

INCLUSIONES ULTRAMAFICAS DEL MANTO SUPERIOR EN MESETA LAS VIZCACHAS, ULTIMA ESPERANZA, MAGALLANES, CHILE

JORGE MUÑOZ B.

Inst. Invest. Geol., Casilla 10465. Santiago, Chile.

RESUMEN

Se analizan inclusiones de lherzolita y harzburgita de espinela, contenidas en un filón-manto de basalto cuaternario que aflora en el suroeste de la meseta Las Vizcachas, en Magallanes (50°42' latitud sur y 72°20' longitud oeste). Las inclusiones se interpretan como fragmentos peridotíticos del manto superior y no como cúmulos formados a partir de cristalización fraccionada de un magma basáltico. El intrusivo portador de las inclusiones y otros cuerpos intrusivos similares se habrían generado en el manto superior, a partir de fusión parcial de lherzolita de espinela.

Las inclusiones de lherzolita de espinela, probablemente, corresponden a fragmentos accidentales, incorporados al magma durante su ascenso a través del manto superior o durante el proceso de fusión parcial de lherzolita de espinela. Las inclusiones de harzburgita parecen ser fragmentos residuales de fusión parcial de lherzolita de espinela. Las texturas de las inclusiones implican metamorfismo, recristalización y alteración a poca profundidad en la corteza continental. Las condiciones de presión y temperatura de equilibrio de la asociación de fases primarias en las inclusiones, se encontrarían entre 40 y 60 km de profundidad.

Las inclusiones en los basaltos que afloran en la meseta Las Vizcachas y en la meseta Buenos Aires provienen de una menor profundidad que las inclusiones del sector de Pali-Aike. En relación con la posición geotectónica de los basaltos de la Patagonia Extra-andina, es probable que los basaltos más occidentales hayan sido generados a menor profundidad que los basaltos más orientales.

ABSTRACT

Spinel lherzolite and harzburgite inclusions of a Quaternary basaltic intrusive cropping out at Las Vizcachas plateau, Magellan region (50°42'S/72°20'W), have been studied. These inclusions are interpreted as peridotitic fragments of the upper mantle and not as crystal cumulates originated by fractional crystallization of the basaltic magma. The host basalt was originated in the upper mantle by partial melting of spinel lherzolite.

The lherzolite inclusions probably are accidental fragments incorporated either during the pass of the basaltic magma through the upper mantle, or during the partial melting process of the spinel lherzolite. The type and variety of textures observed suggest a complex evolutive history which includes metamorphism, recrystallization and near surface alteration. Pressure and temperature conditions for the crystallization of the primary mineral phases of the inclusions may be found at depths between 40 and 60 km.

Ultramafic inclusions from Las Vizcachas plateau and Buenos Aires plateau have been generated at minor depths in the mantle than the inclusions of the Pali-Aike region. According to their geotectonic position, it is possible that the westernmost Extra-andean Patagonian basalts were originated at minor depths than the easternmost ones.

INTRODUCCION

Se han publicado diversos estudios petrológicos y geoquímicos acerca de las inclusiones ultramáficas, contenidas en los basaltos de la Patagonia Extra-

andina, que afloran extensamente entre los 40° y 50°S, al este de la Cordillera Patagónica Andina. Entre otros, se destacan: Gelos y Hayase (1980),

Villar (1975); Niemeyer (1978); Skewes y Stern (1979a, 1979b); Ramos *et al.* (1980) y Baker *et al.* (en prensa). Estos estudios señalan el carácter alcalino del basalto portador y la naturaleza accidental de las inclusiones ultramáficas. El basalto corresponde, según estos autores, a un magma basáltico, originado en el manto superior, y las inclusiones representan fragmentos peridotíticos de manto superior, accidentalmente incorporados al basalto durante su ascenso a través del manto (xenolitos).

Los basaltos de la Patagonia Extra-andina afloran, al menos parcialmente, en la cercanía del límite de la placa continental Sudamericana con las placas oceánicas de Nazca y Antártica, al este de un arco volcánico continental, predominantemente andesítico, de carácter calco-alcalino (Stern *et al.*, 1976) y representativo de la Serie Volcánica Circumpacífica (Vergara, 1972). La génesis de los basaltos de la Patagonia Extra-andina podría estar relacionada con cambios térmicos y/o mecánicos en el manto superior, indirectamente asociados

con la subducción de las placas de Nazca y Antártica y/o con cambios geotectónicos en los límites de las placas involucradas (Charrier *et al.*, 1979; Skewes y Stern, 1979a; Ramos *et al.*, 1980; Baker *et al.* (en prensa)).

En este trabajo se estudian mineralógica, petrográfica y químicamente las inclusiones ultramáficas de un filón-manto basáltico que intruye la base de la secuencia volcanoclástica que compone la meseta Las Vizcachas, en Magallanes (Fig. 1). En esta región, afloran rocas sedimentarias con edades comprendidas entre el Cretácico Superior y el Mioceno y rocas predominantemente volcánicas e intrusivas del Plioceno Superior-Pleistoceno (Muñoz, 1981). Sobre la base de los resultados del estudio de estas inclusiones ultramáficas y de su integración con el conocimiento disponible acerca de otras inclusiones, contenidas en los basaltos de la Patagonia Extra-andina (Pali-Aike y Meseta Buenos Aires), se intenta realizar una contribución al conocimiento del magmatismo en la Patagonia.

MÉTODOS DE ANÁLISIS

Los cortes transparentes de las muestras analizadas se estudiaron utilizando el microscopio polarizante, la platina integradora y la platina universal de cinco ejes.

Los difractogramas de Rayos-X de olivino en las inclusiones se hicieron en el Difractómetro de Rayos-X Norelco Phillips, del Instituto de Investigaciones Geológicas. En cada muestra se controló tres veces la posición del plano (130) que permitió medir la composición del olivino, según el método propuesto por Yoder y Sahama (1957). Para el control de la precisión instrumental, se utilizó un standard de silicio entre cada corrida de la muestra.

Seis de los análisis químicos de elementos mayores, en roca total, fueron realizados por el autor en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile. Se utilizó absorción atómica y colorimetría, siguiendo los métodos descritos por Energlyn y Breeley (1971) y por Shapiro y Brannock (1962). Tres a-

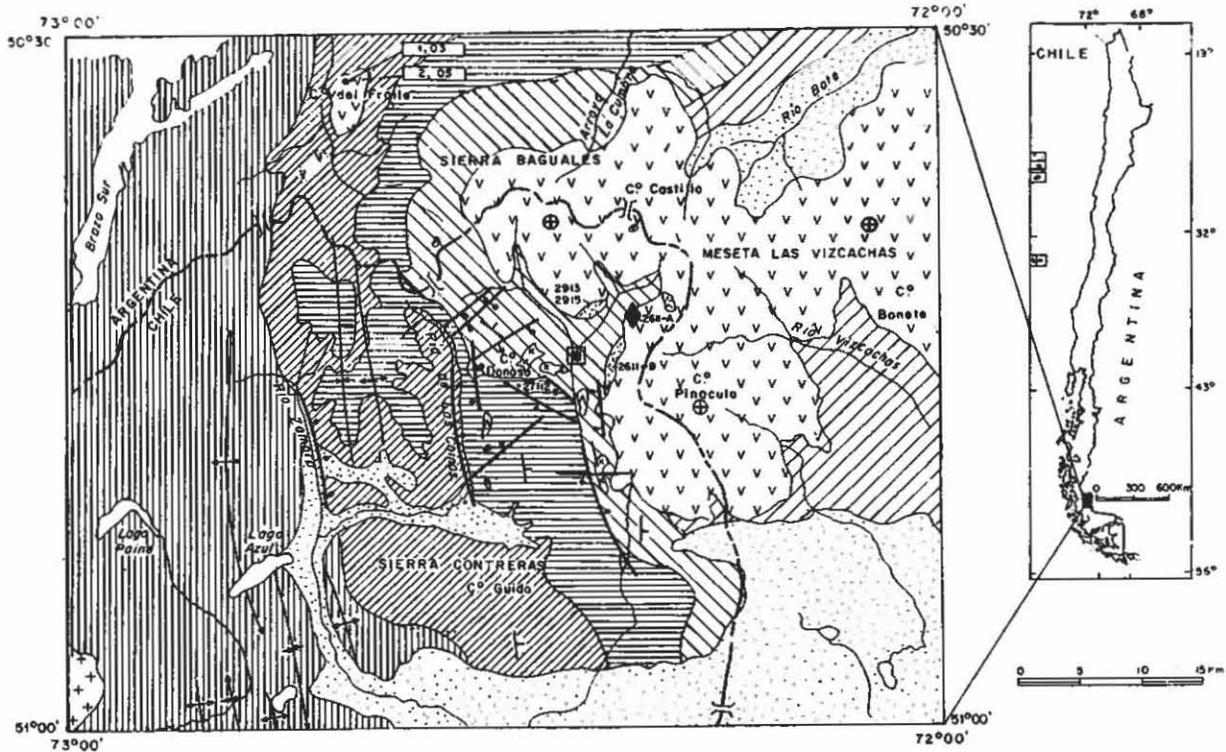
nálisis químicos de elementos mayores, en roca total, fueron realizados con Microsonda Electrónica ARL Automática, por P. Michael, en la Universidad de Columbia, Nueva York. Se utilizó standard primario de minerales naturales y se obtuvo una precisión de $\pm 5-10\%$. La norma molecular fue calculada en computador según el programa propuesto por Smith y Stupak (1978), utilizando la ecuación de Irvine y Baragar (1971) para la corrección del Fe_2O_3 . Para el cálculo normativo de los análisis por Microsonda Electrónica (todo el Fe como FeO), se consideró $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,5 + \text{TiO}_2$, valor que restó al FeO.

Los análisis químicos de Y, Rb y Sr de tres muestras fueron realizados por P. Michael, utilizando Fluorescencia de Rayos-X en un instrumento Siemens. La precisión y exactitud de estos análisis es de $\pm 5-10\%$. Los análisis de Cr, Co y Ni de seis muestras se hicieron por Espectrofotometría en el Laboratorio Químico de la mina El Salvador (Codelco-Chile).

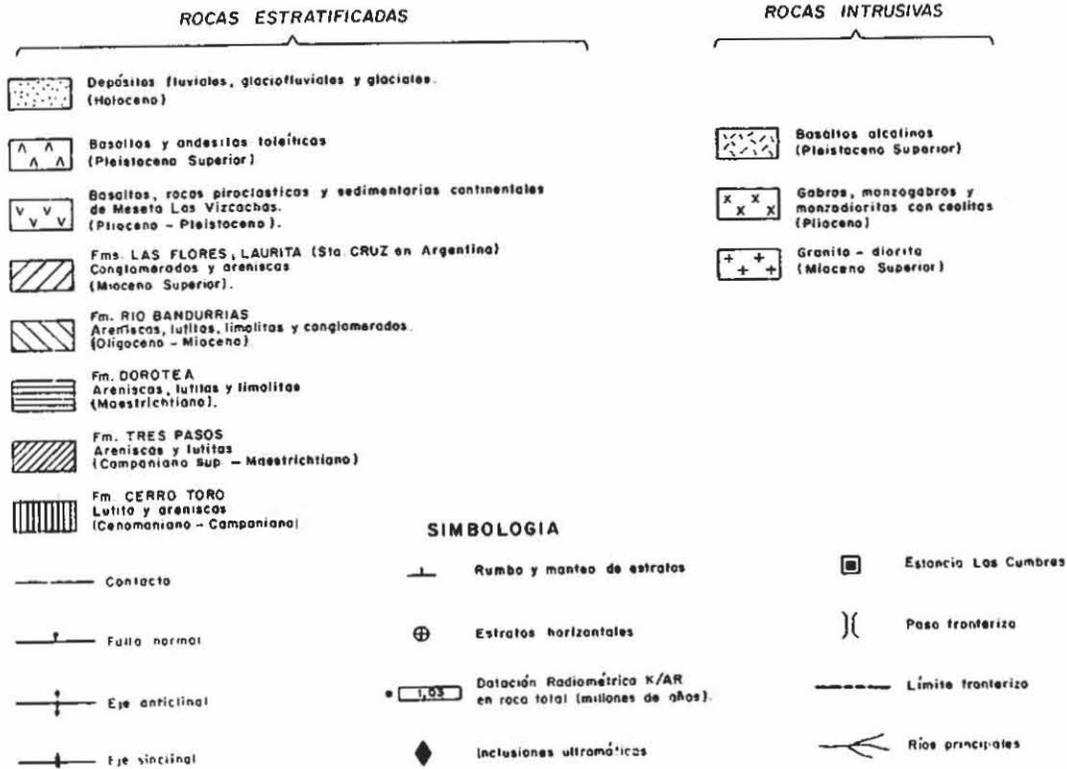
EL BASALTO PORTADOR DE LAS INCLUSIONES

Las inclusiones ultramáficas se encuentran en un filón-manto basáltico que aflora al noreste de la es-

tancia Las Cumbres (Fig. 1). Este filón intruye la base de la meseta volcanoclástica Las Vizcachas y,



LEYENDA



J. MUÑOZ B. 1981

- 2913 Muestra

FIG. 1. Mapa Geológico de la región entre 50° 30' - 51° 00' latitud sur y 72° 00' - 73° 00' longitud oeste (Muñoz, 1981).

probablemente, corresponde a una ramificación del stock que aflora al este de dicha estancia. Cuerpos similares se observan en toda la región, y tienen dimensiones que varían desde delgados diques hasta pequeños stocks. El stock que aflora al este de la estancia Las Cumbres también contiene inclusiones ultramáficas, además de algunos mega-fenocristales de clinopiroxeno.

Edades radiométricas K-Ar, en roca total, obtenidas en los basaltos que afloran en el cerro Fraile (Fig. 1), han dado edades entre $2,05 \pm 0,1$ y $1,03 \pm 0,05$ m.a. (Fleck *et al.*, 1972). De acuerdo con Mercer (1969), los basaltos datados en Cerro Fraile, que están interestratificados con depósitos, tanto de origen glacial (till y outwash) como de origen fluvial, provendrían del noreste. Por otro lado, la meseta Las Vizcachas es litológicamente similar a la secuencia observada en Cerro Fraile, aunque considerablemente más potente (cerca de 1.000 m). Es posible, por lo tanto, que la meseta Las Vizcachas y el cerro Fraile sean partes de una meseta volcanoclástica más extensa, que actualmente se encuentra considerablemente disectada por erosión glacial. En concordancia con estos datos se correlaciona la meseta Las Vizcachas con el cerro Fraile y, en base a los antecedentes radiométricos mencionados, se le asigna una edad pliocena superior-pleistocena. Esto implica que los intrusivos basálticos portadores de inclusiones ultramáficas son, probablemente, del Pleistoceno Superior, ya que intruyen a la meseta y fueron parcialmente erodados durante la última glaciación.

MINERALOGIA Y PETROGRAFIA

Las características mineralógicas y petrográficas del filón-manto portador de las inclusiones ultramáficas y de otros cuerpos intrusivos similares se resumen en la Tabla 1. Macroscópicamente, son rocas macizas, de color negro y aspecto fresco. Microscópicamente, tienen textura porfídica, con 5-25% de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, en una masa fundamental que varía desde intergranular a traquítica.

En estos intrusivos basálticos, el olivino (Fo 88-65%), es abundante (50-90% del total de fenocristales) y no tiene borde de reacción de clinopiroxeno. Los cristales de olivino son grandes (hasta 3 mm), presentan engolfamientos y, ocasionalmente, tienen textura sagenítica. El clinopiroxeno es de tipo augita ($2V\gamma$ 60-86°; $\gamma\wedge C$ 40-60°), los cristales

tienen color pardo claro, son débilmente pleocroicos y, en parte, forman cúmulos. La plagioclasa es labradorita (An 54-64%; $\gamma\wedge C$ 30-36°), los cristales son tabulares, con maclas polisintética o compleja y están, generalmente, zonados.

La masa fundamental se compone de microlitos de plagioclasa con gránulos de clinopiroxeno, olivino, magnetita e ilmenita, y con ceolitas intersticiales. El olivino, en la masa fundamental, no tiene borde de reacción. Las ceolitas son del tipo natrolita y chabazita, ambas de origen primario. Modalmente, no existen feldespatoides y cuarzo. La alteración de estos intrusivos basálticos es menor que 1%, en promedio, y corresponde a iddingsita y bowlingita en olivino o intersticial en la masa fundamental y, ocasionalmente, arcillas en plagioclasa.

La presencia de olivino como fenocristal y en la masa fundamental, en ambos casos sin borde de reacción, de clinopiroxeno cálcico (augita) y de ceolitas primarias, permite clasificar estos intrusivos como basaltos de olivino y reconocer, mineralógicamente, su carácter alcalino.

El filón portador de las inclusiones y el stock que aflora al este de la estancia Las Cumbres (Fig. 1) contienen xenocristales de olivino y ortopiroxeno, que se reconocen por una marcada extinción ondulosa o en bandas, gran tamaño y ausencia de zonación y maclas. En el stock que aflora al este de Estancia Las Cumbres, los xenocristales de ortopiroxeno tienen composición del tipo bronzita (En 87%; $2V\gamma\wedge 95^\circ$; Tabla 1). Los xenocristales de ortopiroxeno tienen borde de clinopiroxeno, evidenciando inestabilidad con el magma al que fueron incorporados. El ortopiroxeno no formó parte de la cristalización de dicho magma. Los xenocristales de olivino tienen borde opacítico de oxidación y no presentan evidencias de reacción con el magma al que fueron incorporados. Los xenocristales de olivino y ortopiroxeno, en estos dos intrusivos, provienen de las inclusiones ultramáficas.

QUIMICA

Los análisis químicos de elementos mayores y en trazas, presentados en la Tabla 2, corresponden a muestras seleccionadas del filón-manto portador de las inclusiones (2611-A), de los stocks que afloran al este (2611-B) y al norte de la estancia Las Cumbres (2913 y 2915), y de un dique situado al sureste de Cerro Donoso (27-112) (Fig. 1).

TABLA 1 MINERALOGIA Y PETROGRAFIA DE LOS INTRUSIVOS BASALTICOS

| Muestra | | 2611-A* | 2611-B | 2913 | 2915 | 27112 |
|---------------------------------|---------|---|---|--------------------------------|--------------------------------|---|
| Textura | Textura | Porfídica | Porfídica | Porfídica | Porfídica | Porfídica |
| | % | 20 | 20-25 | 15-20 | 5 | 25 |
| Fenocristales ⁽²⁾ | Ol | 80% 2V γ 88-96° Fo 88-73% | 50% 88-100° 88-65% | 90% | 90% | 90% 94-98° 76-70% |
| | Cpx | 10-15% γ \wedge C50-60° 2V γ 80-86° | 30% 50-60° 60-86° | 10% | 5% | < 5% 40-44° 66-68° |
| | Pl | < 10% γ \wedge C30-31° An 54-56% | 20% 30-31° 54-56% | | 5% | 5-10% 33-36° 60-64% |
| | Textura | Traquítica | Intergranular | Intergranular | Intergranular | Traquítica |
| | Pl | 85% | 70% | 70% | 60-70% | 70% γ \wedge C30-31° An 54-56% |
| Masa Fundamental ⁽⁴⁾ | Ol | < 5% 2V γ 96-100° Fo 73-65% | < 5% | 5% | < 10% | < 5% 94-98° 76-70% |
| | Cpx | 10-15% | 20% | 10% | 20% | 20% |
| | Ce | 1% | 2% | > 10% | 2% | 3% |
| | Ap | 1% | 2% | 1% | 2% | 1% |
| | Mt | 2% | 1% | 1% | 2% | 2% |
| | Il | 1% | 1% | 1% | 1% | 1% |
| Alteración | | 1% Iddingsita | 1% Iddingsita Arcillas | 2% Iddingsita Bowlingita | 1% Iddingsita Bowlingita | 1% Iddingsita Arcillas |
| Estructuras | | Maciza | Maciza | Vesículas de ceolita | Vesículas de ceolita | Maciza |
| Observaciones | | Xenocristales de ortopiroxeno y olivino | Xenocristal de ortopiroxeno (2V γ 95°; En 87%) | | | |

* Filón-manto portador de inclusiones ultramáficas.

(2) Porcentaje con respecto al total de fenocristales.

(4) Porcentaje con respecto al total de masa fundamental.

Estos intrusivos basálticos tienen contenidos de SiO₂ cercanos al 50%, más del 8% de MgO y entre 7,90 y 9,41% de CaO. En el diagrama (Na₂O + K₂O) - SiO₂ (Fig. 2) el filón portador de las inclusiones y los stocks que afloran al este y norte de la estancia Las Cumbres, se sitúan entre las curvas que delimitan los campos alcalino y sub-alcalino de MacDonald y Katsura (1964) e Irvine y Baragar (1971). El dique al sur de Cerro Donoso cae en el

campo alcalino.

En el diagrama AFM (Fig. 3), los intrusivos basálticos se distribuyen en el campo alcalino propuesto por Schwarzer y Rogers (1974). Estos intrusivos tienen menor contenido de MgO y TiO₂, y similar de álcalis que los basaltos alcalinos de olivino y nefelinitas de Pali-Aike.

De acuerdo con la presencia de Ol + Ne y de Ol + Ity normativo (Tabla 2), estos intrusivos se

TABLA 2. COMPOSICION QUIMICA Y NORMATIVA DE LOS INTRUSIVOS BASALTICOS

| | 2611-A ^(*) | 2611-B ^(*) | 2913 ^(*) | 2915 ^(*) | 27112 ^(*) |
|----------------------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 49,84 | 48,92 | 47,59 | 50,03 | 49,28 |
| TiO ₂ | 1,78 | 1,44 | 1,55 | 1,38 | 1,76 |
| Al ₂ O ₃ | 14,64 | 14,17 | 14,07 | 14,63 | 14,02 |
| Fe ₂ O ₃ | — | 3,46 | 3,25 | 3,85 | — |
| FeO | 11,04 | 6,78 | 6,96 | 6,39 | 10,83 |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,15 | 0,15 | 0,15 |
| MgO | 8,45 | 8,93 | 10,00 | 8,07 | 9,20 |
| CaO | 8,77 | 8,42 | 7,90 | 8,13 | 9,41 |
| Na ₂ O | 3,18 | 2,75 | 2,76 | 2,89 | 3,58 |
| K ₂ O | 1,34 | 1,40 | 1,13 | 1,41 | 1,61 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,37 | 0,33 | 0,29 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,04 | — | — | — | 0,07 |
| NiO | 0,06 | — | — | — | 0,04 |
| BaO | 0,09 | — | — | — | 0,05 |
| H ₂ O+CO ₂ | — | 2,51 | 3,73 | 2,53 | — |
| Total | 99,44 | 99,33 | 99,42 | 99,75 | 100,01 |
| Y | 19 | — | — | — | 19 |
| Sr | 555 | — | — | — | 591 |
| Rb | 32 | — | — | — | 32 |
| Cr | — | 113 | 590 | 540 | — |
| Ni | — | 200 | 110 | 80 | — |
| Co | — | 30 | — | — | — |
| Ba | — | — | 110 | 100 | — |
| FeO*/MgO | 1,31 | 1,11 | 0,99 | 1,22 | 1,16 |
| Mg/Mg+Fe ²⁺ | 0,65 | 0,69 | 0,71 | 0,66 | 0,67 |
| Rb/Sr | 0,058 | — | — | — | 0,054 |
| Zr | 0,00 | 2,33 | 3,27 | 2,55 | 0,00 |
| Or | 7,95 | 8,42 | 6,81 | 8,46 | 9,43 |
| Ab | 28,67 | 25,13 | 25,26 | 26,36 | 23,01 |
| An | 21,81 | 22,58 | 23,11 | 23,15 | 17,28 |
| Nc | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 5,31 |
| Mt | 2,90 | 3,13 | 3,25 | 3,06 | 2,81 |
| Il | 2,49 | 2,04 | 2,20 | 1,95 | 2,42 |
| Ap | 0,06 | 0,79 | 0,70 | 0,62 | 0,02 |
| Di | 17,48 | 13,98 | 11,72 | 12,73 | 23,22 |
| Hy | 4,25 | 9,71 | 6,36 | 13,79 | 0,00 |
| Ol | 14,38 | 11,99 | 17,30 | 7,62 | 16,48 |
| I.C.N. | 41,57 | 41,63 | 41,54 | 39,77 | 44,96 |
| An N. | 43 | 47 | 48 | 47 | 43 |

(*) Análisis por Microsonda Electrónica (todo el Fe como FeO).

(□) Análisis por Absorción Atómica y Colorimetría.

$$\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998$$

clasifican como basaltos alcalinos de olivino y basaltos alcalinos, respectivamente. Según la clasificación de Irvine y Baragar (1971), son basaltos alcalinos ricos en potasio (Ne + Ol normativo) y basaltos toleíticos (Ol + Hy normativo).

La razón Mg/Mg + Fe²⁺ varía entre 0,65 y 0,71.

Estos valores son altos y comparables con los obtenidos en magmas basálticos que estarían en equilibrio con el olivino del manto superior (Mg/Mg + Fe²⁺ = 0,68; según Green, 1971), sugiriendo que los intrusivos representan un magma basáltico primitivo de rápido ascenso. La razón Rb/Sr de dos

TABLA 3. PROMEDIO DE COMPOSICIONES QUIMICAS Y NORMATIVAS DE BASALTOS DE DIFERENTES SECTORES DE LA PATAGONIA EXTRA-ANDINA Y DEL OESTE DE MEXICO EN AMERICA DEL NORTE

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--|--------------|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 50,60 | 46,24 | 48,67 | 48,65 | 47,15 | 46,98 | 51,4 | 50,9 |
| TiO ₂ | 1,58 | 3,10 | 2,03 | 1,21 | 2,38 | 2,61 | 1,8 | 1,2 |
| Al ₂ O ₃ | 14,83 | 12,46 | 16,38 | 15,55 | 15,98 | 15,54 | 16,0 | 16,3 |
| FeO* | 10,48 | 11,69 | 11,22 | 10,06 | 10,91 | 12,10 | 10,5 | 11,2 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,19 | 0,09 | 0,16 | 0,16 | 0,1 | 0,1 |
| MgO | 9,15 | 11,00 | 6,74 | 7,68 | 8,22 | 7,86 | 6,1 | 7,4 |
| CaO | 8,57 | 10,27 | 9,15 | 8,74 | 8,60 | 9,00 | 8,2 | 8,9 |
| Na ₂ O | 2,99 | 3,29 | 3,57 | 5,25 | 4,20 | 3,77 | 3,4 | 3,0 |
| K ₂ O | 1,36 | 1,42 | 1,53 | 1,22 | 2,01 | 1,34 | 1,6 | 0,6 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,69 | 0,53 | 0,28 | 0,77 | 0,65 | 0,4 | 0,1 |
| Total | 99,99 | 100,34 | 100,01 | 98,73 | 100,38 | 100,01 | 100,0 | 100,0 |
| Zr | 2,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Or | 7,9 | 8,4 | 9,4 | 7,2 | 11,9 | 7,1 | 9,5 | 3,6 |
| Ab | 26,4 | 16,2 | 26,4 | 24,5 | 19,4 | 24,8 | 20,8 | 25,4 |
| An | 22,6 | 15,0 | 24,0 | 15,3 | 18,9 | 21,5 | 23,7 | 29,3 |
| Ne | 0,0 | 6,3 | 2,1 | 10,8 | 8,8 | 4,7 | 0,0 | 0,0 |
| Di | 14,0 | 25,5 | 14,9 | 21,3 | 15,3 | 13,9 | 11,8 | 11,6 |
| Hy | 8,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 17,3 | 23,6 |
| Ol | 12,8 | 17,1 | 14,1 | 11,8 | 15,3 | 16,0 | 2,2 | 1,4 |
| Mt | 3,1 | 4,7 | 3,9 | 3,2 | 3,0 | 3,4 | 3,1 | 3,3 |
| Il | 2,2 | 5,9 | 3,9 | 2,3 | 4,6 | 5,0 | 3,4 | 2,3 |
| Ap | 0,5 | 1,5 | 1,2 | 0,6 | 1,8 | 1,5 | 0,9 | 0,2 |
| FeO* = FeO + Fe₂O₃ x 0,8998 | | | | | | | | |
| Rb | 32 | 23 | — | — | 46 | 23 | 33 | 6 |
| Sr | 555 | 645 | — | — | 840 | 621 | 710 | 370 |
| Y | 19 | 28 | — | — | 23 | 22 | — | — |
| Sr | 414 | — | — | — | 266 | — | — | — |
| Co | 30 | — | — | — | 37 | — | — | — |
| Ni | 130 | — | — | — | 117 | — | — | — |
| Rb/Sr | 0,058 | 0,036 | — | — | 0,055 | 0,037 | 0,046 | 0,016 |

1. Promedio de 4 intrusivos basálticos del sector de la meseta Las Vizcachas (Tabla 2). No fue considerada la muestra 27112 (Ne + Ol normativo).
2. Promedio de 43 basaltos alcalinos y nefelinitas del sector de Pali-Aike (Skewes y Stern, 1979a).
3. Promedio de 9 basaltos alcalinos del sector de la meseta Buenos Aires (Niemeyer, 1979).
4. Promedio de 12 basaltos de la Patagonia (Takamura y Yoshida, 1975).
5. Promedio de 11 basanitas de edades entre 4,0 y 0,2 m.a. (K-Ar en roca total) del sector de la meseta Buenos Aires (Baker *et al.*, en prensa).
6. Promedio de 12 basaltos alcalinos con edades entre 25 y 9 m.a. (K-Ar en roca total) del sector de la meseta Buenos Aires (Baker *et al.*, en prensa).
7. Promedio de 10 basaltos alcalinos del sureste de Montañas San Juan en Nuevo México (Lipman, 1969).
8. Promedio de 19 toleitas de olivino del norte de Depresión Río Grande, México (Lipman, 1969).

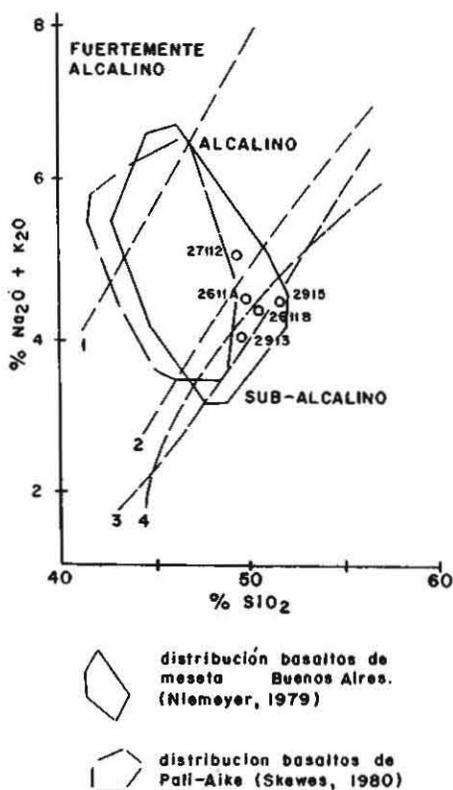


FIG. 2. Proyección en el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ de los intrusivos basálticos. Curvas según: 1. Saggersons y Williams (1964); 2. Irvine y Baragar (1971); 3. Mac Donald y Katsura (1964); 4. Hyndman (1972).

muestras es más alta que la obtenida en los basaltos alcalinos de olivino y nefelinitas de Pali-Aike, y similar a las obtenidas en basanitas del sector de la meseta Buenos Aires (Tabla 3). La razón Rb/Sr de estas dos muestras es más alta que las detectadas en toleítas de olivino del norte de la Depresión Río Grande, en México (Lipman, 1969).

El contenido de Y determinado en sólo dos muestras es de 19 p.p.m. (Tabla 2). Este valor es más bajo que los obtenidos en Pali-Aike y en la

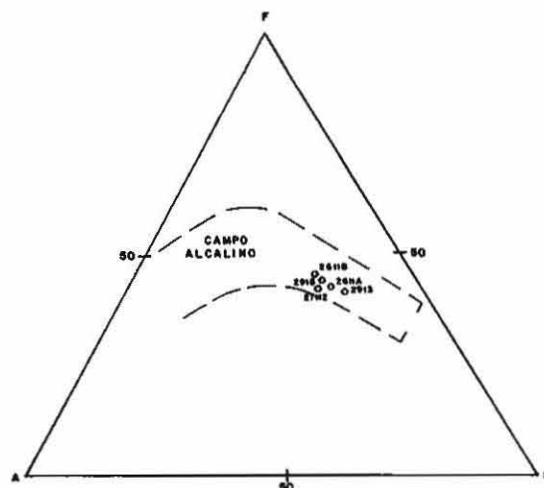


FIG. 3. Proyección en el diagrama AFM de los intrusivos basálticos. Campo alcalino según Shwarzer y Rogers (1974).

meseta Buenos Aires (Tabla 3). El bajo contenido de Y sugiere la no participación de granate en la génesis de los intrusivos basálticos. Los contenidos de Cr, Co y Ni son más bajos que los detectados en rocas basálticas de afinidad calco-alcalina (ver, por ejemplo, Miyashiro y Shido, 1975).

Los intrusivos basálticos del sector de la meseta Las Vizcachas tienen una composición química de carácter medianamente alcalino. De los datos disponibles, se insinúa una tendencia hacia la subalcalinidad, que se manifiesta en la presencia de Ne + Ol y de Ol + Hy normativo, que corresponde a una tendencia del tipo straddle de Miyashiro (1978). En el sector de la meseta Las Vizcachas, existen rocas basálticas de afinidad toleítica, que pueden estar estrechamente ligadas con estos intrusivos basálticos (Muñoz, 1981; Muñoz, en prep.). La asociación de rocas alcalinas y toleíticas en los Basaltos de la Patagonia Extra-andina ha sido anteriormente reconocida en el sector de la meseta Buenos Aires (Hashimoto *et al.*, 1977; Charrier *et al.*, 1979; Niemeier, 1979; Baker *et al.*, en prensa).

LAS INCLUSIONES ULTRAMAFICAS

Las inclusiones ultramáficas corresponden a fragmentos desde angulosos a subredondeados, con formas irregulares y tamaños entre 5 y 20 cm, que

se distribuyen desordenadamente en la roca huésped. No existen fenómenos de reacción entre las inclusiones y la roca basáltica, estando el contacto

entre ambas caracterizado por la presencia de un fino borde de oxidación. La textura de las inclusiones y de los minerales que las componen muestran efectos de deformación y metamorfismo, encontrándose inclusive texturas metamórficas. En las inclusiones no se observa laminación o estratificación ígnea.

MINERALOGIA, PETROGRAFIA Y TEXTURA

En la Tabla 4 se resume la mineralogía, petrografía y texturas de las inclusiones. Todas las muestras presentan la asociación mineralógica de olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela (Microfotografía 1). Cada una de estas fases varía su contenido en una misma inclusión. El olivino es el principal constituyente, el ortopiroxeno es más abundante que el clinopiroxeno y la espinela es accesoria. Tal asociación mineralógica permite clasificar las inclusiones como peridotitas de espinela. En el diagrama triangular de clasificación modal de las rocas ultramáficas (Fig. 4), propuesto por Streckeisen (1974), se proyectan en el área de la harzburgita (NV-1, NV-1' NR-2) y de la lherzolita (NV-2, NV-3 y NR-1).

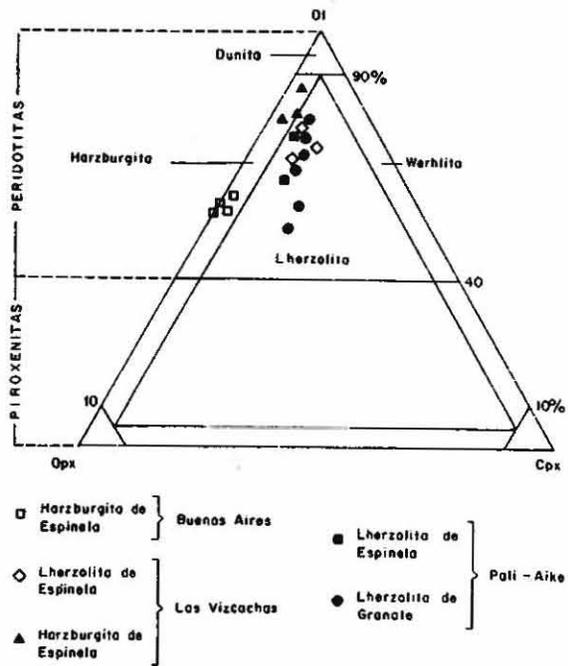


FIG. 4. Proyección de las peridotitas de la meseta Las Vizcachas, de la meseta Buenos Aires y de Pali-Aike, en el diagrama de clasificación de rocas ultramáficas (Streckeisen, 1974).

TABLA 4. MINERALOGIA Y PETROGRAFIA DE LAS INCLUSIONES ULTRAMAFICAS

| | | NV-1 | NV-1' | NV-2 | NR-1 | NR-2 | NV-3 |
|------------------------|-------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| % Modal | Ol | 81 | 82 | 78 | 71 | 88 | 70 |
| | Opx | 14 | 11 | 14 | 16 | 9 | 18 |
| | Cpx-I | 2 | 4 | 6 | 10 | 2 | 9 |
| | Sp | 2 | 3 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| Textura | | A.G. | A.G. | A.G. | P.C. | C. | A.G. |
| Color | | verde | verde | verde | rojo | rojo | verde |
| Recristalización | | — | — | — | Cpx-II | Cpx-II | — |
| Maclas y zonación | | — | — | — | Cpx-II | Cpx-II | — |
| Deformación | | Ol-Opx | Ol-Opx | Ol-Opx | Ol-Opx | Ol-Opx | Ol-Opx |
| Magnetita | | — | — | — | en frac. | en frac. | — |
| Serpentina y Magnesita | | en frac. |
| 2Vα | Ol | 90° | — | — | — | 90° | 92° |
| | Opx | 94-100° | — | — | — | 92-94° | 100° |
| | Cpx | 120° | 120° | — | — | 120° | — |
| % Fo* | | 88,6 | — | 86,3 | 87,9 | 86-87 | 88 |
| % En* | | 90-92 | — | — | — | 88-90 | 92 |

A.G. Alotriomorfo-granular

P.C. Porfiroclástica

C. Cataclástica

* Composición de olivino determinada por difracción de Rayos-X, según métodos de Yoder y Sahama (1957) y controlada por medición de 2Vα. Composición de ortopiroxeno determinada por 2Vα en base a curva en Deer et al. (1964).

Olivino

El contenido modal de olivino (Fo 86-88%; Tabla 4) varía entre 70 y 88%. Los cristales tienen forma anhedral y no poseen zonación o maclas. Una marcada extinción ondulosa, acompañada de fuerte fracturamiento o cataclasis, es característica de los cristales de olivino. El contenido de forsterita del olivino de las inclusiones ultramáficas es mayor que el contenido de forsterita del olivino del basalto portador. La composición del olivino de las inclusiones es comparable con la observada en el olivino de peridotitas del manto superior (Green, 1967, 1971). El olivino de las peridotitas del sector de la meseta Las Vizcachas contiene más hierro que el olivino de las peridotitas de Pali-Aike (Fo 89-91%; Skewes y Stern, 1979a) y de la meseta Buenos Aires (Fo 90-91%; Baker *et al.*, en prensa; Fo 93%; Niemeyer, 1978).

En las fracturas de los cristales de olivino se localiza serpentina, del tipo crisotilo y lizardita, magnesita y óxidos de hierro. De acuerdo a Moody (1976), esta asociación mineralógica de alteración se produce a baja temperatura. Esto implicaría que la alteración del olivino en las inclusiones se produjo a poca profundidad en la corteza continental.

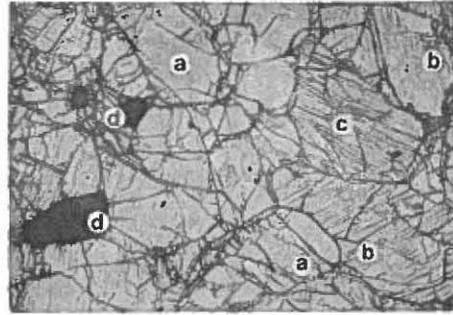
Ortopiroxeno

El contenido modal de ortopiroxeno (En 88-92%; $2V\alpha$ 92-100°; Tabla 4), varía entre 9 y 18%. Los cristales tienen, en promedio, menor tamaño que los cristales de olivino, aunque, excepcionalmente alcanzan hasta 1,0 cm y no tienen zonación ni maclas. Los cristales grandes de ortopiroxeno tienen, ocasionalmente, láminas delgadas y discontinuas de exsolución de clinopiroxeno con disposición oblicua al clivaje. La deformación se manifiesta en una extinción ondulosa en bandas o sectorial. La composición del ortopiroxeno (En 88-92%) es comparable a la composición del ortopiroxeno de otras inclusiones peridotíticas tanto de Chile (Niemeyer, 1978; Skewes y Stern, 1979a; Baker *et al.*, en prensa), como del mundo (por ejemplo, Rodgers y Brothers, 1969; Kuno, 1969).

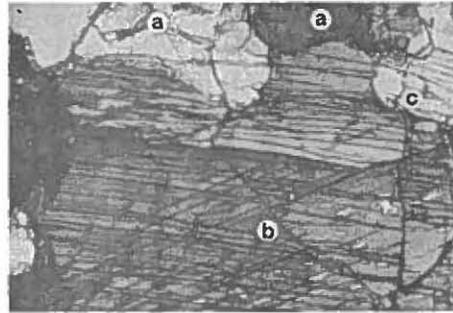
Clinopiroxeno

Se pueden reconocer dos fases de cristalización de clinopiroxeno:

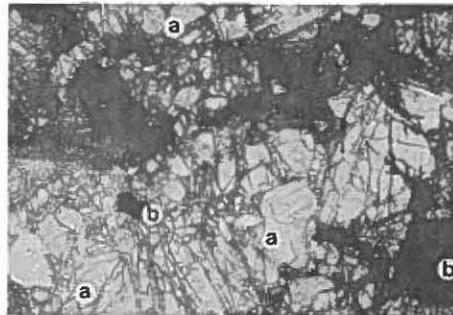
Clinopiroxeno I (Cpx-I). Su proporción modal fluctúa entre 2 y 10% (Tabla 4) Forma cristales sub-



MICROFOTOGRAFIA 1. Lherzolita de espinela con textura alotriomorfa granular (NV-1; 12,5 x 2,5; con analizador). a. olivino; b. ortopiroxeno; c. clinopiroxeno; d. espinela.



MICROFOTOGRAFIA 2. Lherzolita de espinela (NV-2; 12,5 x 2,5; con analizador). Láminas de exsolución de clinopiroxeno (Cpx-II) con disposición oblicua al clivaje de ortopiroxeno. a. olivino; b. ortopiroxeno. c. clinopiroxeno (Cpx-I).



MICROFOTOGRAFIA 3. Harzburgita de espinela con textura cataclástica (NR-2; 12,5 x 2,5; sin analizador). Abundante magnetita e ilmenita secundarias en fracturas. a. olivino; b. espinela.

hedrales, de menor tamaño que los cristales de olivino y ortopiroxeno, alcanzando hasta 0,5 cm. Estos Cpx-I no están zonados ni tienen maclas. Es difícil obtener medidas ópticas precisas y confiables de Cpx-I, dado su pequeño tamaño, ausencia

de clivaje marcado, de maclas y de secciones adecuadas. El ángulo óptico axial medido ($2V\alpha$ 120°) sugiere composición afín con diópsido.

Clinopiroxeno II (Cpx-II). Su presencia caracteriza las inclusiones con textura metamórfica. Los cristales son de tamaño muy pequeño (menor que 1,0 mm), tienen débil zonación y algunos presentan maclas. Los cristales de Cpx-II se localizan en una matriz fina, que rodea grandes cristales de olivino y ortopiroxeno, deformados y fracturados. También forman láminas de exsolución en ortopiroxeno (Microfotografía 2). Este Cpx-II representa una segunda fase de cristalización, posterior a la cristalización del clinopiroxeno relicto de las inclusiones (Cpx-I). Según Niemeyer (1978), en las inclusiones de la meseta Buenos Aires, el clinopiroxeno está sólo como exsolución en ortopiroxeno. Sin embargo, Baker *et al.* (en prensa) reconocieron en inclusiones de la meseta Buenos Aires grandes clinopiroxenos ($\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{49}\text{Fe}_4$) y pequeños clinopiroxenos ($\text{Ca}_{49}\text{Mg}_{39}\text{Fe}_{12}$).

Espinela

El contenido modal de espinela varía entre 2 y 3% (Tabla 4). Los cristales tienen tamaño menor que 1,0 mm y forma anhedral a euhedral rómbica. Tiene color oscuro y muy débil zonación, con bordes más claros. Aparece intersticialmente, entre olivino y ortopiroxeno, o como inclusión en estos dos minerales.

Texturas. De acuerdo con la clasificación textural de rocas ultramáficas, propuesta por Nielson y Schwarzman (1977), las inclusiones tienen texturas metamórficas y alotriomorfa granular.

Texturas metamórficas. Las texturas metamórficas se observan en inclusiones que, macroscópicamente, tienen color rojo. En éstas, la textura es cataclástica y porfiroclástica, caracterizada por un intenso fracturamiento y/o cataclasis, que generan, localmente, una matriz muy fina, compuesta por fragmentos pequeños de cada una de las fases minerales presentes y por gránulos de clinopiroxeno recristalizado (Cpx-II), que rodean a grandes cristales fracturados y deformados. Abundante óxido de hierro (magnetita e ilmenita) se localiza en fracturas o como delgadas inclusiones en olivino (Microfotografía 3). Este óxido puede representar una redistribución del hierro, principalmente del olivino, ya sea durante la serpentización (Moody, 1976) o por metamorfismo.

Textura alotriomorfa granular. Se presenta en inclusiones que, macroscópicamente, tienen color verde. Los cristales de olivino y ortopiroxeno son grandes y equidimensionales, en algunos casos, con bordes poligonizados, y tienen regular grado de fracturamiento y deformación. El clinopiroxeno y la espinela se localizan en intersticios o como inclusiones en el olivino y en el ortopiroxeno. El óxido de hierro es poco abundante y local. Esta textura es del tipo protogranular según Mercier y Nicolais (1975).

Los minerales y las texturas de las inclusiones peridotíticas indican una compleja historia evolutiva, que incluye metamorfismo y deformación. Ninguna de las inclusiones ultramáficas estudiadas tiene la textura original de las rocas que componen el manto superior.

QUIMICA

Los análisis químicos de elementos mayores de cuatro muestras de inclusiones de peridotita, algunas de las cuales fueron analizadas además por Y, Rb, Sr o por Cr, Co, Ni, se exponen en la Tabla 5. De estos análisis, tres corresponden a peridotitas con textura alotriomorfa granular (NV-1, NV-1', NV-2) y uno, a peridotita con textura metamórfica (NR-1). La alteración de las muestras (serpentina, óxido de hierro secundario y magnetita) se traduce en un alto estado de oxidación del hierro y elevado contenido de volátiles.

Los contenidos de SiO_2 , hierro total y Na_2O aumentan al disminuir el contenido de MgO. Variaciones lineales de este tipo, para cada uno de los elementos mayores, con excepción del TiO_2 , fueron obtenidas en lherzolitas de espinela y lherzolitas de granate de ambientes continental y oceánico (Maaløe y Aoki, 1977). En lherzolitas contenidas en los basaltos de Hawaii, el contenido de Al_2O_3 , hierro total, CaO, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y TiO_2 , aumenta al disminuir la razón $\text{MgO}/\Sigma \text{FeO}$ (Kuno, 1969).

Los contenidos de Al_2O_3 , Na_2O y K_2O son bajos respecto a los obtenidos en la composición de un manto peridotítico no modificado (Harris *et al.*, 1967; Wyllie, 1971) y también respecto de los obtenidos en las peridotitas de la meseta Buenos Aires y de Pali-Aike (Tabla 6). La muestra representativa de las peridotitas de textura metamórfica (NR-1; Tabla 5) tiene menor contenido de MgO y mayor de SiO_2 , respecto de las peridotitas de textura alotriomorfa granular. Del mismo modo, esta muestra contiene olivino más rico en hierro (Fo 86,3).

TABLE 5. COMPOSICION QUIMICA Y
NORMATIVA DE LAS INCLUSIONES
ULTRAMAFICAS

| | NV-1 ^a | NV-1' (*) | NV-2 ^a | NR-1 ^a |
|----------------------------------|-------------------|-----------|-------------------|-------------------|
| SiO ₂ | 41,24 | 45,10 | 45,47 | 45,68 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,00 | 0,16 | 0,13 |
| Al ₂ O ₃ | 0,68 | 0,21 | 0,96 | 1,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,77 | — | 0,89 | 2,68 |
| FeO | 5,41 | 5,53 | 3,13 | 5,75 |
| MnO | 0,14 | 0,89 | 0,13 | 0,18 |
| MgO | 43,88 | 42,20 | 41,10 | 34,87 |
| CaO | 0,08 | 0,74 | 2,41 | 2,43 |
| Na ₂ O | 0,03 | 0,00 | 0,12 | 0,09 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,00 | 0,06 | 0,06 |
| BaO | — | 0,09 | — | — |
| NiO | — | 0,04 | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | — | 0,55 | — | — |
| H ₂ O+CO ₂ | 5,26 | — | 0,38 | 4,11 |
| Total | 99,64 | 97,55 | 99,82 | 99,36 |
| Cr | 350 | — | 1800 | 1700 |
| Ni | 2800 | — | 2250 | 2300 |
| Co | 75 | — | 71 | 70 |
| Y | — | 0,0 | — | — |
| Sr | — | 0,6 | — | — |
| Rb | — | 3,6 | — | — |
| FeO*/MgO | 0,18 | 0,20 | 0,22 | 0,29 |
| Mg/Mg+Fe ²⁺ | 0,92 | 0,82 | 0,90 | 0,88 |
| Rb/Sr | — | 0,35 | — | — |
| Zr | 4,14 | 0,00 | 0,31 | 3,38 |
| Or | 0,06 | 0,00 | 0,05 | 0,11 |
| Ab | 0,25 | 0,00 | 0,98 | 0,78 |
| An | 0,13 | 0,53 | 1,87 | 3,12 |
| Mt | 1,55 | 1,46 | 0,85 | 1,63 |
| Il | 0,13 | 0,00 | 0,20 | 0,17 |
| Sp | 0,86 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ap | 0,08 | 0,00 | 0,11 | 0,12 |
| Di | 0,00 | 2,43 | 6,93 | 6,46 |
| Hy | 12,31 | 13,35 | 22,68 | 14,78 |
| Ol | 80,51 | 62,24 | 66,01 | 49,45 |
| I.C.N. | 95,43 | 99,47 | 96,79 | 92,62 |
| An N. | 33 | 0,00 | 66 | 280 |

NV-1 Harzburgita de espinela

NV-1' Harzburgita de espinela

NV-2 Lherzolita de espinela

NR-1 Lherzolita de espinela

^a Análisis por Absorción Atómica y Colorimetría.

(*) Análisis por Sonda Electrónica, (todo el Fe como FeO).

FeO* = FeO + Fe₂O₃ x 0,8998

Los contenidos de CaO, Al₂O₃ y Na₂O son muy bajos en las muestras NV-1 y NV-1' (harzburgita) y son más altos en las muestras NV-2 y NR-1

(lherzolita). El CaO de estas dos últimas es comparable con los obtenidos en las peridotitas de la meseta Buenos Aires y de Pali-Aike y, además, con el observado en peridotitas representativas de un manto no modificado (Tabla 6). Los contenidos de Al₂O₃, Na₂O, K₂O y CaO, con excepción del CaO en las muestras NV-2 y NR-1, son comparables con los obtenidos en una composición calculada de peridotita después de la fusión parcial de un manto peridotítico teórico para producir el promedio de magmas toleíticos (Kushiro y Kuno, 1963; Tabla 6, columna 5).

La muestra NV-1 tiene contenidos más altos de Co y Ni y más bajo de Cr que las otras muestras analizadas. En esta muestra los contenidos de Rb y Sr son más bajos que los detectados en el basalto portador y la razón Rb/Sr es más alta. Debido al reducido número de análisis realizados, no es po-

TABLE 6. PROMEDIO DE COMPOSICIONES
QUIMICAS DE INCLUSIONES ULTRAMAFI-
CAS, EN BASALTOS DE LA PATAGONIA
EXTRA-ANDINA Y DEL MUNDO

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45,86 | 45,02 | 44,20 | 44,22 | 43,9 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,1 |
| Al ₂ O ₃ | 1,04 | 3,16 | 2,05 | 2,55 | 1,5 |
| FeO* | 9,44 | 9,31 | 8,29 | 8,13 | 7,9 |
| MnO | 0,16 | 0,11 | 0,13 | 0,15 | 0,1 |
| MgO | 41,54 | 38,89 | 42,21 | 41,69 | 44,9 |
| CaO | 1,69 | 2,29 | 1,92 | 2,18 | 1,5 |
| Na ₂ O | 0,08 | 0,28 | 0,27 | 0,24 | 0,1 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,03 | 0,06 | 0,05 | 0,0 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,1 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,47 | 0,44 | 0,00 | 0,0 |
| Total | 100,01 | 99,75 | 99,73 | 99,35 | 100,1 |

FeO* = FeO + Fe₂O₃ x 0,8998

1. Promedio de 3 peridotitas de espinela en basalto del sector de la meseta Las Vizcachas, Tabla 4. No fue considerado NV-1'.
2. Promedio de 2 harzburgitas de espinela en basalto alcalino del sector de la meseta Buenos Aires (Niemeyer, 1978).
3. Promedio de 384 lherzolitas de espinela de ambientes continentales y oceánicos. La composición aproximada del manto superior (Maaløe y Aoki, 1977).
4. Promedio de 8 inclusiones ultramáficas en basaltos (Green, 1968).
5. Composición teórica de peridotita después de fusión de peridotita para producir el promedio de magmas toleíticos (Kushiro y Kuno, 1963).

sible reconocer una variación sistemática de estos elementos en trazas, al variar el contenido de MgO.

De acuerdo con las diferencias químicas, principalmente en el contenido de CaO, de las harzburgitas (NV-1 y NV-1') respecto de las lherzolitas (NV-2 y NR-1), es probable que las primeras correspondan a fragmentos residuales de fusión parcial de manto superior peridotítico sin granate, y que las segundas correspondan a fragmentos accidentales, incorporados al basalto portador (xeno-

litos). Por otro lado, ambos tipos podrían corresponder a fragmentos peridotíticos, afectados por distintos grados de fusión parcial. Maaløe y Aoki (1977) consideran que la composición química de las lherzolitas de espinela puede representar la composición residual y/o no residual de la composición química primitiva del manto superior. De cualquier modo, ninguna de las muestras estudiadas representa la composición química primitiva del manto superior.

DISCUSION

La asociación mineralógica de olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela de las inclusiones ultramáficas es estable aproximadamente entre 10 y 20 kb de presión (Green y Ringwood, 1970; Fodor, 1978). En el sistema $MgO-Al_2O_3-SiO_2$, la reacción ortopiroxeno + espinela = granate + olivino se realiza a 19,3 kb y a 1.000°C y existe una presión mínima cercana a 18 kb para la asociación de olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela (Danckwerth y Newton, 1978). En el sistema $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$, la reacción ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela = granate + olivino se realiza a 16,5 kb y a 1.000°C (Jenkins y Newton, 1979). Considerando estos valores, se estima una presión del orden de 10-15 kb para las peridotitas de espinela de la meseta Las Vizcachas. En base a una gradiente de presión de 250 br/km, las peridotitas se habrían formado entre 40 y 60 km de profundidad.

La figura 5 es un diagrama petrogenético de peridotitas, obtenido experimentalmente a partir de estudios de equilibrio de fases en el sistema $CaO-Al_2O_3-MgO-SiO_2$ (Wyllie, 1971). En él, se representan las condiciones (presión y temperatura) de formación de las peridotitas de Pali-Aike, de la meseta Buenos Aires y las estimadas, de acuerdo a la asociación mineralógica, para las peridotitas de la meseta Las Vizcachas. De esta figura se deduce que las peridotitas de Pali-Aike tienen origen a mayor profundidad, en el manto superior, que las peridotitas de la meseta Las Vizcachas y de la meseta Buenos Aires.

Las inclusiones de harzburgita de espinela de la meseta Las Vizcachas podrían corresponder a fragmentos residuales de fusión parcial, por lo cual el basalto portador tendría su origen a igual profundidad que las harzburgitas de espinela. En cambio, el basalto portador de las inclusiones peridotíticas de Pali-Aike y de la meseta Buenos Aires

se generó a mayor profundidad que las peridotitas (Skewes y Stern, 1979a; Niemeyer, 1978). Esto sugiere diferentes profundidades de origen para los basaltos de la Patagonia Extra-andina.

La asociación de basaltos alcalinos y toleíticos en los basaltos de la Patagonia Extra-andina ha sido reconocida en meseta Las Vizcachas (Muñoz, 1981; Muñoz, en prep.) y en la meseta Buenos Aires (Hashimoto *et al.*, 1977; Hawkeswoth *et al.*, 1978; Niemeyer, 1979; Charrier *et al.*, 1979; Baker *et al.*, en prensa). En ambos sectores existen inclusiones peridotíticas sin granate, a diferencia de Pali-Aike, donde existen, además, peridotitas con granate y basaltos exclusivamente de carácter alcalino (Skewes y Stern, 1979a). Por otro lado, la posición

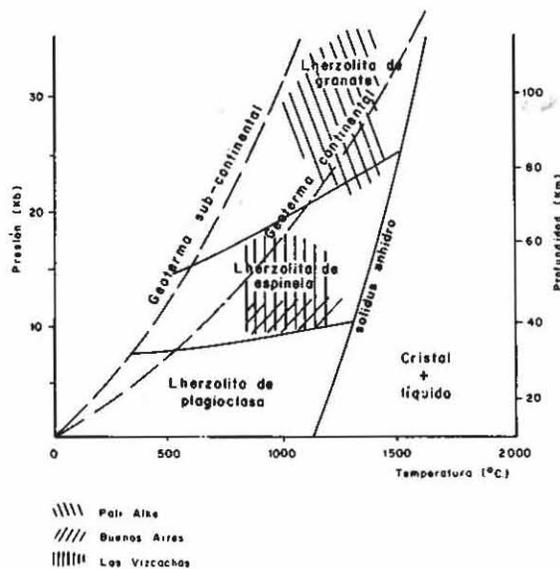


FIG. 5. Condiciones de generación de las inclusiones de la meseta Las Vizcachas (Muñoz, 1981), de la meseta Buenos Aires (Niemeyer, 1978) y de Pali-Aike (Skewes, 1980). Diagrama esquemático para peridotitas según Wyllie (1971).

geotectónica de la meseta Las Vizcachas y de la meseta Buenos Aires es similar, estando ambas ubicadas, aproximadamente, a la misma distancia de la actual fosa, y el centro volcánico de Pali-Aike, más alejado. Los basaltos más occidentales de la Patagonia Extra-andina (Las Vizcachas, Buenos Ai-

res) se localizan próximos al arco volcánico y constituyen una asociación de basaltos alcalinos y teolíticos. Pali-Aike se sitúa alejado del arco volcánico y constituye una asociación de basaltos netamente alcalinos.

CONCLUSIONES

El filón-manto portador de las inclusiones peridotíticas, que intruye la base de la secuencia volcanoclástica que compone la meseta Las Vizcachas, es un basalto que, mineralógica y químicamente, tiene carácter medianamente alcalino, al igual que otros cuerpos intrusivos basálticos reconocidos en la región. En estos intrusivos, la diferenciación estuvo gobernada por la cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. El olivino evidencia una cristalización temprana, probablemente, a alta presión y temperatura. La existencia de intrusivos basálticos, con Ne + Ol y Ol + Hy normativos, señala un traspaso de la barrera térmica que constituye el plano de Ol-Di-Pl, en el tetraedro de composición normativa de basaltos de Yoder y Tilley (1962), sugiriendo diferenciación bajo condiciones de presión litosférica relativamente alta, o bien, en condiciones de alta presión de oxígeno y de menor presión litosférica (Miyashiro, 1978). Los altos valores de la razón $Mg/Mg + Fe^{+2}$ son afines con una diferenciación primitiva, ya que corresponden con las encontradas en magmas primarios en equilibrio con olivino del manto superior.

La asociación mineralógica de las inclusiones peridotíticas: olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela; la existencia de deformación y cataclasis; las composiciones químicas; y la au-

sencia de texturas ígneas; permiten concluir que estas inclusiones representan fragmentos del manto superior, transportados a la superficie por el basalto portador. Las inclusiones de harzburgita tienen menores contenidos de Al_2O_3 , Na_2O y CaO que las inclusiones de lherzolita. Las primeras tienen composiciones químicas afines con un manto peridotítico modificado, probablemente, por fusión parcial. Las segundas, lherzolitas, tienen composiciones más afines con un manto no modificado, aunque los contenidos de Al_2O_3 y Na_2O son más bajos, por lo cual, probablemente, no representen la composición primitiva del manto superior. La mineralogía, petrografía, textura y química de las inclusiones de peridotita de espinela, apoyan la hipótesis de una compleja evolución que involucra: a) fusión parcial e incorporación de fragmentos residuales (harzburgita) y no residuales (lherzolita) al magma basáltico generado; b) ascenso a través del manto superior y, posiblemente, incorporación de nuevos fragmentos peridotíticos, durante el ascenso (lherzolita); c) deformación, fracturamiento, cataclasis y recristalización por metamorfismo; d) alteración a serpentina y magnetita y redistribución del hierro, principalmente del olivino, a poca profundidad en la corteza continental.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a P. Michael el apoyo brindado durante el trabajo de terreno y de laboratorio. También expresa gratitud hacia la familia Vidal, de la Estancia Las Cumbres, por brindarle su amistad y hospitalidad. Este trabajo fue parcialmente financiado por el Grant E-810-8133 del Servicio de Desarrollo Científico y Creación Artística de la U-

niversidad de Chile. El Instituto de Investigaciones Geológicas y Codelco-Chile financiaron parte del trabajo de laboratorio.

El manuscrito fué revisado por R. Charrier, L. López y M. Vergara del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile.

REFERENCIAS

- BAKER, D.; CAMINOS, R.; REA, J.; *et al.* (in press). The Patagonian plateau basalts. R. Soc. Lond., Philos. Trans.
- CHARRIER, R.; LINARES, E.; NIEMEYER, H.; *et al.* 1979. K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the Southeast Pacific triple junction. *Geology* (Boulder), Vol. 7, No. 9, p. 436-439.
- DANCKWERTH, P.A.; NEWTON, R.C. 1978. Experimental determination of peridotite spinel to garnet peridotite reaction in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ in range 900°-1100°C and Al_2O_3 isopleths of enstatite in the spinel field. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 66, No. 2, p. 189-201.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1964. Rock-forming minerals. Longman Group Ltd., Vol. 1, 331 p. London.
- ENERGLY, L.; BREELEY, L. 1971. Analytical Geochemistry. Elsevier Sci. Publ. Co., 426 p. Amsterdam.
- FLECK, R.J.; MERCER, J.H.; NAIRN, A.E.M.; *et al.* 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 16, No. 1, p. 15-22.
- FODOR, R.V. 1978. Ultramafic and mafic inclusion and megacrysts in Pliocene basalts, Black Range, Mexico. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 89, No. 3, p. 451-459.
- GELOS, E.; HAYASE, K. 1980. Estudio de inclusiones peridotíticas en rocas basálticas de la región de Comallo y de otras localidades de Río Negro y Chubut. *In Congr. Geol. Argent.*, No. 2, Actas, Vol. 2 p. 69-82. Bahía Blanca, 1975.
- GREEN, D. 1967. Stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in Upper Mantle structures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 3, No. 1, p. 151-160.
- GREEN, D. 1968. Origin of basaltic magmas. *In Basalts* (Hess, H.; Poldevart, A.; eds.). Interscience, p. 835-862. New York.
- GREEN, D. 1971. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. *In A discussion on the petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor.* R. Soc. Lond., Philos. Trans., Ser. A, Vol. 268, No. 1192, p. 707-725.
- GREEN, T.H.; RINGWOOD, A. 1970. Mineralogy of peridotitic compositions under Upper Mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 3, No. 2, p. 359-371.
- HARRIS, P.G.; REAY, A.; WHITE, I.G. 1967. Chemical composition of the Upper Mantle. *J. Geophys. Res.*, Vol. 72, No. 24, p. 6359-6369.
- HASHIMOTO, S.; FUJIWARA, Y.; NISHIMURA, T. 1977. Olivine basalt in the northwestern part of Patagonia, Argentina. *In Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile.* First Report (Ishikawa, T.; Aguirre, L.; eds.). Jap. Soc. Promot. Sci., p. 161-175. Tokyo.
- HAWKESWORTH, C.; NORRY, M.; RODDICK, J.; *et al.* 1979. $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 42, No. 1, p. 45-57.
- HYNDMAN, D. 1972. Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill, 533 p. New York.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 8, No. 5, p. 523-548.
- JENKINS, D.M.; NEWTON, R.C. 1979. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900°C and 1,000°C in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$, and at 900°C with natural garnet and olivine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 68, No. 4, p. 407-419.
- KUNO, H. 1969. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii. *Geol. Soc. Am., Mem.*, No. 115, p. 189-233.
- KUSHIRO, I.; KUNO, H. 1963. Origin of primary basaltic magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.*, Vol. 4, No. 1, p. 75-89.
- LIPMAN, P.W. 1969. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Río Grande Depression, southern Colorado and northern New Mexico. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 80, No. 7, p. 1343-1354.
- MAALØE, E.S.; AOKI, K. 1977. The major element composition of the Upper Mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 63, No. 2, p. 161-173.
- MACDONALD, G.; KATSURA, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, Vol. 5, No. 1, p. 82-133.
- MERCER, J.M. 1969. Glaciation in southern Argentina more than two million years ago. *Science*, Vol. 164, No. 3381, p. 823-825.
- MERCIER, J.C.; NICOLAS, A. 1975. Textures and fabrics of Upper Mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, Vol. 16, No. 2, p. 454-487.
- MIYASHIRO, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 66, No. 1, p. 91-104.
- MIYASHIRO, A.; SHIDO, F. 1975. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. J. Sci.*, Vol. 275, No. 3, p. 265-277.

- MOODY, J. 1976. Serpentinization: a review. *Lithos*, Vol. 9, No. 2, p. 125-138.
- MUÑOZ, J. 1981. Geología y petrología de las rocas ígneas e inclusiones ultramáficas del sector SW de Meseta Las Vizcachas, Ultima Esperanza, Magallanes, XII Región, Chile. Tesis M. Cs. y Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 186 p. Santiago.
- NIELSON, J.E.; SCHWARZMAN, E.C. 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. *J. Geol.*, Vol. 85, No. 1, p. 49-61.
- NIEMEYER, H. 1978. Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 33, No. 1, p. 63-75.
- NIEMEYER, H. 1979. Los basaltos alcalinos cenozoicos de Meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E149-E167. Arica.
- RAMOS, V.; NIEMEYER, H.; SKARMETA, J.; *et al.* (in press) Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *In Int. Geol. Congr.*, No. 26, Proc. Paris, 1980.
- RODGERS, K.; BROTHERS, R. 1969. Olivine, pyroxene, feldspar and spinel in ultramafic nodules from Auckland, New Zeland. *Min. Mag.*, Vol. 37., No. 287, p. 375-390.
- SAGGERSON, K.; WILLIAMS, L. 1964. Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika District. *J. Petrol.*, Vol. 5, No. 1, p. 40-81.
- SCHWARZER, R.R.; ROGERS, J.W. 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 23, No. 3, p. 286-296.
- SHAPIRO, L.; BRANNOCK, W. 1962. Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. *U. S. Geol. Surv., Bull.*, No. 1144A, 56 p.
- 1-SKEWES, A. 1980. Estudio petrológico y geoquímico de los basaltos e inclusiones ultramáficas del Campo Pali-Aike, Magallanes, XII Región, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 99 p. Santiago.
- SKEWES, A.; STERN, C. 1979a. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 6, No. 1-2, p. 3-25.
- SKEWES, A.; STERN, C. 1979b. Mantle xenoliths in alkali olivine basalts of southernmost S. America. [Abstr.] *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, Vol. 11, No. 7, p. 518.
- SMITH, E.I.; STUPAK, W.A. 1978. A Fortran IV program for the classification of volcanic rocks using the Irvine and Baragar classification scheme. *Comput. Geosci.*, Vo. 4, No. 1, p. 89-99.
- STERN, C.; SKEWES, A.; DURAN, A.M. 1976. Volcanismo orogénico en Chile austral. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F195-F212. Santiago.
- STRECKEISEN, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks; recommendations of the I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geol. Rundsch.*, Vo. 63, No. 2, p. 773-786.
- TAKAMURA, H.; YOSHIDA, H. 1975. The basalt of Patagonia. *Hiroshima Univ., J. Sci., Ser. C*, Vol. 7, No. 3, p. 149-165.
- VERGARA, M. 1972. Note on the zonation of the Upper Cenozoic volcanism of the Andean area of central-south Chile and Argentina. *In Symp. on Results of Upper Mantle Investigations with Emphasis on Latin America*, Int. Upper Mantle Project, Proc., Sec. 2, p. 381-397. Buenos Aires.
- VILLAR, L. 1975. Las Fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalógeno. *In Congr. Iberoam. Geol. Econ.*, No. 2, Actas, Vol. 3, p. 135-156. Buenos Aires.
- WYLLIE, P. 1971. *The dynamic Earth: Textbook in Geosciences*. John Wiley & Sons, Inc., 416 p. New York.
- YODER, H. JR.; SAHAMA, G. 1957. Olivine X-Ray determinative curve. *J. Am. Min.*, Vol. 43, No. 7-8, p. 475-491.
- YODER, H. JR.; TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, Vol. 3, No. 3, p. 342-532.