ERUPCION DE 1979 DEL VOLCAN MIRADOR, ANDES DEL SUR, 40° 21' S: CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LAS LAVAS Y XENOLITOS GRANITICOS

LEOPOLDO LOPEZ E.
HUGO MORENO R.
Univ. Chile, Depto. Geol. y Geofís., Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

RESUMEN

El volcán Mirador, pequeño cono piroclástico perteneciente al grupo volcánico Carrán-Los Venados (Andes del Sur, 40° 21'S), hizo erupción entre el 14 de Abril y el 20 de Mayo de 1979, emitiendo piroclásticos y tres flujos de lava. Este material volcánico es microporfírico, caracterizándose por presentar microfenocristales de plagioclasa (An52-62; 29-52% vol.), olivino (6-10% vol.) y clinopiroxeno (1-2% vol.). La masa fundamental consiste, esencialmente, en plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y vidrio intersticial con índice de refracción superior a 1,54. Xenolitos de composición granítica, algunos de ellos casi completamente fundidos, se encuentran con frecuencia en las bombas. El grado de contaminación del material granítico es menos que un 5% en volumen.

Aun cuando el material volcánico puede ser considerado calcoalcalino, por su contenido relativamente alto de Al_2O_3 ($\sim$ 18% peso), muchas de sus características, tales como bajo contenido en TiO_2 ($<$ 1,5% peso), bajo contenido en K_2O ($\sim$ 0,5% peso), razón Na_2O/K_2O alta ($\sim$ 8,5) y los contenidos en elementos trazas, en particular de tierras raras (TR), son similares a las de los basaltos toleíticos de arcos de islas. Los valores bajos de la razón $Mg/Mg + Fe^{2+}$ ($\sim$ 0,46) y los bajos contenidos de Ni ($\sim$ 60 ppm) y Cr ($\sim$ 10 ppm) son consistentes con un fraccionamiento, dominado por olivino y clinopiroxeno, de un magma primario, generado por un 10-15% de fusión parcial de peridotita de espinela o de anfíbola. Los contenidos de Al_2O_3 y Eu sugieren un escaso fraccionamiento de plagioclasa.

Los xenolitos graníticos presentes en bombas son semejantes, tanto en elementos mayores como en trazas, a riolitas cuaternarias del centro volcánico Laguna del Maule (36° S) sugiriendo que ambos tipos de rocas representan magmas que han tenido un origen similar, a pesar de sus diferencias en edad. Por otra parte, se sugiere la posibilidad de que, al menos algunas de las escasas riolitas existentes en los Andes del Sur, deriven, por fusión, de material granítico.

ABSTRACT

The Mirador volcano, a small pyroclastic cone belonging to the Carrán-Los Venados volcanic group (Southern Andes 40° 21' S), erupted between April 14 and May 20, 1979, with the emission of pyroclastic material and three lava flows. This volcanic material is microporphyritic with microphenocrysts of calcic plagioclase (An52-62; 29-52 vol. %), olivine (6-10 vol. %) and clinopyroxene (1-2 vol. %). The groundmass consists of plagioclase, olivine, clinopyroxene and glass with refraction index larger than 1.54. Xenoliths of granitic composition, some of them almost completely melted, are frequently found in bombs. Contamination between both materials is estimated in less than 5%.

Although the volcanic material can be considered calcalkaline for its relatively high Al_2O_3 content ($\sim$ 18 wt %), many of its major element characteristics, such as low TiO_2 ($<$ 1.5 wt %), low K_2O ($\sim$ 0.5 wt %) contents and high Na_2O/K_2O ratios ($\sim$ 8,5), are comparable to those of island arc tholeiitic basalts. In addition, both the Mirador volcanics and the island arc tholeiites are similar in their trace elements abundance, particularly in their approximately flat REE patterns. Their low $Mg/Mg + Fe^{2+}$ ratios ($\sim$ 0,46) and low Ni ($\sim$ 60 ppm) and Cr ($\sim$ 10 ppm) contents are consistent with a derivation by olivine + clinopyroxene-dominated fractionation

Revista Geológica de Chile No. 13-14, p. 17-33, 6 figs., 5 tablas.

from a primary magma generated by ∿ 10-15% melting of spinel or amphibole peridotite. Al_2O_3 and Eu abundances suggest a low degree of plagioclase fractionation.

The granitic xenoliths are similar in major as well as in trace element composition to some of the Laguna del Maule (36° S) Quaternary rhyolites, suggesting that both types of rocks have a similar origin in spite of their age differences. It is also suggested that at least some of the scarce Southern Andes rhyolites derive by melting of granitic material.

INTRODUCCION

Entre las latitudes 37°S-42°S, el volcanismo cuaternario andino se caracteriza por un predominio de rocas cuya abundancia en SiO_2 es inferior al 55% en peso. Los estratovolcanes y conos volcánicos pequeños, compuestos de material piroclástico ± flujos lávicos, constituyen las estructuras volcánicas más comunes. La mayoría de los estratovolcanes presentan, al menos, dos unidades separadas por una etapa de caldera. Mientras los materiales volcánicos de la unidad más antigua son, generalmente, de composición basáltica, los materiales post-caldera son, en algunos casos, basálticos (ej.; volcán Antuco) y, en otros, dacíticos (ej.: volcán Puyehue). Los materiales de los conos volcánicos pequeños presentan, en general, una composición basáltica.

Luego de varios días de intensa actividad sísmica, el 14 de Abril de 1979, el volcán Mirador, pequeño cono piroclástico, perteneciente al grupo Carrán-Los Venados (Fig. 1), inició un período de actividad tipo estromboliana, que se prolongó por más de un mes. Productos de tal actividad fueron tres flujos de lavas, uno emitido el 14 de Abril y dos emitidos el 12 de Mayo (Fig. 2), y abundante material piroclástico. El volumen del material emitido se estimó en 9 x 10^6 m^3 (Moreno, 1980). Un aspecto importante de esta erupción es que trajo a la superficie fragmentos accidentales de rocas graníticas, pertenecientes al basamento del volcán. Estos fragmentos, presentes en bombas a modo de xenolitos, exhiben un grado de fusión varible entre un 5% y un 95%.

Finalizado el período eruptivo, la actividad del volcán Mirador quedó reducida a fumarolas de $H_2O + HCl$ que están alterando, hidrotermalmente, a las rocas volcánicas circundantes.

El objetivo de este trabajo es caracterizar, químicamente, los productos de la erupción del volcán Mirador, a fin de contribuir a un mejor conocimiento de la naturaleza, origen y evolución de los magmas típicos de esta región de los Andes del Sur. El estudio de los xenolitos graníticos nos permitirá incrementar nuestro conocimiento sobre la naturaleza petrográfica y química del basamento subyacente al volcán y sus eventuales relaciones con el volcanismo reciente del área.

MARCO GEOLOGICO

El volcán Mirador es uno de los muchos conos volcánicos que forman el grupo Carrán-Los Venados, localizado en la cadena cuaternaria "occidental" de los Andes del Sur entre las latitudes 40°20'S-40°25'S (Moreno, 1977). Este grupo está formado por más de una veintena de conos volcánicos piroclásticos y algunos maares. Los conos volcánicos alcanzan alturas inferiores a 200 m de base a tope, y algunos parecen ser muy recientes, pues presentan cráteres bien conservados en su cima. La mayoría de los centros volcánicos de este grupo se distribuyen en una franja de dirección N60°-70° E, controlada por un importante patrón de fracturamiento. Aproximadamente 0,5 km al oeste del volcán Mirador cruza la falla Liquiñe-Reloncaví. Esta falla regional presenta una dirección N10° E y pone en contacto a granitoides mesozoicos, al oeste, con rocas paleozoicas, al este. Estas últimas conforman un complejo ígneo-metamórfico, que incluye neises y granitos cataclásticos, que subyacen al volcán Mirador (Moreno, 1977).

En general, el grupo volcánico Carrán-Los Venados descansa, discordantemente, sobre: 1) rocas efusivas pleistocénicas de los grupos volcánicos Cordillera Nevada y Mencheca, 2) rocas volcanosedimentarias del Cretácico Superior (?)-Terciario (Formación Curarrehue), y 3) rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas según se ubiquen, respectivamente, al este o al oeste de la falla Liquiñe-Reloncaví.

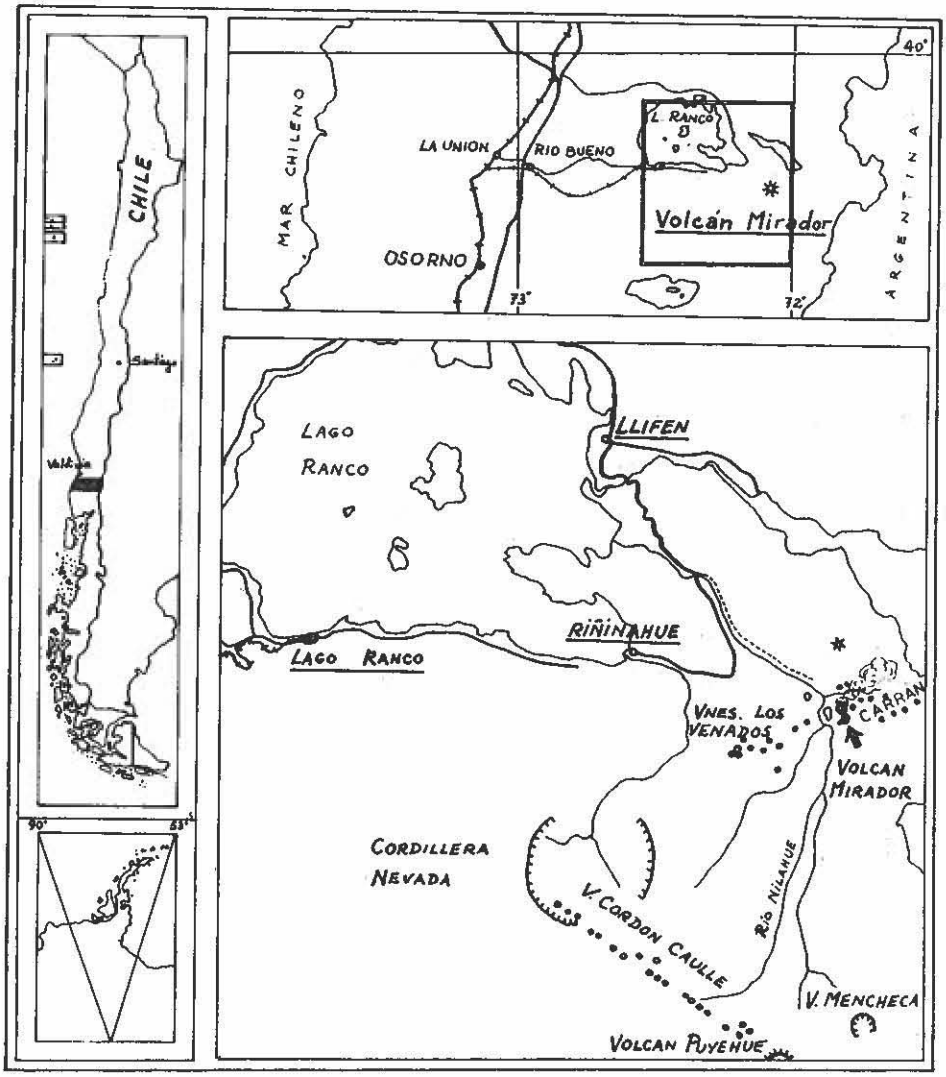

FIG. 1. Mapa de ubicación.

PETROGRAFIA

Las características petrográficas más importantes de los productos de la erupción del volcán Mirador se señalan en la Tabla 1. La muestra 264793 representa al flujo de lava emitido el 14 de Abril de 1979, y las muestras 126791 y 126792 representan a los flujos lávicos emitidos el 12 de Mayo. Los puntos de recolección aparecen en la figura 2. Las muestras 224793 y 304795 representan, respectivamente, a bombas emitidas en la etapa inicial del período eruptivo y a bombas emitidas 15 días después de iniciado el evento. Además de las muestras señaladas en la Tabla 1, se estudiaron las muestras 304791 y 304792, que representan a xenolitos graníticos contenidos en bombas. Dichos xenolitos presentan diferente grado de fusión, siendo éste más avanzado en la segunda de estas muestras.

Tanto las lavas como las bombas son vesiculares. Presentan textura microporfírica, con microfenocristales de plagioclasa (29-52% en volumen), olivino (6-10% en volumen), clinopiroxeno (1-2% en volumen) y, ocasionalmente, magnetita dispues-

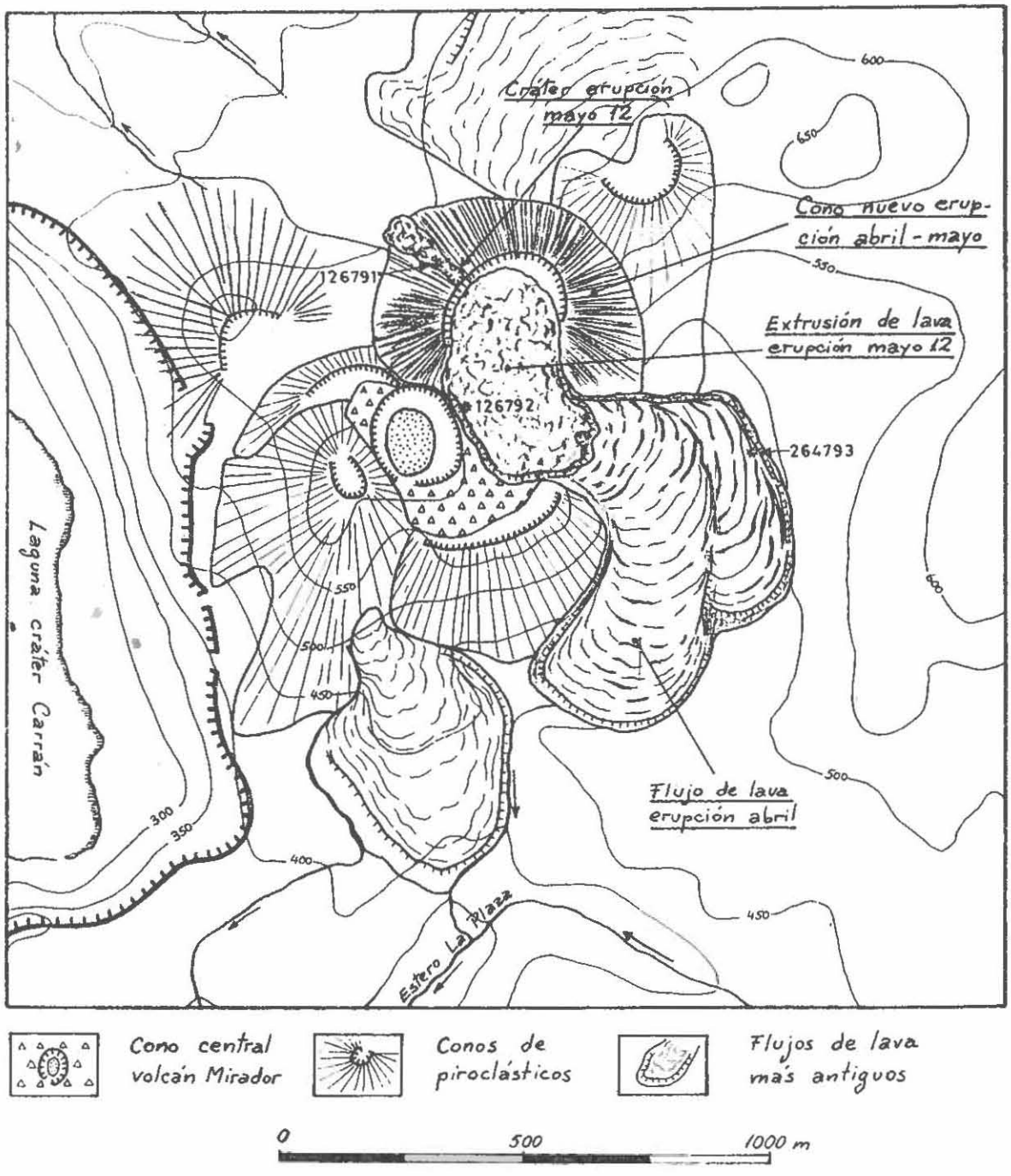

FIG. 2. Ubicación de las muestras de lava analizadas en un croquis del volcán Mirador.

TABLA 1. COMPOSICION MINERALOGICA DE MUESTRAS DEL VOLCAN MIRADOR

	Lavas			Bombas	
Muestra No.	126791	126792	264793	224793	304795
Textura	Microporfírica	Microporfírica	Microporfírica	Microporfírica	Microporfírica
Microfenocristales	60%	55%	40%	40%	60%
Plagioclasa (An %)	50% (52-60)	45% (54-60)	32% (56-62)	29% (60)	52% (54-60)
Olivino	10%	10%	7%	6%	7%
Clinopiroxeno (Augita)	–	–	1%	2%	1%
Magnetita	–	–	–	3 %	–
Masa fundamental	40%	45%	60%	60%	40%
Textura	Intersertal	Hialoofítica	Intersertal	Intersertal	Intersertal
Estructura	Vesicular	Vesicular	Vesicular	Autolítica Vesicular	Vesicular

Nota: Los datos estan expresados en "% en volumen".

TABLA 2. ELEMENTOS MAYORES EN MUESTRAS DEL VOLCAN MIRADOR Y XENOLITOS ASOCIADOS

	Lavas			Bombas		Xenolitos	
Muestra No.	126791	126792	264793	224793	304795	304791	304792
SiO_2	52,42	52,73 ± 0,15	53,56	53,34	53,35	73,69	76,54
TiO_2	1,19	1,21 ± 0,04	1,17	1,17	1,20	0,22	0,13
Al_2O_3	17,97	18,05 ± 0,14	17,93	18,32	17,65	13,72	13,24
Fe_2O_3	2,79	2,96 ± 0,01	2,35	2,03	2,07	1,19	0,56
FeO	8,11	7,81 ± 0,02	7,96	8,31	8,62	0,83	0,81
MnO	0,18	0,18 ± 0,00	0,19	0,19	0,19	0,04	0,04
MgO	4,56	4,57 ± 0,15	4,29	4,32	4,43	0,53	0,34
CaO	8,21	8,42 ± 0,08	8,50	8,43	8,62	1,67	0,89
Na_2O	3,98	3,93 ± 0,02	3,88	3,82	3,81	3,38	3,48
K_2O	0,47	0,47 ± 0,01	0,51	0,50	0,48	4,50	4,36
P_2O_5	0,17	0,19 ± 0,00	0,18	0,19	0,18	0,10	0,06
ppc	0,33	0,41 ± 0,01	0,10	0,08	0,06	0,16	0,13
TOTAL	100,38	100,93 ± 0,02	100,62	100,70	100,66	100,03	100,58
$Mg/Mg + Fe^{2+}$	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,36	0,34
Qz - normativo	0,53	0,96	2,03	1,88	1,68	30,50	34,60
Or - normativa	2,80	2,80	3,05	3,05	2,80	27,00	25,85
Plag - normativa	45,54	46,16	46,10	47,88	46,49	20,60	11,27
Di - normativo	8,20	8,24	8,72	6,68	9,36	–	–
Hy - normativo	18,10	17,74	16,90	18,74	18,12	1,74	1,64
Indice de color Normativo (Hy + Di + Mt + Il)	30,83	30,51	29,73	29,20	31,34	3,34	2,45

Notas: 1. Los óxidos están expresados en "% en peso".
2. La muestra 126792 se analizó en triplicado y los valores que siguen al signo ± corresponden a 1σ.
3. Los valores normativos fueron calculados según las "normas moleculares".
4. El número magnesiano se calculó sobre la base de la relación $Fe_2O_3/\Sigma FeO = 0,1$ (Perfit *et al.*, 1980).

tos en una masa fundamental intersertal o hialoofítica. La masa fundamental está constituida por las mismas fases que aparecen como microfenocristales y por un vidrio oscuro con índice de refracción ligeramente superior a 1,54.

En general, las lavas y piroclásticos del grupo volcánico Carrán-Los Venados contienen plagioclasa cálcica tipo labradorita (An52-An62), olivino magnesiano, clinopiroxeno tipo augita y magnetita. Estas fases aparecen como fenocristales, microfenocristales y en la masa fundamental. Sus texturas suelen ser porfírica, microporfírica o afírica, con una masa fundamental hialoofítica, intersertal o intergranular, que contiene comúnmente un vidrio negruzco rico en hierro (Moreno, 1977).

Siguiendo el criterio de Ewart (1976), la presencia de plagioclasa cálcica tipo labradorita, olivino magnesiano y clinopiroxeno tipo augita, sumada a la ausencia de ortopiroxeno, hornblenda y biotita, permite considerar a los productos volcánicos del Mirador como basaltos.

La muestra 304791 corresponde a un xenolito holocristalino, hipidiomorfo granular, que presenta una textura cataclástica. Contiene cristales de cuarzo (40% en volumen), microclina + micropertita (40% en volumen), plagioclasa (15% en volumen) y hornblenda + biotita oxidada (5% en volumen). Como minerales accesorios aparecen apatito y opacos. Los cristales de cuarzo están manchados, presentan microfracturas, extinción ondulosa y contienen inclusiones de apatito. La plagioclasa es de tipo albita (An $\sim$ 8) y contiene inclusiones de opacos. La biotita está oxidada y la hornblenda aparece parcialmente alterada a epidota. Tanto los feldespatos como la biotita tienen un aspecto sucio, atribuible a un efecto termal.

La muestra 304792, también contenida como xenolito en bombas, corresponde a una roca granítica que, a diferencia de la muestra anterior (304791), es hipocristalina y vesicular. Contiene cristales de cuarzo manchados, fracturados y con extinción ondulosa. Los cristales de feldespato (micropertita, microclina y plagioclasa) aparecen semifundidos. Este proceso de fusión, atribuido al calor proveniente del magma basáltico ascendente, ha originado un vidrio con índice de refracción inferior a 1,54. Los minerales máficos aparecen en forma de abundantes manchitas de opacos diseminados.

ELEMENTOS MAYORES

La abundancia de los elementos mayores, en las muestras analizadas, aparece en la Tabla 2. Observaciones microscópicas revelan la presencia de un 1-2% en volumen de xenocristales de cuarzo en la muestra 264793, representativa del flujo de lava del 14 de Abril de 1979. Las muestras representativas de los flujos del 12 de Mayo de 1979 no evidencian, en cambio, cristales extraños. Esto explicaría los valores de SiO_2 más altos observados en las bombas y en el flujo del 14 de Abril. La ausencia de xenocristales de cuarzo, el bajo grado de oxidación ($Fe_2O_3/FeO < 0,4$) y el bajo contenido en volátiles (p.p.c. $< 0,5$% en peso) hace que consideremos los flujos del 12 de Mayo como los más representativos para caracterizar, químicamente, a los productos volcánicos del Mirador. A fin de facilitar esta caracterización, la Tabla 3 incluye promedios composicionales de rocas basálticas de los Andes del Sur entre los 36°y 42°S y la composición promedio de los basaltos del margen occidental del continente americano (Ewart, 1976).

Las lavas emitidas el 12 de Mayo presentan contenidos de SiO_2 similares al promedio basáltico del margen occidental del continente americano y, al igual que la mayoría de los basaltos de este ambiente tectónico, presentan cuarzo normativo.

Los contenidos de Al_2O_3 de las muestras del Mirador se ubican en la parte alta, tanto del rango presentado por los basaltos del márgen occidental del continente americano (16-19% en peso; Ewart, 1976), como del presentado por los basaltos de arcos de islas (13-18% peso; Perfit *et al.*, 1980). Un contenido relativamente alto de Al_2O_3 es, al parecer, una característica de las rocas basálticas de los Andes del Sur (ver, por ejemplo, Tabla 3). Sin embargo, dado que dichas rocas son también relativamente ricas en CaO (>7% en peso) y Na_2O ($\sim$ 4% en peso), el corindón no aparece con frecuencia en las normas.

Otra característica, que comparten las rocas del Mirador con la mayoría de las rocas basálticas de ambientes orogénicos, es el bajo contenido en TiO_2 (<1,5% en peso) el cual contrasta con los valores presentados por los basaltos oceánicos

TABLA 3. ELEMENTOS MAYORES EN ROCAS VOLCANICAS PLEISTOCENICAS DE LOS ANDES DEL SUR ENTRE LOS 36-42° S

	Basaltos Cadena "Occidental"					Basaltos Cadena "Oriental"			
	Promedio Antuco I-II	Promedio Carrán I-II	Promedio Riñinahue I-II Los Venados II	Promedio Puyehue Cordón Caulle	Promedio Osorno	Promedio Laguna del Maule	Promedio Lanín	Promedio Tronador	Promedio Basáltico Margen Occidental Continente Americano
Referencia	(1)	(2)	(2)	(2)	(3)	(4)	(5)	(2)	(6)
SiO_2	52,63	52,09	52,82	52,06	50,62	51,51	50,61	51,49	52,54 ± 2,49
TiO_2	0,97	1,73	0,99	1,02	0,64	1,10	1,10	1,11	1,14 ± 0,23
Al_2O_3	18,35	17,88	19,46	18,85	20,23	18,85	20,66	17,21	17,48 ± 1,43
Fe_2O_3	2,12	3,15	2,74	2,64	1,43	2,60	–	1,97	3,20 ± 1,64
FeO	6,33	8,09	7,91	6,43	7,91	7,41	8,54 *	6,71	5,44 ± 1,49
MnO	0,16	0,20	0,17	0,17	0,14	0,13	0,18	0,16	0,14 ± 0,04
MgO	5,85	4,43	4,21	4,98	3,65	4,44	4,30	6,55	5,85 ± 1,54
CaO	8,77	6,22	7,19	7,35	11,31	7,92	8,91	9,56	8,82 ± 1,56
Na_2O	3,61	3,87	3,76	3,24	2,78	3,87	3,77	2,81	3,20 ± 0,55
K_2O	0,73	0,98	0,48	0,76	0,48	0,99	0,92	1,12	1,04 ± 0,58
P_2O_5	0,22	0,37	0,10	0,14	0,16	0,11	0,25	0,40	0,26 ± 0,13
ppc	0,38	0,50	0,39	1,89	0,65	0,55	0,53	0,25	0,71 ± 0,60
$Mg/Mg + Fe^{2+}$	0,58	0,45	0,45	0,53	0,44	0,47	0,50	0,60	0,58

* Fe total expresado como FeO.

Notas: Los datos que figuran en esta tabla fueron extraídos de los siguientes trabajos:

1. López *et al.*, (en prensa).
2. Moreno, 1976.
3. Moreno *et al.*, 1979.
4. Munizaga, 1978; López *et al.*, (en prep.).
5. López *et al.*, 1977.
6. Ewart, 1976.

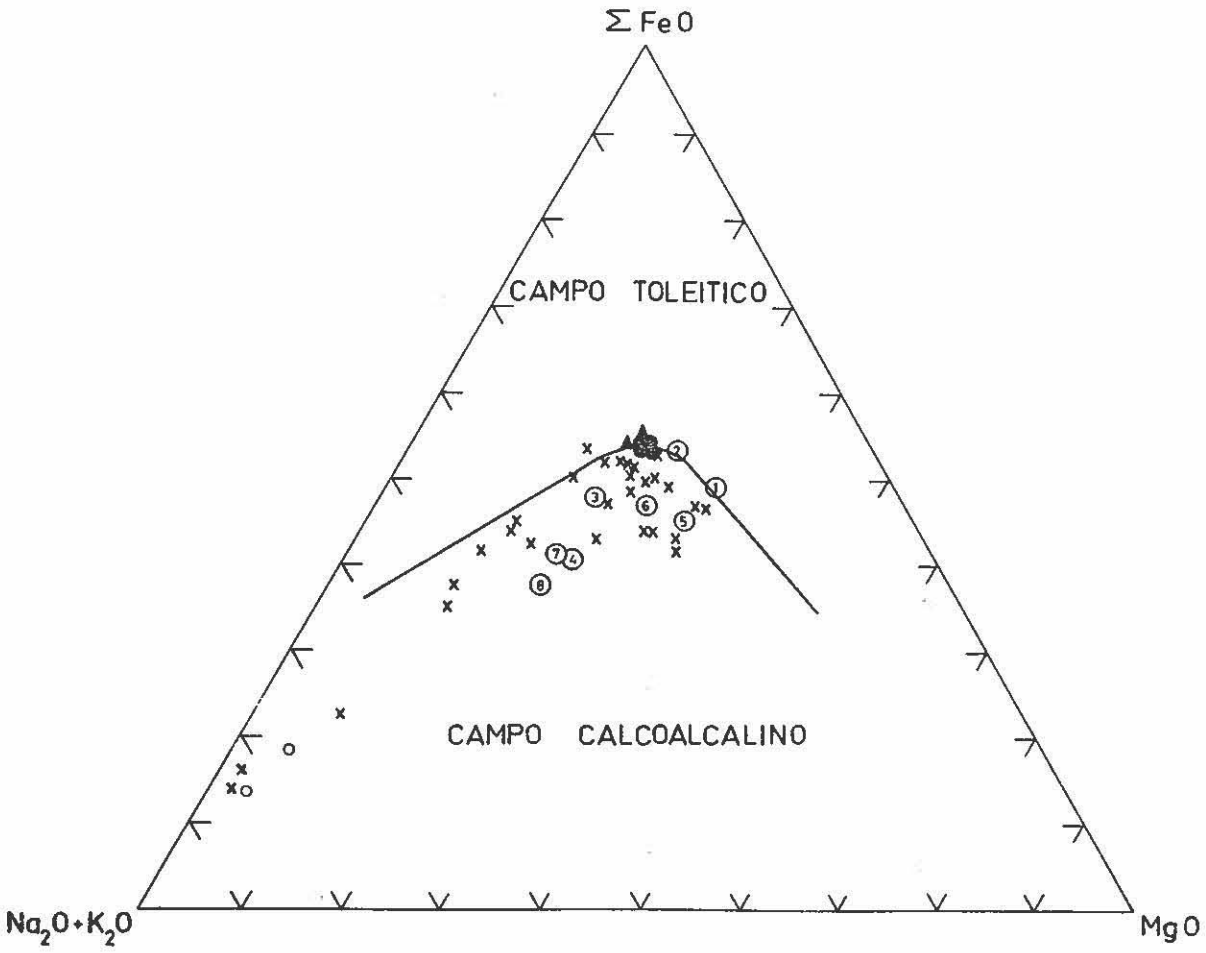

FIG. 3. Diagrama AFM. La línea sólida representa el límite entre el campo toleítico (sobre la línea) y el campo calcoalcalino (bajo la línea) propuesto por Irvine y Baragar (1971). Los círculos llenos corresponden a las lavas y bombas del volcán Mirador; los círculos vacíos a los xenolitos graníticos; los triángulos, a los promedios Carrán I-II y Riñinahue-Los Venados (Tabla 3); las equis, a muestras volcánicas de los Andes del Sur, entre los 36°-42° S, analizadas por los autores cuyas referencias aparecen en la Tabla 3; los puntos 1, 2, 3 y 4, respectivamente, a los promedios de basaltos, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y andesitas de anfíbola de arcos de islas (Ewart, 1976); los puntos 5, 6, 7 y 8, respectivamente, a los promedios de basaltos, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y andesitas de anfíbola del margen occidental del continente americano (Ewart, 1976).

intraplaca (1,5-2,5% en peso; Perfit *et al.*, 1980).

Las muestras representativas del Mirador presentan contenidos altos de Na_2O y ΣFeO y bajos de K_2O y MgO, en comparación con el promedio basáltico del margen continental americano. Estas características se reflejan en razones Na_2O/K_2O altas ($\sim$ 8,5) y en razones $Mg/Mg + Fe^{2+}$ bajas ($\sim$ 0,46). Los valores de la razón Na_2O/K_2O de estas rocas son similares a los presentados por rocas volcánicas de la serie toleítica de arcos de islas (ver Jakes y White, 1972). La afinidad toleítica de las muestras del volcán Mirador y, en general, de las muestras analizadas del grupo Carrán-Los Venados, se manifiesta también en la posición que ocupan en el diagrama AFM (Fig.3). Sin embargo, la relación Al_2O_3/Plagioclasa Normativa (Fig. 4) y la posición que estas muestras ocupan en el diagrama $Al^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti^{4+})/Mg^{2+}$ (Fig. 5) son propias de rocas volcánicas de la serie calcoalcalina.

El contenido de K_2O es, al parecer, un parámetro clave que distingue a los basaltos de la cadena "occidental" de los Andes del Sur entre los 36° y 42° S de sus similares de la cadena "oriental" (Moreno, 1976). Mientras en los primeros el contenido de K_2O es sistemáticamente inferior al contenido promedio de los basaltos del margen occidental del continente americano (1,4% en peso; Ewart, 1976), en los segundos es igual o superior (Tabla 3). Diferencias de K_2O tan grandes como

las existentes entre los basaltos de las cadena "occidental" y "oriental" de los Andes del Sur se observan dentro del grupo volcánico Carrán-Los Venados. Así, dos muestras de lavas de las unidades I y II del Carrán, cuyos centros efusivos se ubican tan sólo 3 km al este del Mirador, presentan contenidos de K_2O ($\sim$ 1,0% en peso) que duplican al presentado por las lavas de este último (0,47% en peso).

Los xenolitos incluidos en bombas presentan una composición granítica con contendios de SiO_2 fluctuantes entre un 73 y un 77% en peso (Tabla 2). Estos xenolitos son, composicionalmente, similares a las rocas volcánicas riolíticas más ácidas del centro Laguna del Maule (ver: Tabla 5; Munizaga, 1978), aun cuando estas últimas son más ricas en Al_2O_3 (14-15% en peso) y Na_2O (5,1-5,4% en peso).

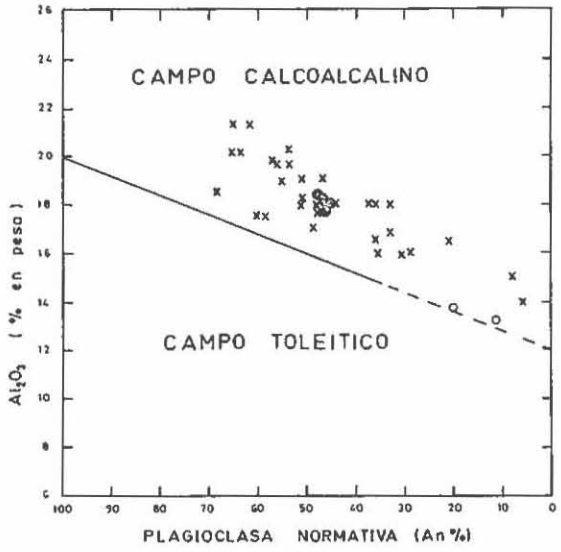

FIG. 4. Diagrama Al_2O_3—Plagioclasa normativa propuesto por Irvine y Baragar (1971) para discriminar las rocas volcánicas subalcalinas en: calcoalcalinas (sobre la línea) y toleíticas (bajo la línea). Simbología como en la figura 3.

ELEMENTOS TRAZAS

La abundancia de estos elementos en las muestras analizadas aparece en la Tabla 4. Los contenidos promedios de Sc (32 ppm) y Co ($\sim$ 28 ppm) de las muestras volcánicas representativas del Mirador son similares a los presentados por otras rocas basálticas de la cadena "occidental" de los Andes del Sur (Llaima, Villarrica, Puyehue, Casablanca; López *et al.*, 1977), pero los contenidos promedios de Cr ($\sim$ 8ppm) son, al menos, diez veces más bajos. El contenido de Ni ($\sim$ 60 ppm) cae dentro del rango composicional determinado en basaltos de la cadena "occidental" de los Andes del Sur, no obstante, hay que tener presente que el contenido de Ni en estos basaltos es altamente variable (10-160 ppm).

Los contenidos promedios de Rb (4 ppm) y Sr ($\sim$ 245 ppm) son bajos en relación a los valores encontrados en otras muestras basálticas de los Andes del Sur (ver: Oyarzún, 1971; López *et al.*, 1977); inclusive, son dos veces más bajos que los obtenidos en otras muestras del grupo Carrán-Los Venados (ver: Moreno, 1977). Las razones K/Rb (1020) y Rb/Sr (0,02), de las rocas volcánicas del Mirador, son más bien características de rocas toleíticas de arcos de islas (K/Rb = 1000; R/Sr = 0,01-0,05; Jakes y White, 1972) que de basaltos calcoalcalinos (K/Rb = 340; Rb/Sr = 0,05-0,01).

Las tierras raras (TR), normalizadas en relación a los contenidos condríticos (Fig. 6A), presentan patrones subhorizontales, caracterizándose por una abundancia en TR livianas aproximadamente igual a 20 x condritas, una abundancia en TR pesadas aproximadamente igual a 12 x condritas, contenidos normales a levemente empobrecidos en Eu, una razón normalizada La/Sm cercana a la unidad y una razón normalizada La/Yb inferior a 2. Estos patrones poco fraccionados son similares a los presentados por muestras de los volcanes Puyehue y Casablanca (López y Frey, 1976; López *et al.*, 1977) y a los presentados por rocas basálticas de la serie toleítica del sector Java-Bali, del arco volcánico de Sunda-Banda (ver Nicholls *et al.*, 1980). Estos patrones contrastan con los presentados por los basaltos de Laguna del Maule (López *et al.*, en prep.) y los del volcán Lanín (López *et al.*, 1977), pertenecientes a la cadena "oriental" de los Andes del Sur, los cuales son más diferenciados, caracterizándose por presentar contenidos de La = 40-60 x condritas e Yb = 7-12 x condritas. Estos últimos patrones son similares a los presentados por los basaltos calcoalcalinos del arco volcánico de Sunda-Banda (ver Nicholls *et al.*, 1980). Tal como se observa en basaltos de arcos de islas (Foden y Varne, 1980; Nicholls *et al.*, 1980, Perfit *et. al.*, 1980), en los basaltos del sector 36°-42°S de los Andes del Sur parece cumplirse, también, que el

TABLA 4. ELEMENTOS TRAZAS EN MUESTRAS DEL VOLCAN MIRADOR Y XENOLITOS ASOCIADOS.

	Lavas					Bombas		Xenolitos	
Muestras No.	126791	126792			264793	224793	304795	304791	304792
Sc	32,2	32,0	±	0,4	27,5	27,0	37,5	4,8	3,9
Cr	6	9	±	2	9	9	9	4	4
Co	28,1	26,9	±	0,3	24,1	24,1	28,4	3,2	2,1
Ni	60	60	±	18	53	53	66	40	40
Rb	4	4	±	1	4	4	4	160	165
Sr	257	236	±	3	250	218	250	121	93
La	7,0	6,6	±	0,4	6,8	7,2	6,5	31,9	27,9
Ce	16,8	17,1	±	0,6	18,8	17,8	19,1	51,9	45,0
Nd	12	12	±	2	–	13	–	26,7	24,1
Sm	3,48	3,58	±	0,05	3,56	3,76	3,61	4,68	4,35
Eu	1,10	1,03	±	0,04	1,26	1,23	1,30	0,70	0,66
Ho	–	–		–	–	1,0	1,1	0,9	1,0
Yb	2,4	2,5	±	0,1	2,2	2,4	2,4	1,6	1,7
Lu	0,42	0,40	±	0,04	–	–	–	–	–
Hf	1,9	1,9	±	0,2	1,7	2,6	2,6	5,3	4,2
Ta	0,12	0,10	±	0,01	–	–	–	–	–
Th	1,4	1,0	±	0,2	–	–	1,6	24,3	24,6
U	–	–		–	–	–	–	6,3	3,6

Notas: 1. Todos los datos están expresados en ppm.
2. Los elementos Cr, Ni, Rb y Sr fueron obtenidos por Absorción Atómica en el Laboratorio Químico del Departamento de Geociencias de la Universidad del Norte. El resto de los elementos fue obtenido por Activación Neutrónica en el Centro Nuclear La Reina de la Comisión Chilena de Energía Nuclear.
3. Los números que figuran a continuación del signo ± en la columna de la muestra 126792 corresponden a 1 σ.

enriquecimiento en TR livianas va aparejado con un enriquecimiento en K_2O, Rb, Sr, un aumento en la razón K_2O/Na_2O y un decrecimiento en la razón K/Rb.

Los elementos Hf, Ta, Th, U, caracterizados por presentar una razón carga/radio iónico alta, se encuentran en concentraciones bajas en las rocas volcánicas del Mirador. Algo similar es observado, también, en basaltos de arcos de islas (Perfit *et al.*, 1980).

Los xenolitos graníticos asociados a las bombas volcánicas presentan valores muy bajos de Sc (4-5 ppm), Cr (4 ppm), Co (2-3 ppm) y Sr (90-120 ppm), en comparación con las lavas basálticas del 12 de Mayo. El Ni (40 ppm) es sólo un poco más bajo; en cambio, los contenidos de Rb (130-165 ppm), Hf (4-5 ppm), Th (∿ 24 ppm) y U (∿ 5 ppm) son

TABLA 5. COMPOSICION DE LA MUESTRA FM78, RIOLITA DEL CENTRO VOLCANICO LAGUNA DEL MAULE.

Concentración	% peso		ppm		ppm
SiO_2	73,41	Sc	2,46	La	30,0
TiO_2	0,19	Cr	2	Ce	62,6
Al_2O_3	14,22	Co	3,0	Nd	22,8
Fe_2O_3	1,01	Ni	19	Sm	4,04
FeO	0,66	Rb	190	Eu	0,64
MnO	0,06	Cs	–	Gd	–
MgO	0,21	Sr	130	Tb	–
CaO	0,63	Ba	400	Dy	–
Na_2O	5,36	Hf	5,1	Ho	1,00
K_2O	4,00	Ta	1,8	Tm	–
P_2O_5	0,02	Th	19,3	Yb	1,88
ppc	0,05	U	5,4	Lu	–

Referencias: Munizaga, 1978; López *et al.*, (en prep.)

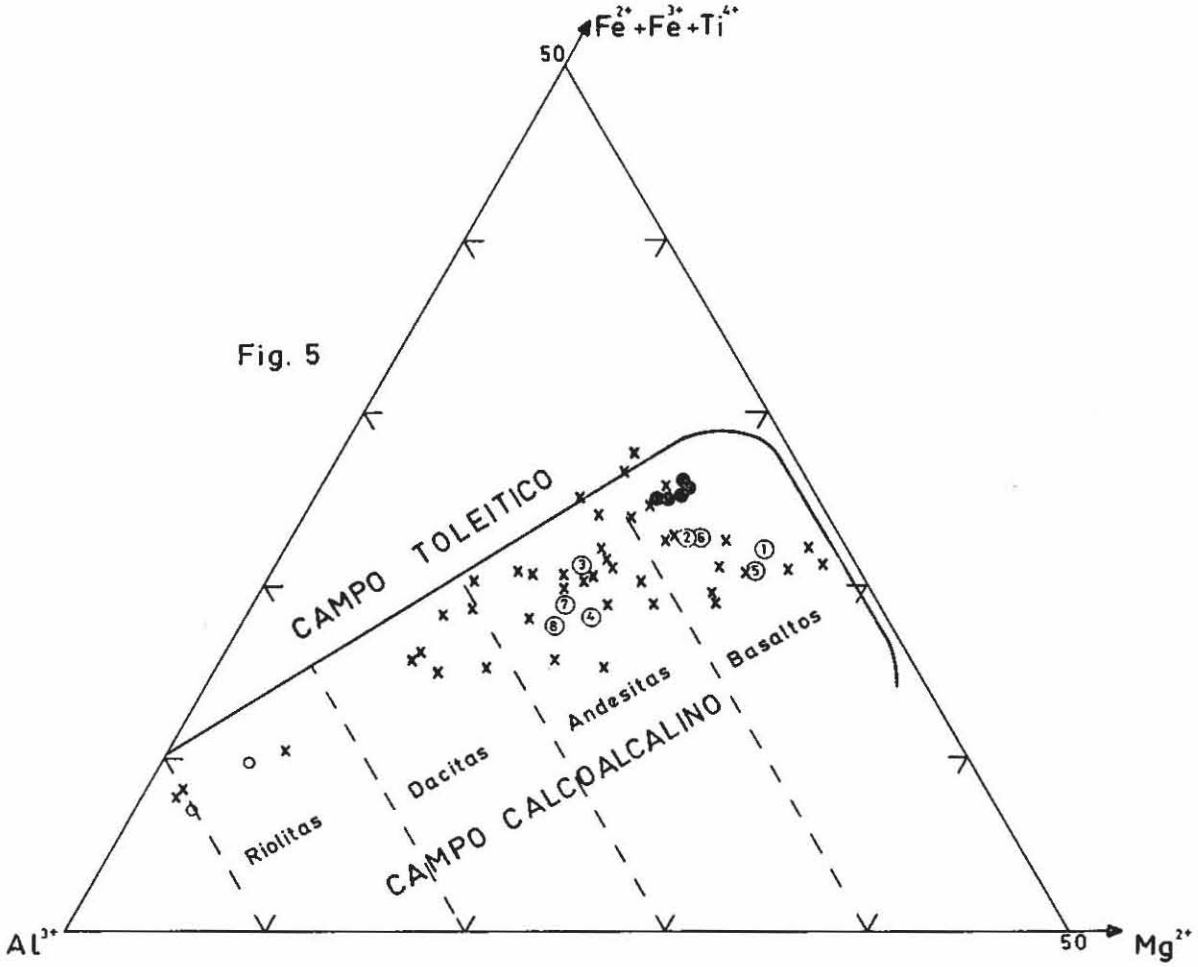

FIG. 5. Diagrama triangular parcial $Al^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti^{4+}/Mg^{2+}$ de Jensen (1976), mostrando la división de las rocas volcánicas subalcalinas en toleíticas y calcoalcalinas y la subdivisión de estas últimas en basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. La simbología es igual a la de la figura 3.

notablemente más altos (ver Tabla 4). La abundancia de estos elementos trazas, en los xenolitos graníticos, es similar al presentado por las riolitas más ácidas del centro volcánico Laguna del Maule (ver Tabla 5). Del mismo modo, la similitud entre los patrones normalizados de TR de estos xenolitos graníticos (Fig. 6B) y de las mencionadas riolitas de Laguna del Maule es también notoria. Ambos tipos de rocas presentan patrones muy fraccionados en comparación con los mostrados por las lavas basálticas del 12 de Mayo, caracterizándose por contener La = 80-100 x condritas, Yb = 8-10 x condritas y un fuerte empobrecimiento en Eu ($Eu/Eu^* \sim 0{,}45$).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

De acuerdo a su ambiente tectónico, los basaltos de la cuenca del Pacífico pueden dividirse en tres tipos fundamentales: basaltos de dorsales y fondos oceánicos, basaltos oceánicos intraplaca y basaltos orogénicos (basaltos de arcos de islas y de márgenes continentales). Estos últimos se caracterizan por estar, con frecuencia, asociados a rocas volcánicas más ácidas, que varían composicionalmente de basaltos andesíticos a riolitas. Esto significaría que los magmas basálticos orogénicos presentarían una mayor tendencia a la diferenciación que los intraplaca y de dorsales oceánicas (Perfit *et al.*, 1980). Esta tendencia a la diferenciación, que poseerían los magmas orogénicos, dificulta la com-

paración química entre rocas volcánicas, pues muchas veces resulta difícil evaluar cuáles características son primarias y cuáles resultan de procesos magmáticos post-generacionales. El carácter cuasi-afanítico de las lavas representativas del Mirador y la carencia en ellas de cúmulos cristalinos las acercan mucho a la condición de líquidos magmáticos y facilitan la aproximación al conocimiento de la naturaleza de los magmas primarios de los cuales derivan.

Las muestras en discusión presentan contenidos de SiO_2 que, de acuerdo con los promedios de Ewart (1976), pueden considerarse típicos de rocas basálticas de ambientes orogénicos circumpacíficos. Por su relación $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$, estas lavas son subalcalinas y sus valores altos de Al_2O_3, en relación al valor de la plagioclasa normativa, les confieren un carácter calcoalcalino. La ausencia de cúmulos de plagioclasa sumada a los contenidos casi normales de Eu sugieren, por una parte, que el contenido de Al_2O_3 es inherente al magma y, por otra, que el magma extruyó encontrándose en una etapa de escaso fraccionamiento de plagioclasa. Al analizar el comportamiento del Al_2O_3, de la razón Al_2O_3/CaO y de los álcalis en relación al comportamiento del MgO, Perfit *et al.* (1980) concluyeron que, en basaltos de arcos de islas, el fraccionamiento de plagioclasa es inicialmente nulo o escaso. Esto contrasta con el comportamiento presentado por los basaltos de dorsales oceánicas, en los que el fraccionamiento de plagioclasa se inicia en la etapa temprana del proceso de diferenciación.

Aun cuando, por su contenido relativamente alto de Al_2O_3, pueden ser consideradas como calcoalcalinas, las lavas del volcán Mirador poseen varias características típicas de basaltos toleíticos de arcos de islas. Así, tal como se mencionó anteriormente, a semejanza de los basaltos toleíticos del sector Java-Bali del arco volcánico Sunda-Banda (Indonesia; Nicholls *et al.*, 1980), presentan valores bajos de K, Rb, Sr, Ti, Hf, Th y U y sus patrones normalizados de TR son poco fraccionados, caracterizándose por razones normalizadas La/Yb entre 1 y 2.

Por el momento, no contamos con datos isotópicos de Sr y Nd para las muestras del volcán Mirador. Estos datos, combinados con los datos de elementos mayores y trazas, podrían delimitar la o las posibles fuentes generadoras de magmas y, por lo tanto, serían muy útiles para descifrar su historia genética. Sin embargo, los datos isotópicos de Sr obtenidos por Klerkx *et al.* (1977), en diferentes muestras de rocas volcánicas de los Andes del Sur entre los 37-42°S, los obtenidos por Munizaga y Mantovani (1976), en muestras de Laguna del Maule, y los obtenidos por Hickey *et al.* (en prep.), en muestras del volcán Antuco (0,70378-0,70388), sugieren que los magmas de los Andes del Sur tienen un origen subcortical. Los datos isotópicos de Nd (0,5128-0,51284), obtenidos también en muestras del volcán Antuco, combinados con los datos isotópicos de Sr, de acuerdo con los diagramas $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ (ver, por ejemplo, Hawkesworth *et al.*, 1979), demuestran que las rocas de dicho centro volcánico presentan una tendencia similar a la de rocas originadas en el manto en regiones carentes de corteza continental. De acuerdo a lo demostrado por Drake (1981), en el sector norte de los Andes del Sur, esto es, entre las latitudes 33° y 37°S aproximadamente, para un valor dado de la razón isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$, las muestras presentan un enriquecimiento en Sr radiogénico en relación a la tendencia seguida por rocas de evidente origen mántico. Algo similar fue observado por Hawkesworth *et al.* (1979), en rocas volcánicas de los Andes Centrales. Este enriquecimiento ha sido interpretado, por una parte, como evidencia de que el manto ha sido contaminado con material cortical vía subducción (Drake, 1981) y, por otra, como evidencia que el magma, generado en el manto, ha sido contaminado durante su paso por la corteza continental (Francis *et al.*, 1977). La similitud en el ambiente tectónico de los volcanes Mirador y Antuco, unida a la semejanza en composición química de sus lavas, nos hace pensar que las lavas del Mirador, al igual que las del Antuco, serían representativas de magmas cuyo origen estuvo en el manto y que la contribución, en cuanto al aporte de material, tanto de la litósfera subductada como de la corteza continental ha sido escasa o nula.

Los valores bajos de la razón $Mg/Mg + Fe^{2+}$ (0,46), junto con los contenidos bajos de Ni (∿ 60 ppm) y Cr (∿ 8 ppm) de las lavas del Mirador, cuando se las compara con los respectivos valores de líquidos primarios generados por fusión parcial de peridotita ($Mg/Mg + Fe^{2+}$ = 0,70-0,74; Ni = 250-350 ppm; Cr = 500-600 ppm; Green *et al.*, 1974; Nicholls y Whitford, 1976; Nicholls, 1978), revelan que dichas lavas distan de representar magmas primarios, generados por fusión parcial del manto, y evidencian el haber sufrido un notable

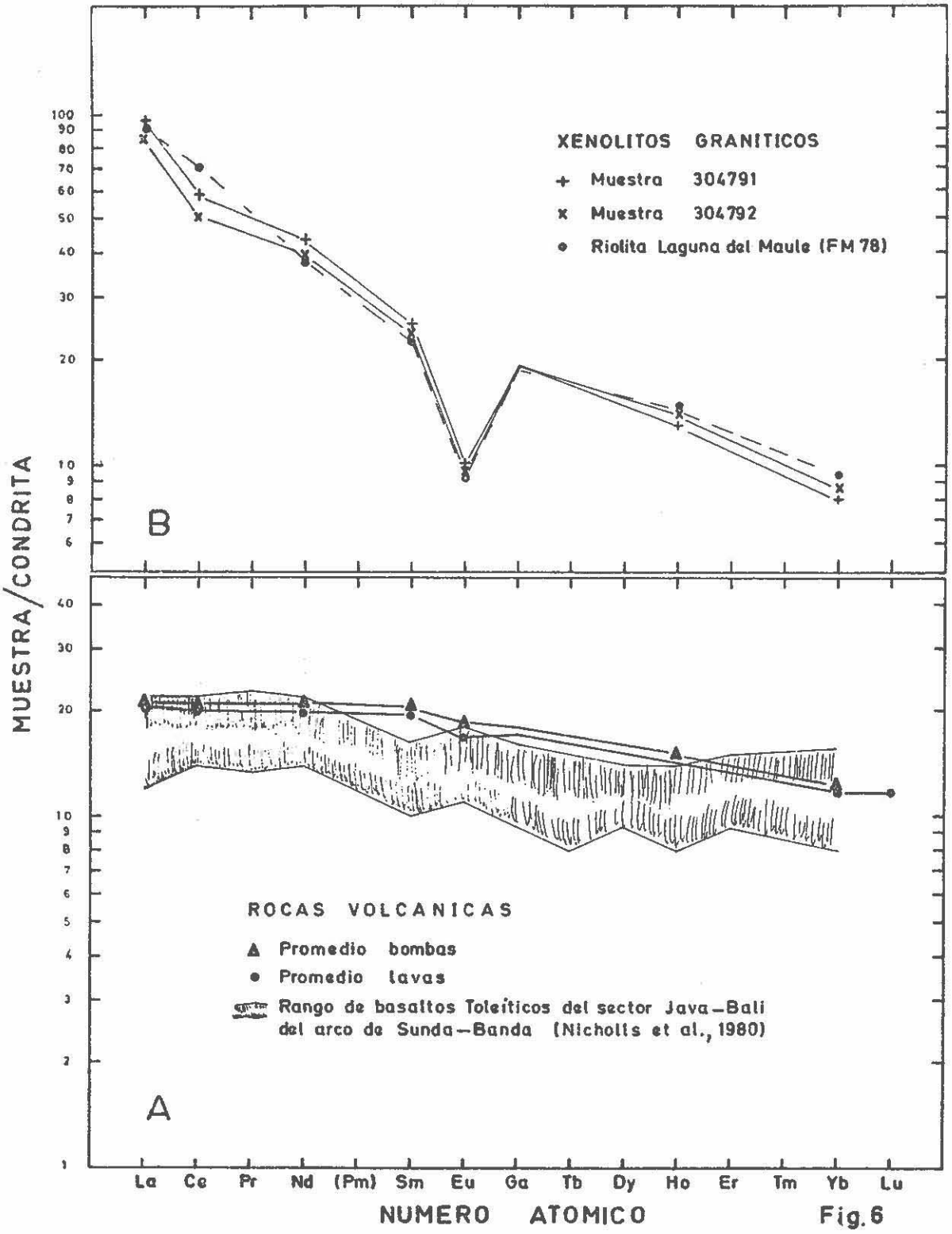

FIG. 6. Patrón de TR normalizado en relación al patrón condrítico.

fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno previo a la extrusión. Esto, unido al escaso o nulo fraccionamiento de plagioclasa, discutido anteriormente, contribuiría a explicar, también, el contenido relativamente alto de Al_2O_3 exhibido por estas lavas.

Modelos petrogenéticos sugieren que las lavas de los Andes del Sur, con una composición en elementos mayores y trazas similar a la presentada por las lavas del Mirador (Puyehue, Casablanca, Villarrica, Llaima, Antuco; López y Frey, 1976; López *et al.*, 1977, y en prensa), se habrían originado por un 10-15% de fusión parcial de un manto peridotítico libre de granate (55-60% Ol + 25% Opx + 15% Cpx + 5-0% Sp), seguido por un proceso de cristalización fraccionada, dominado por olivino (∿ 10%) y clinopiroxeno (∿ 5%). Un modelo similar ha sido propuesto por Nicholls *et al.* (1980) para explicar las características geoquímicas de los basaltos toleíticos del sector Java-Bali del arco de Sunda-Banda. Sin embargo, estos autores concluyen, sobre la base de nuevos coeficientes de partición para el Sm, Ho e Yb, que un 15-25% de fusión parcial de lherzolita de anfíbola (55% Ol + 20% Opx + 15% Cpx + 10% Anf) explicaría aún mejor las propiedades geoquímicas de dichos basaltos, que un 15-25% de fusión parcial de lherzolita de espinela (58% Ol +20% Opx + 20% Cpx + 2% Sp). De acuerdo con sus estudios teórico-experimentales, Nicholls y colaboradores concluyeron, también, que los magmas primarios producidos por estos procesos de fusión varían composicionalmente de olivino-toleíticos (Ol-Hy-normativos) a quarzo-toleíticos (Qz-Hy-normativos), generándose a profundidades menores de 50 km. Dada la similitud composicional entre los basaltos del Mirador y los estudiados por Nicholls y colaboradores, es posible recurrir a explicaciones similares para entender la génesis de los magmas del Mirador. Aún más, la posible presencia de anfíbola, como fase residual, ayudaría a explicar, quizás mejor, los valores tan bajos de Cr (∿ 9 ppm) presentados por nuestras muestras.

Aunque los datos en rocas basálticas del sector 36-42°S de los Andes del Sur son escasos, se vislumbran ciertas tendencias de carácter regional en la geoquímica de dichas rocas. En 1970, Vergara llamó la atención sobre la tendencia de las lavas a aumentar su contenido en K, a medida que sus centros efusivos se alejaban de la fosa Chile-Perú. Una tendencia similar había sido observada por Rittman (1953), en el arco de Sunda-Banda, y por Kuno (1966), en el arco del Japón. Posteriormente, se ha reconocido en los Andes del Sur, que no sólo el K, sino otros elementos como el Rb, Sr y TR livianas, tienden a aumentar con la distancia a la fosa (Oyarzún, 1971; López y Frey, 1976; López *et al.*, 1977). En ambientes de arcos de islas, se ha observado que elementos como el P, Cs, Rb, Sr, Ba, U, Th, Pb y TR livianas se comportan al estilo del K (Folden y Varne, 1980; Nicholls *et al.*, 1980), pero elementos del grupo del Ti (Zr y Hf) y del V (Nb y Ta) no evidencian un comportamiento paralelo. Aun cuando el enriquecimiento del K, Rb, Sr y TR livianas puede explicarse por grados más bajos de fusión de una fuente homogénea (López y Frey, 1976), o admitiendo la existencia de inhomogeneidades mineralógicas y químicas a nivel del manto causadas, al menos en parte, por una creciente contaminación de éste con material proveniente de la litósfera oceánica subductada, el comportamiento dispar del Ti, V y elementos geoquímicamente afines carece aún de una explicación satisfactoria. Para el caso de magmas que se originan a profundidades inferiores a unos 70 km ($P < 20$ Kb), se ha pensado que el esfeno o el rutilo, por ser estables en estas condiciones de presión (Hellman y Green, 1979), podrían estar actuando sea como fase residual o como fase fraccionante. Sin embargo, este proceso causaría profundos efectos en el patrón de tierras raras (López *et al.*, 1977; Perfit *et al.*, 1980). Podría pensarse, también, que las fuentes que originan los basaltos orogénicos son, en sí, más pobres en Ti y elementos afines que las que originan basaltos oceánicos.

Sobreimpuestas a las tendencias regionales, discutidas en el párrafo anterior, aparecen tendencias locales que, aunque difíciles de explicar dentro de un contexto general, pueden ser claves para la comprensión futura de la evolución magmática de la región que nos interesa en los Andes del Sur. Así, por ejemplo, dentro del grupo Carrán-Los Venados, las lavas del Carrán I y II son 1,5-2 veces más ricas en K, Sr, P y Ti que las del Mirador, aun cuando ambos tipos de lavas presentan contenidos similares de SiO_2 y MgO y sus centros efusivos están separados por una distancia aproximada de sólo 3 km.

En cuanto a los xenolitos graníticos contenidos en bombas volcánicas, arrojadas por la erupción, consideramos que aún es prematuro discutir su

origen. Queremos, eso sí, hacer hincapié en dos aspectos que estimamos importantes. En primer lugar, deseamos señalar que, a pesar del grado avanzado de fusión presentado por algunos de estos xenolitos, las evidencias petrográficas y químicas disponibles indican un bajo grado de contaminación (< 5%) entre el material granítico y el volcánico. Así, por ejemplo, las lavas del 14 de Abril acusan la presencia de xenocristales de cuarzo, hecho que no es observado en las lavas del 12 de Mayo. Como es de esperar, las primeras son más ricas en SiO_2, pero la diferencia es sólo de 1-2%. En segundo lugar, nos llama la atención el notable parecido composicional, tanto en elementos mayores como trazas, existente entre estos xenolitos graníticos y las riolitas más ácidas del centro volcánico Laguna del Maule (ver Tabla 5 y Fig. 6B) a pesar de sus diferencias en edad. Esta similitud nos hace pensar, por una parte, que procesos análogos a los que originaron algunas riolitas de Laguna del Maule habrían originado las rocas graníticas subyacentes al Mirador. Por otra parte, dicha similitud nos sugiere como hipótesis que, al menos algunas de las escasas riolitas existentes en los Andes del Sur, deriven, por fusión, de rocas graníticas de composición similar a la de los xenolitos.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, deseamos expresar nuestros sinceros agradecimientos a la Comisión Chilena de Energía Nuclear por habernos otorgado las facilidades necesarias para obtener datos de elementos trazas por activación neutrónica. En forma especial queremos agradecer la cooperación prestada por el Director Ejecutivo de esta Institución, Coronel Juan Baustista Mir y por el Jefe del Programa de Activación Neutrónica, Sr. Eduardo Cortés.

Asimismo, deseamos expresar nuestros agradecimientos al Dr. Patricio Campano, del Departamento de Geociencias de la Universidad del Norte, y a la Prof. Sra. Cecilia Nieto, del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile, por su valiosa colaboración en la determinación de algunos de los elementos químicos discutidos en este trabajo.

Este estudio fue posible gracias al Grant E410-802 del Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile, y al Grant NSF78-21364 del Programa de Cooperación Internacional National Science Foundation (NSF)-CONICYT.

Los autores agradecen a los Profesores Mario Vergara y Miguel Angel Parada, la revisión crítica del manuscrito original. Igualmente, agradecemos la labor dactilográfica de nuestra secretaria Srta. Ana Miranda.

REFERENCIAS

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., Cordillera Sect. Meet., Vol. 13, p.52.

EWART, A. 1976. Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas; some statistics and implications. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 31, No. 3 p. 417-432.

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.

HELLMAN, P. L.; GREEN, T. H. 1979. The role of sphene as an accessory phase in the high-pressure partial melting of hydrous mafic compositions. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 42, No. 2, p. 191-201.

JAKES, P.; WHITE, A. J. R. 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 83, No. 1, p. 29-40.

JENSEN, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic rocks. Ont. Geol. Surv., Misc. Pap., No. 66, 22 p.

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.

KUNO, H. 1966. Lateral varation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcanol., Vol. 29, p. 195-222.

LOPEZ-ESCOBAR, 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-ESCOBAR, 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-ESCOBAR, L.; VERGARA, M.; FREY, F. A. (in press) Petrology and geochemistry of the Antuco volcano lavas: a basaltic volcano of the southern Andes (37° 25'S). J. Volcanol. Geotherm. Res.

MORENO-ROA, H. 1976. The Upper Cenozoic volcanism in the Andes of southern Chile. *In* Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Interior, Symp. Andean Antarctic Probl., Proc. (González-Ferrán, O.; ed.), p. 143-171. Santiago, Chile, 1974.

MORENO-ROA, H. 1977. Geología del área volcánica Puyehue-Carrán. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 181 p. Santiago.

MORENO-ROA, H. 1980. La erupción del volcán Mirador en abril-mayo de 1979, lago Ranco-Riñinahue, Andes del Sur. Univ. Chile, Depto. Geol., Comun., No. 28, p. 1-23.

MORENO-ROA, H.; NARANJO, J.A.; LOPEZ-ESCOBAR, L. 1979. Geología y petrología de la cadena volcánica Osorno-Puntiagudo, Andes del Sur, latitud 41° 10' sur. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E109-E131. Arica.

MUNIZAGA, F. 1978. Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 157 p. Santiago.

MUNIZAGA, F.; MANTOVANI, M. 1976. Razones iniciales Sr^{87}-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 pre-caldera volcanic rocks of Santorini. *In* Thera and the Aegean world (Doumas, C.; ed.), Int. Scientific Congr., No. 2, 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.). Elservier Sci. Publ. Co., p. 77-90. New York.

NICHOLLS, I. A.; WHITFORD, D. J.; HARRIS, K. L.; *et al.* 1980. Variation in the geochemistry of mantle sources for tholeiitic and calc-alkaline mafic magmas, western Sunda volcanic arc, Indonesia. Chem. Geol., Vol. 30, p. 177-199.

OYARZUN, J. 1971. Contribution a l'étude géochimique des roches volcaniques et plutoniques du Chili. Thesis D. Sc., Univ. Paris-Sud, Fac. Sci. D'Orsay, 114 p. Paris.

PERFIT, M. R.; GUST, D. A.; BENCE, A. E.; *et al.* 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. Chem. Geol., Vol. 30, p. 227-256.

RITTMAN, A. 1953. Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bull. Volcanol., Vol. 14, p. 45-58.