apropiados para generar rocas ígneas asociadas con pórfidos cupríferos son productos normales de la fusión parcial de anfibolitas máficas derivadas por metamorfismo

de basaltos toleíticos en zonas de subducción. Sin embargo, los datos isotópicos de Pb, obtenidos por Tilton *et al.* (1981) en menas y en rocas ígneas asociadas con dichas menas, en el sector 26°S - 28°S de los Andes Centrales, demuestran que aquellos modelos petrogenéticos en que las rocas volcánicas oceánicas, acompañadas o no por sedimentos pelágicos, aparecen como las únicas fuentes de Pb son incapaces de explicar las relaciones entre los valores isotópicos de Pb observados en las rocas mencionadas; las líneas de regresión de estas últimas caen notoriamente por encima de las líneas de regresión, tanto de las rocas volcánicas oceánicas como de la de los sedimentos pelágicos. Asimismo, cálculos de balance de masa señalan que las características geoquímicas de las rocas granodioríticas asociadas con el yacimiento Río Blanco-Los Bronces son inconsistentes con una fusión parcial de anfibolitas o eclogitas, que presenten una composición en elementos trazas similar a la de los basaltos oceánicos de la placa de Nazca (López, 1978). Tampoco dichas características son consistentes con las que presentarían magmas secundarios derivados, por fraccionamiento de fases comúnmente presentes en rocas calcoalcalinas, de magmas originados por fusión de basaltos oceánicos subductados. De estos cálculos teóricos se infiere que la litósfera oceánica subductada no actuaría como principal contribuyente en la formación de los magmas del cual derivan las rocas granodioríticas mencionadas, a menos que la composición química de los basaltos oceánicos se altere profundamente durante el proceso de subducción.

Los cálculos de balance de masa indican, por el contrario, que los contenidos de elementos trazas en rocas granodioríticas asociadas con el yacimiento Río Blanco-Los Bronces son consistentes con un origen por fusión parcial en un manto de naturaleza peridotítica (López, 1978), y su relativo enriquecimiento en tierras raras livianas sugiere que la fuente estaba contaminada con material proveniente de la litósfera oceánica subductada. Aun cuando esta contaminación podría haberse efectuado por medio de fluidos acuosos, generados por deshidratación de minerales hidratados, la alta razón normalizada La/Yb, presentada por las granodioritas, sugiere que la contaminación se habría efectuado, más bien, a través de líquidos producidos por fusión parcial de los basaltos oceánicos subductados. Teóricamente, el contaminante es

consistente con un líquido generado por un grado bajo de fusión ($\leq 5\%$) de una eclogita, cuya abundancia en elementos trazas es similar a la de los basaltos oceánicos de la placa de Nazca alterados por almirólisis. Las razones isotópicas de Sr de las rocas granodioríticas del yacimiento Río Blanco-Los Bronces en combinación con sus razones isotópicas de Nd (Fig. 2) apoyan este modelo. En efecto, el hecho de que, para una razón isotópica de Nd dada, ellas estén enriquecidas en Sr radiogénico con respecto a la tendencia seguida por rocas volcánicas derivadas de magmas primarios originados en el manto, puede interpretarse, al igual que en el caso de las andesitas de Ecuador (Hawkesworth *et al.*, 1979), como una evidencia de que la fracción del manto del cual derivaron estaba contaminada con material proveniente de la litósfera oceánica subductada. Aún más, de acuerdo con Drake (1981), el contaminante no sólo incluiría a material oceánico, sino posiblemente también, a material proveniente de la corteza continental, subductado junto con el material oceánico. Esto indicaría que la génesis de las rocas ígneas cenozoicas andinas, muchas de las cuales están asociadas con mineralizaciones de cobre y molibdeno, es un proceso complejo que incluye, seguramente, materiales provenientes de diferentes fuentes. Lo difícil es evaluar la contribución de una u otra fuente, entre otras razones, por la falta de conocimiento que se tiene acerca de la naturaleza mineralógica y química de ellas.

El empobrecimiento en tierras raras pesadas, presentado por la mayoría de las rocas ígneas cenozoicas analizadas del sector septentrional de los Andes del Sur, sugiere la presencia de granate, como fase residual, en la fuente magmática. Esto implicaría una generación de los magmas a profundidades superiores a unos 70 km, lo cual es consistente con la geometría que la zona de subducción exhibe en dicha área (ángulo de subducción entre 25° y 30°). En el sector meridional de los Andes del Sur, donde el ángulo de subducción es inferior a 25° , las características geoquímicas de las rocas ígneas cenozoicas, en especial sus patrones de tierras raras, apuntan también a un origen en el manto, pero a profundidades donde el granate no es una fase estable, esto es, a profundidades inferiores a unos 70 km (López y Frey, 1976). Aún más, los datos isotópicos de Sr y Nd para las rocas del volcán Antuco (Hickey *et al.*, en prensa; Fig. 2), ubicado en el límite norte de es-

te sector, demuestran que la participación de material oceánico o continental en la génesis de estas rocas es escaso o nulo.

El bajo contenido de algunos elementos trazas, como Ni (~ 15 ppm) y Cr (~ 30 ppm), en las rocas granodioríticas del yacimiento Río Blanco-Los Bronces, en comparación con la abundancia que tales elementos tienen en líquidos primarios, generados por fusión parcial de peridotita (Ni = 250-350 ppm; Cr = 500-600 ppm; Green *et al.*, 1974; Nicholls y Whitford, 1976; Nicholls, 1978) unido a la presencia de anomalías negativas de Eu en los patrones de tierras raras, revelan que, entre el punto de origen y el lugar de emplazamiento, un 40-50% del magma se fraccionó como olivino, clinopiroxeno y plagioclasa (López, 1978). Un fraccionamiento de esta magnitud produce un magma residual notablemente enriquecido en volátiles y en elementos como el cobre, que presentan coeficientes de distribución sólido/líquido inferiores a la unidad.

El hecho de que algunas rocas ígneas cenozoicas del sector 33°S - 34°S de los Andes del Sur presentan contenidos de tierras raras pesadas superiores a diez veces el contenido condritico promedio (Fig. 4), mientras que otras, junto con estar fuertemente empobrecidas en tierras raras pesadas (3-5 condritos), exhiben contenidos normales de Eu, sugiere que la hornblenda, fase presente en todas ellas, ha jugado también un rol importante en la evolución de estos magmas. La hornblenda es un mineral que, en líquidos andesíticos a dacíticos se caracteriza, al igual que el granate, por su gran afinidad con las tierras raras pesadas, pero su afinidad con el Eu es relativamente baja (Arth y Barker, 1976; Nicholls y Harris, 1980). Así, un fraccionamiento de hornblenda, junto con contribuir al empobrecimiento de los líquidos magmáticos en tierras raras pesadas, ejerce sobre el Eu una acción que contrarresta a la ejercida por la plagioclasa. Teóricamente, es posible demostrar que un fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda puede generar líquidos residuales con contenidos relativamente normales de Eu.

Los pórfidos de El Abra y El Salvador presentan, al igual que los de Río Blanco-Los Bronces, patrones muy fraccionados de tierras raras, aunque sus contenidos de Eu son relativamente normales (Fig. 3). En este último aspecto, dichos pórfidos se asemejan a las andesitas del volcán Tupungato. Esta similitud composicional, unida a

la similitud en las razones isotópicas de Sr existentes entre los intrusivos de El Salvador y los de Río Blanco-Los Bronces, sugiere que los modelos petrogenéticos aplicados a las rocas ígneas del sector septentrional de los Andes del Sur son también aplicables a los pórfidos de El Abra y El Salvador. Sin embargo, a pesar de la gran diferencia en los valores de las razones isotópicas de Sr existentes entre estos intrusivos y las andesitas plio-cuaternarias de los Andes Centrales, modelos similares han sido propuestos para explicar la génesis de estas últimas rocas (Thorpe *et al.*, 1976; Dostal *et al.*, 1977; Palacios y López, 1979). Las hipótesis tendientes a dar cuenta de los contenidos relativamente altos de Sr radiogénico de estas andesitas varían desde una simple contaminación cortical, selectiva, de magmas originados en el manto, hasta una fusión parcial de la corteza continental inferior. Esta última hipótesis, propuesta por Pichler y Zeil (1972), ha sido bastante criticada, pero no puede ser desdenada, a menos que se cuente con argumentos sólidos en su contra.

Aun cuando las muestras de los yacimientos El Abra, El Salvador y Río Blanco-Los Bronces son relativamente similares en sus patrones de tierras raras, ellas difieren notablemente en sus contenidos de Cu. Esto mueve a pensar que la abundancia en Cu que ellas presentan no depende tanto de la existencia o no de una fuente rica en este elemento, como de la acción de procesos hidrotermales que actuarían en las etapas finales de la evolución magmática. La eventual presencia de hornblenda avararía condiciones de alta fugacidad de H_2O . Estudios experimentales (Burnham y Ohmoto,

1980; Burnham, 1981) sugieren que el H_2O es importante en cuanto controla la profundidad a la cual se produce el fenómeno de la segunda ebullición. Sólo aquellos magmas cuyos contenidos iniciales de H_2O fuesen bajos (2-4% peso) se saturarían con H_2O (segunda ebullición) a niveles subvolcánicos y a grados de cristalización inferiores al 75%. La saturación provocaría la aparición de una fase volátil, acuosa, y una completa redistribución de los elementos presentes en el sistema. El Cl, que es un elemento clave en el transporte del Cu, se distribuiría preferencialmente en la fase volátil, y si la fugacidad del oxígeno en el magma fuese alta, dicha fase se vería enriquecida, además, en azufre. La aparición de una fase volátil traería también consigo cambios físicos, esenciales para la formación de un pórfido. De acuerdo con Burnham y Ohmoto (1980), la segunda ebullición libera grandes cantidades de energía mecánica, la que sería responsable del extenso fracturamiento de la roca de caja, que es típico en los sistemas de pórfidos. Este fracturamiento implica un aumento de superficie, que favorecería la condensación de la fase volátil y la precipitación de sulfuros de cobre.

Sobre la base de estudios isotópicos de oxígeno, Sheppard y Gustafson (1976) concluyeron que las soluciones hidrotermales responsables de la alteración potásica temprana de El Salvador derivaron, principalmente, de los magmas que originaron a los pórfidos. La contribución de las aguas meteóricas, en las diferentes etapas de la evolución de los fluidos hidrotermales, fué prácticamente imposible de evaluar pues sus valores de δD caen dentro del rango aceptado para las aguas de origen magmático.

CONCLUSIONES

Los pórfidos cupríferos chilenos, de edad cenozoica, se distribuyen fundamentalmente en zonas que, en la actualidad, se caracterizan, y que probablemente se caracterizaron en el pasado, por presentar ángulo de subducción superiores a 25° . Pórfidos cupríferos cenozoicos no han sido reconocidos en el sector meridional de los Andes del Sur ($37^\circ S$ - $46^\circ S$), que es una zona en la que no se da, ni parece haberse dado, la condición geofísica antes señalada.

Las rocas ígneas cenozoicas de las zonas en que se encuentran ubicados los pórfidos cupríferos se caracterizan, en general, por presentar hornblenda

modal, patrones muy fraccionados de tierras raras y contenidos de tierras raras pesadas inferiores a diez veces el contenido condritico promedio. Estas características no se observan, en general, en las rocas ígneas cenozoicas del sector meridional de los Andes del Sur.

La falta de un conocimiento exacto de la naturaleza mineralógica y química de la litósfera oceánica subductada, del manto subcontinental y de la corteza continental inferior, sumado a la carencia de un conocimiento exacto del comportamiento de los coeficientes de distribución sólido/líquido en función de la presión, temperatura y com-

posición del sistema, impide elaborar un modelo acabado relativo al origen de las rocas ígneas asociadas con los yacimientos cupríferos El Abra, El Salvador y Río Blanco-Los Bronces. Sin embargo, de acuerdo con los conocimientos disponibles, los datos geoquímicos de las rocas mencionadas son teóricamente consistentes con un origen por fusión parcial de un sector del manto subcontinental contaminado con líquidos producidos por grados bajos de fusión de la litósfera oceánica subductada. Los valores relativamente altos de Sr y Pb radiogénicos insinúan una contaminación del sistema con material de la corteza continental (Drake 1981; Tilton *et al.*, 1981). El ángulo de subducción, igual o superior a los 25°, habría permitido que los magmas se formaran a profundidades superiores a unos 70 km, en donde el granate es una fase estable. La eventual partici-

pación de este mineral como fase residual en la génesis de estos magmas, unido al posible fraccionamiento de hornblenda en las fases finales de la evolución magmática, habrían sido los factores determinantes en el empobrecimiento en tierras raras pesadas que los caracteriza. Este simple modelo petrogenético no es aplicable, en general, a las rocas volcánicas cuaternarias del sector meridional de los Andes del Sur (López y Frey, 1976; López *et al.*, 1977).

La similitud en el contenido de tierras raras, existente entre las rocas analizadas, unido a la disparidad en su contenidos de cobre, sugiere que la abundancia de este último elemento más que reflejar una característica de la fuente magmática, depende de la acción de fluidos hidrotermales, tanto magmáticos como meteóricos, durante las etapas finales de la evolución magmática.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue presentado, oralmente, en su versión original, en el "Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis" celebrado en la Universidad del Norte, Antofagasta, entre los días 11 y 13 de Noviembre de 1981. Agradezco a los organizadores de ese evento, Profs. G. Chong, S. Espinoza, N. Guerra y C. Palacios, la gentileza que tuvieron de invitarme a participar en él. Agradezco de un modo especial al Prof. Jorge Oyarzún de la Universidad de La Serena el haberme donado las muestras y facilitado datos sobre ellas que fueron esenciales para el desarrollo del trabajo. Agradezco, también, la colaboración prestada por los Profs. P. Campano

y N. Guerra de la Universidad del Norte y M. Vergara de la Universidad de Chile. Asimismo, expreso mis más sinceros agradecimientos a la Comisión Chilena de Energía Nuclear y al Prof. F. Frey de M.I.T. por las facilidades otorgadas para obtener datos de elementos trazas por activación neutrónica. Agradezco al Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Universidad de Chile por el Grant E410-8244 y al Programa de Cooperación Internacional CONICYT/NSF por el Grant NSF 78/21364. Finalmente, agradezco a la Srta. Gilda Morales su abnegada labor dactilográfica.

REFERENCIAS

- AMBRUS, J. 1977. Geology of the El Abra porphyry copper deposit, Chile. *Econ. Geol.*, Vol. 72, No. 6, p. 1062-1085.
- ARTH, J.G.; BARKER, F. 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology (Boulder)*, Vol. 4, No. 9, p. 534-536.
- BALDWIN, J.A.; PEARCE, J.A. 1982. Discrimination of productive and nonproductive prophyritic intrusions in the Chilean Andes. *Econ. Geol.*, Vol. 77, No. 3, p. 664-674.
- BARAZANGI, M.; ISAACKS, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology (Boulder)*, Vol. 4, No. 11, p. 686-692.
- BURNHAM, C.W. 1981. Convergence and mineralization - Is there a relation? *Geol. Soc. Am., Mem.*, No. 154, p. 761-768.
- BURNHAM, C.W.; OHMOTO, H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. In *Granitic magmatism and related mineralization* (Ishihara, S.; *et al.*; eds.). *Min. Geol., Spec. Issue*, No. 8, p. 1-11. Tokyo, Meeting 1979.

- DERUELLE, B. 1979. Les volcans de Tocopuri; petrologie des lavas et genese magmatique. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E213-E222. Arica.
- DOSTAL, J.; ZENTILLI, M.; CAELLES, J.C.; *et al.* 1977. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes, 26°-28°S. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 63, No. 2, p. 113-128.
- DRAKE, R.E. 1981. Sr and Pb isotopic data bearing on the origin of Late Cenozoic igneous rocks and associated Cu ore deposits from the Chilean Andes, Lat. 33° and 36°S. *Geol. Soc. Am., Cordilleran Sect. Meeting*, Vol. 13, p. 52.
- FRANCIS, P.W.; MOORBATH, S.; THORPE, R.S. 1977. Strontium isotope data for Recent andesites in Ecuador and North Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 37, No. 2, p. 197-202.
- GREEN, D.H.; EDGAR, A.D.; BEARSLEY, P.; *et al.* 1974. Upper Mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 48, No. 1, p. 33-43.
- GUERRA, N. 1978. Contribution a l'étude géochimique des roches ignées et des mineralisations associées de la région nord du Chili. *Tesis Doct.*, Univ. Pierre et Marie Curie, 284 p. Paris.
- GUSTAFSON, L. 1979. Porphyry copper deposits and calc-alkaline volcanism. *In* The Earth; its origin, structure and evolution (McElhinny, M.W.; ed.), p. 427-464, Acad. Press., London, U.K.
- GUSTAFSON, L.B.; HUNT, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, Vol. 70, No. 5, p. 857-912.
- HALPERN, M. 1979. Strontium isotope composition of rocks from the Disputada copper mine, Chile. *Econ. Geol.*, Vol. 74, No. 1, p. 129-912.
- HANUS, V.; VANEK, J. 1978. Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate. *Tectonophysics*, Vol. 44, No. 1-4, p. 65-77.
- HAWKESWORTH, C.; NORRIS, M.; RODDICK, J.; *et al.* 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 42, No. 1, p. 45-57.
- HAWKESWORTH, C.J.; HAMMIL, M.; GLEDHILL, A.R.; *et al.* 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 58, No. 2, p. 240-254.
- HICKEY, R.L.; FREY, F.A.; LOPEZ, L. *et al.* (in press). Nd and Sr isotopic data bearing on the origin of Andean volcanics from south-central Chile. *In* *Geol. Soc. Am., Ann. Meetings*, 1982.
- JAMES, D.E. 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, Vol. 76 p. 3246-3271.
- JAMES, D.E. 1981. Role of subducted continental material in the genesis of calc-alkaline volcanics of the central Andes. *In* Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence. (Kulm, L.V.D.; *et al.*; eds.), *Geol. Soc. Am., Mem.*, No. 154, p. 769-790.
- JAMES, D.E.; BROOKS, C.; CUYUBAMBA, A. 1976. Andean Cenozoic volcanism; magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 87, No. 4, p. 592-600.
- KAUSEL, E.; LOMNITZ, C. 1969. Tectonics of Chile. *In* *Int. Upper Mantle Symp., Proc.*, 22B, Vol. 4, p. 47-67.
- KLERKX, J.; DEUTSCH, S.; PICHLER, H.; *et al.* 1977. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 2, No. 1, p. 49-71.
- LOPEZ L. 1978. Consideraciones petrogenéticas sobre las granodioritas terciarias de los Andes del Sur entre los 33° y 45°S (Chile Central). *Univ. Chile, Depto. Geol., Comun.*, No. 22, p. 1-31.
- LOPEZ, L.; OYARZUN, J. 1974. Uranium in calc-alkaline granitoids of Central Chile. *Pac. Geol.*, Vol. 8, p. 47-50.
- LOPEZ, L.; FREY, F.A. 1976. Rocas volcánicas cuaternarias de Chile central-sur (33°-41°S): modelos petrogenéticos sugeridos por las tierras raras. *In* *Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas Vol. 2, p. F223-F255. Santiago.
- LOPEZ, L.; FREY, F.A.; VERGARA, M. 1977. Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 63, No. 3, p. 199-228.
- LOPEZ, L.; FREY, F.A.; OYARZUN, J. 1979. Geochemical characteristics of Central Chile (33°-34°S) granitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 70, No. 4, p. 439-450.
- LOPEZ, L.; VERGARA, M.; FREY, F.A. 1981. Petrology and geochemistry of the Antuco volcano lavas: a basaltic volcano of the southern Andes (37°25'S). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, No. 11, p. 329-352.
- LOPEZ, L.; VERGARA, M. 1982. Geoquímica y petrogenesis de rocas granodioríticas asociadas con el yacimiento cuprífero Río Blanco-Los Bronces. *Rev. Geol. Chile*, No. 15, p. 59-70.
- LOWELL, J.D. 1980. Metallogenesis and porphyry deposits of North America and the Pacific region. *In* *Resources Minerales* (Guillemin, C.; *et al.*; eds.), Fr., Bur. Rech. Geol. Minières, Mem., No.106, p. 4047. *In* *Colloquium C1; Int. Geol. Congr.*, No. 26, Paris, France.
- MITCHELL, A.H.G.; GARSON, M.S. 1972. Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to paleo-Benioff zones. *Inst. Mining Metallurg., Trans., Sec. B.*, Vol. 81, No. 333 p. B10-B25.
- MUNIZAGA, F.; MANTOVANI, M. 1976. Razones iniciales $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Laguna del Maule, Chile central. *In* *Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F145-F152. Santiago.

- NICHOLLS, I.A. 1978. Primary basaltic magmas for the precaldera volcanic rocks of Santorini. *In* Thera and the Aegean World I, Int. Scientific Congr., No. 2 (Doumas, C.; ed.), p. 109-120. London.
- NICHOLLS, I.A.; WHITFORD, D.J. 1976. Primary magmas associated with Quaternary volcanism in the western Sunda Arc, Indonesia. *In* Volcanism in Australasia (Johnson, R.W.; ed.). Elsevier Sci. Publ. Co., p. 77-90. New York.
- NICHOLLS, I.A.; HARRIS, K.L. 1980. Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 44, No. 2, p. 287-308.
- NUR, A.; BEN-AVRAHAM, Z. 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *In* Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence. (Kulm, L.V.D.; et al.; eds.), Geol. Soc. Am., Mem., No. 154, p. 729-740.
- OYARZUN, J.; FRUTOS, J. 1975. Porphyry copper and tin-bearing porphyries; a discussion of genetic models. *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 9, No. 3, p. 259-263.
- OYARZUN, J.; FRUTOS, J. 1980. Metallogenesis and porphyry deposits of the Andes (southeastern Pacific region). *In* Ressources Minerales (Guillemin, C.; et al.; eds.), Fr., Bur. Rech. Geol. Minieres, Mem., No. 106, p. 50-62. *In* Colloquium C1; Int. Geol. Congr., No. 26, Paris, France.
- PALACIOS, C.; OYARZUN, R. 1975. Relationship between depth to Benioff zone and K and Sr concentrations in volcanic rocks of Chile. *Geology* (Boulder), Vol. 3, No. 10, p. 595-596.
- PALACIOS, C.; LOPEZ, L. 1979. Geoquímica y petrología de andesitas cuaternarias de los Andes Centrales (18°57'-19°28'S). *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E73-E88. Arica.
- PICHLER, H.; ZEIL, W. 1972. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, Vol. 35, No. 2, p. 424-452.
- QUIRT, G.S.; STEWART, J.; CLARK, A.H.; et al. 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits in northern and central Chile. [Abstr.] *Geol. Soc. Am.*, Vol. 3, No. 7, p. 676-677.
- SHEPPARD, S.M.F.; GUSTAFSON, L.B. 1976. Oxygen and hydrogen isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, Vol. 71, No. 8, p. 1549-1559.
- SILLITOE, R.H. 1972a. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 67, No. 2, p. 184-197.
- SILLITOE, R.H. 1972b. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 83, No. 3, p. 813-818.
- STAUDER, W. 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, p. 5033-5061.
- SWIFT, S.A.; CARR, M.J. 1975. The segmented nature of Chilean seismic zone. *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 9, No. 3, p. 183-191.
- TAYLOR, S.R. 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *In* Andesite Conference (McBirney, A.R.; ed.), Proc., Oregon Dept. Geol. Min. Res., Bull., Vol. 65, p. 43-64.
- THORPE, R.S.; POTTS, P.J.; FRANCIS, P.W. 1976. Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 54, No. 1, p. 65-78.
- TILTON, G.R.; POLLAK, R.J.; CLARK, A.H.; et al. 1981. Isotopic composition of Pb in central Andean ore deposits. *In* Nazca Plate; crustal formation and Andean convergence. (Kulm, L.V.D.; et al.; eds.), *Geol. Soc. Am., Mem.*, No. 154, p. 791-816.
- VERGARA, M.; DRAKE, R.E. 1979. Edades K-Ar en secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 34, No. 1, p. 42-52.
- VERGARA, M.; MUNIZAGA, F.; DRAKE, R. et al. 1980. Mesozoic-Cenozoic magmatism of central Chile. [Abstr.] *In* Congr. Geol. Int., No. 26, Resumes, Vol. 1, p. 98, Paris, France.