

GEOLOGIA, PETROLOGIA, QUIMISMO Y ORIGEN DE LOS VOLCANES DEL AREA DE PALI-AIKE, MAGALLANES, CHILE *

MILKA ALEXANDRA SKEWES V.**

SUMARIO

El área de Pali-Aike corresponde a un extenso campo volcánico que se ha mantenido activo desde el plioceno hasta el reciente. Este campo volcánico representa la unidad más austral de las lavas *plateau* de la Patagonia.

En Campo Pali-Aike se han distinguido tres ciclos volcánicos post glaciales (posteriores a un millón de años). El evento más antiguo originó *maares* y los dos últimos episodios formaron conos y lavas que cubren la mayor parte de la región. A base de evidencias arqueológicas y geomorfológicas se presume que el último evento volcánico, que dio origen a cerro Diablo, ocurrió en esta zona hace menos de 15.000 años. Tanto *maares* como conos y fisuras, a través de los cuales se han emitido lavas, se encuentran alineados en dos direcciones principales, que son subparalelas a los principales rasgos tectónicos del extremo sur del continente.

Petroológica y químicamente las lavas corresponden a basaltos alcalinos de olivino, similares a las lavas *plateau* de Patagonia y a basaltos alcalinos de olivino encontrados en otros continentes y en diversos ambientes tectónicos, como por ejemplo en islas oceánicas.

Frecuentemente asociados con las lavas se encuentran nódulos de peridotitas que incluyen peridotitas de granate. Estas últimas representan la primera ocurrencia en basaltos alcalinos continentales en el mundo. Estudios mineralógicos de estas peridotitas indican que se formaron a profundidades entre 60 y 130 km en el manto superior. Las lavas de Campo Pali-Aike que transportaron estos nódulos a la superficie, se originaron a profundidades similares o mayores que la de los nódulos. El origen profundo de estas lavas y su rápido ascenso a través de la corteza continental explica la ausencia de actividad termal y de depósitos minerales asociados a esta actividad.

Las lavas *plateau* de Patagonia son probablemente una consecuencia de la perturbación del manto infrayacente, producida por la convergencia de las placas sudamericana y pacífica. Las inclusiones de peridotita de granate en las lavas de Campo Pali-Aike y la ausencia de ellas en otras lavas *plateau* de Patagonia, es consecuente con la situación tectónica del extremo sur de Sud América, que se caracteriza por cambios en los límites entre placas en la cercanía de la inestable unión triple entre las placas de Sud América, Antártica y Escocia.

ABSTRACT

The Pali-Aike area is an extensive volcanic field that has been active from the Pliocene to recent times. This volcanic field represents the southernmost unit of the Patagonian plateau lavas.

* Aceptado para su publicación en abril de 1979.

** Dept. of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, 80309, USA.

In the Pali-Aike volcanic field three cycles of post-glacial (younger than one million years) volcanism can be distinguished. The oldest event resulted in the formation of maars, and the two younger events yielded cones and lavas that cover a large part of the region. On the basis of archeological evidence, the last volcanic episode, which resulted in the formation of Cerro Diablo, occurred within the last 15,000 years. Maars, cones and fissures, from which lava has been erupted, are aligned in two principal directions, which are subparallel to the principal tectonic lineations of southernmost South America.

Petrologically and geochemically the lavas correspond to olivine bearing alkali basalts, similar to other Patagonian plateau lavas and to olivine bearing alkali basalts found on other continents and in diverse tectonic environment, such as oceanic islands.

Frequently associated with the lavas are peridotites nodules, including garnet-peridotites represent the first known occurrence in alkali olivine basalts from continents. Mineralogical studies indicate that the peridotite nodules formed at depths between 60 and 130 km in the upper mantle. The lavas of Pali-Aike, which have transported the peridotites to the surface, must have originated at similar or greater depths than the nodules. The great depth of origin of these lavas and their rapid rise to the surface through the continental crust explains the absence in the Pali-Aike region of hydrothermal activity and mineral deposits which would be associated with such hydrothermal activity.

The origin of the Patagonian plateau lavas probably is a consequence of perturbations of the underlying mantle produced by the convergence of the South American and Pacific plates. The inclusion of garnet-peridotites in the Pali-Aike lavas and their absence in other Patagonian plateau lavas is a consequence of the tectonic situation in southernmost South America, which is characterized by changes in plate boundaries in the vicinity of the unstable triple junction between the South American, Antarctic and Scotia Plates.

INTRODUCCION

Al noroeste de la provincia de Magallanes, a lo largo de la frontera chileno-argentina, se encuentra un área cubierta por extensos flujos de lavas y numerosos conos volcánicos (Figs. 1, 2 y 3). Tanto conos como lavas constituyeron lugar de refugio para los habitantes prehistóricos de la zona y numerosos estudios arqueológicos han sido conducidos en el área, principalmente en las cuevas de Fell y Pali-Aike. En este artículo se presentan los resultados de un estudio geológico de la zona (Skewes, 1979), la cual se denominará Campo Pali-Aike.

En Sudamérica al sur de la latitud 34° S se distinguen dos series volcánicas pliocuaternarias, de características químicas y genéticas diferentes (Vergara, 1970). La primera corresponde a la serie circumpacífica, consiste en estrato volcanes localizados a lo largo de la alta cordillera. Estos se muestran como triángulos en la figura 1. Monte Burney, ubicado a 52° S en Magallanes, es el estrato volcán más austral de esta serie (Stern, *et al.*, 1976). La segunda serie es la extrandina oriental, con lavas tipo *plateau*, ubicada a lo largo

de la Patagonia chileno-argentina. El campo Pali-Aike representa la unidad más austral de las lavas *plateau* en Patagonia.

Las edades radiométricas indican que volcanismo activo afectó algunos sectores de la Patagonia durante todo el Cenozoico, pero los flujos de lavas que cubren las mesetas volcánicas (Fig. 1) tienen una edad inferior a 5 millones de años (m.a.) (Lambert, 1956; Vergara y Munizaga, 1974; Niemeyer, 1975; Charrier *et al.*, 1978). Las evidencias arqueológicas (Bird 1938) y geomorfológicas sugieren que el último episodio volcánico ocurrió en Campo Pali-Aike en una época reciente inferior a 15.000 años.

MARCO GEOLOGICO

El área cubierta por conos y lavas de Campo Pali-Aike excede los 3.000 km²; la mayor parte se encuentra en territorio argentino, siguiendo la frontera chileno-argentina (Figs. 1 y 2). Este campo volcánico se encuentra ubicado en la provincia estructural conocida como la cuenca de Magallanes (Natland *et al.*, 1974). Esta región ha actuado como una cuenca sedimentaria desde el Jurásico Superior.

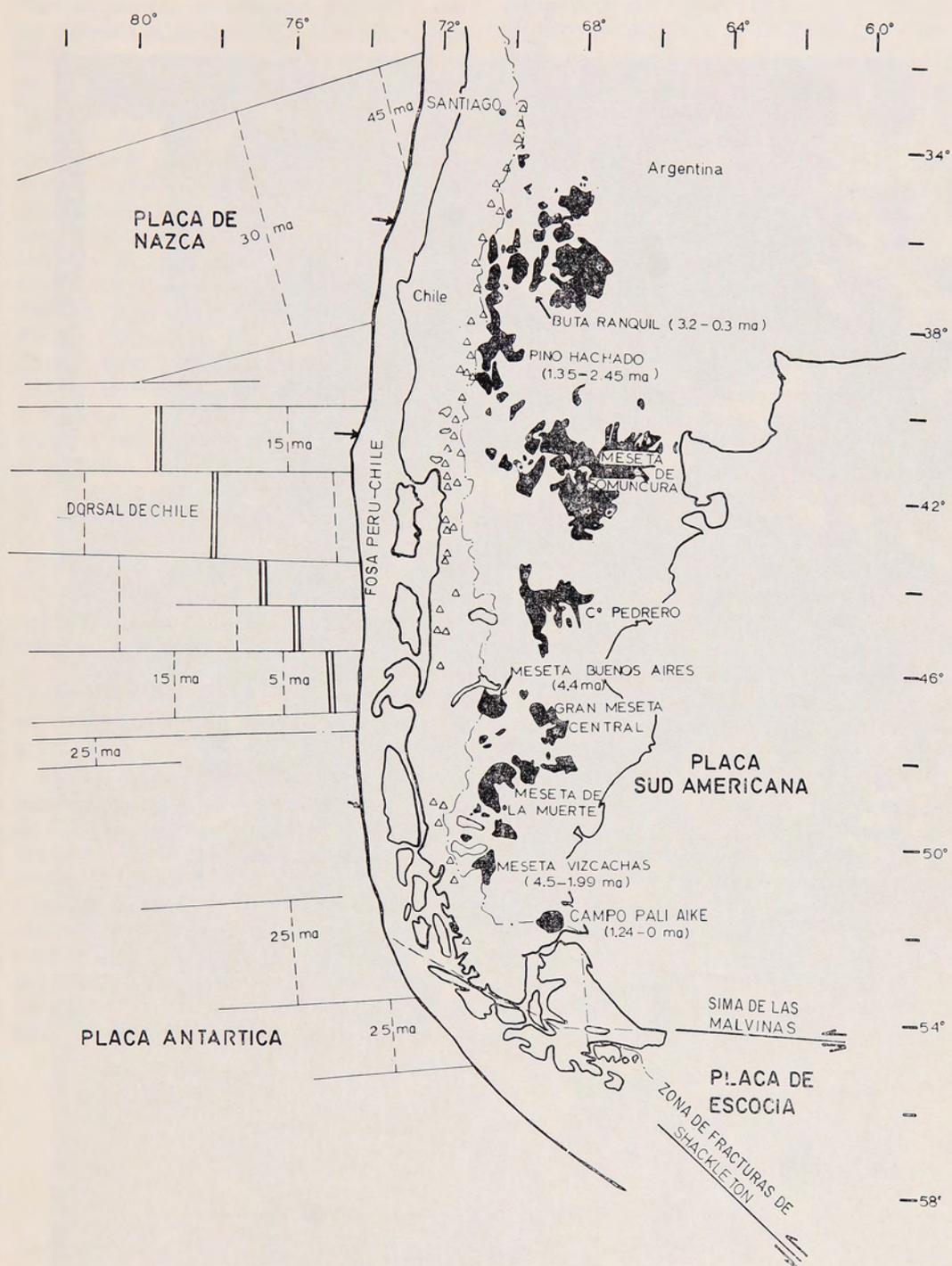


Fig. 1: Mapa de localización de las unidades de lavas plateau en Patagonia y de los límites entre placas en el extremo sur de Sud América (Skewes, 1979).



Fig. 2: Foto satélite (Imagen ERTS E-2413-13183-5) del Campo Pali-Aike. Los rasgos circulares oscuros corresponden a *maares* (Fig. 3). El área en el costado inferior derecho del centro de la foto corresponde a los flujos de lavas más recientes.

Las rocas más antiguas que se encuentran expuestas en Campo Pali-Aike corresponden a sedimentos terciarios, que se observan en algunos sectores en el valle del río Chico, en la estancia Brazo Norte y en las cercanías de Lago Timone (Fig. 3). En general, estos afloramientos son escasos y de pequeñas dimensiones, corresponden a areniscas amarillas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, grises a grises azulados. Los conglomerados son porosos de mala clasificación y estratificación cruzada poco desarrollada. Los clastos de los conglomerados corresponden principalmente a piroclastos basálticos y pequeños granos de cuarzo. La matriz está formada por arena y material piroclástico fino. Estos afloramientos han sido correlacionados por sus similitudes litológicas con la sección areniscas azules de la Formación Palomares, su edad es atribuida al Plioceno (González y Cortés, 1953).

Sobre estos sedimentos e intercalados con flujos de lavas se encuentran sedimentos cuaternarios extensamente distribuidos en la zona (Fig. 3). Estos corresponden a areniscas medias a gruesas y conglomerados finos. Los sedimentos de *outwash* corresponden principalmente a gravas.

Intercalados y sobreyaciendo los sedimentos cuaternarios se encuentran flujos de lavas y centros volcánicos (Fig. 3). Estas unidades volcánicas expuestas en superficies no presentan evidencias de glaciación. Mercer (1976) sugirió que los glaciares cubrieron por última vez esta región hace 1,0 m.a. Una edad de 1,4 m.a. determinada por Mercer (1976) para un basalto cubierto por un *till* glaciar en el valle de río Gallegos, y clastos volcánicos

en sedimentos del Plioceno, demuestran que existió actividad volcánica en esta zona anteriormente a la última glaciación.

En Campo Pali-Aike se han distinguido tres episodios volcánicos cuyos productos no presentan evidencias de glaciación, por lo cual se consideran posteriores a la última glaciación que afectó a esta zona hace 1,0 m.a. El episodio más antiguo se distingue de los eventos más recientes a base de rasgos geomorfológicos de los centros volcánicos. La actividad volcánica más antigua dio origen a *maares*, asociados con lavas que se encuentran actualmente cubiertas por sedimentos fluvioglaciares. En contraste con éstos los episodios posteriores dieron origen a conos volcánicos y lavas que cubren gran parte de la superficie de Campo Pali-Aike (Fig. 3).

Los *maares* que caracterizan el evento volcánico más antiguo son centros de emisiones circulares de hasta 2 km. de diámetro como se observa claramente en la foto satélite (Fig. 2). Estos están formados por paredes circulares de sedimentos, que se muestran en el mapa geológico adjunto (Fig. 3). Las paredes son de poca altura, se levantan suave pero nítidamente desde la periferia, para declinar abruptamente hacia la región deprimida que encierran (Fig. 4). La zona deprimida, encerrada por las paredes de los *maares*, es, en general, más profunda que el área circundante a los *maares*. En algunos casos la depresión es aún más profunda que el nivel de aguas subterráneas y los *maares* contienen lagunas; ejemplos de ellas lo constituyen las lagunas Timone y Salada. Cabe hacer notar que las dimensiones de los *maares* que se muestran en la figura 3, corresponden a los círculos

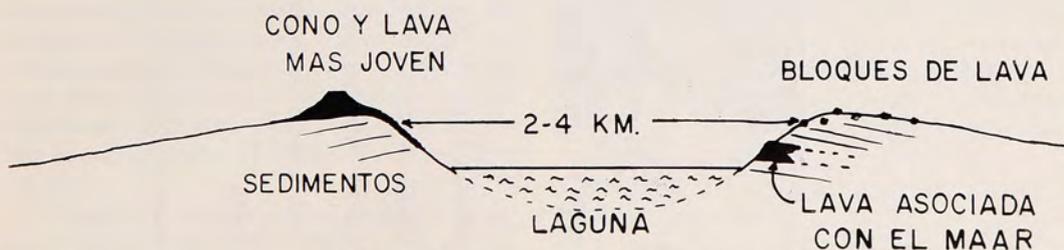
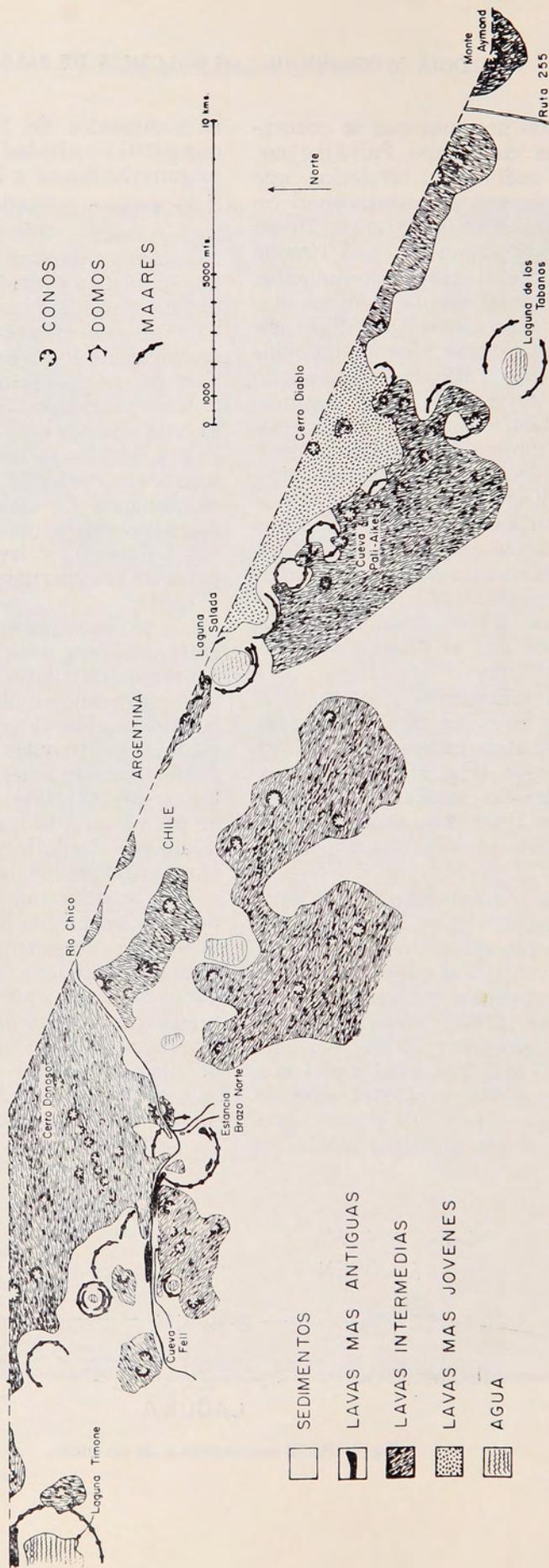


Fig. 4: Perfil esquemático de un *maar*.

GEOLOGIA DEL AREA VOLCANICA DEL CAMPO PALI-AIKE



- SEDIMENTOS
- ▨ LAVAS MAS ANTIGUAS
- ▩ LAVAS INTERMEDIAS
- ▧ LAVAS MAS JOVENES
- ▬ AGUA

- CONOS
- △ DOMOS
- ◡ MAARES

0 1000 5000 mts 10 kms

Norte

Fig 3: Mapa geológico del área de Campo Pali-Aike (Skewes, 1979).

descritos por las paredes de sedimentos, las cuales poseen un perímetro mayor que el de las lagunas que incluyen.

Los *maares* se forman por explosiones volcánicas muy violentas, cuando el magma que asciende reacciona violentamente con el nivel de aguas subterráneas. El impacto de la explosión es de tal magnitud, que no permite la formación de un cono. Las paredes de los *maares* están constituidas principalmente por sedimentos y materiales volcánicos que han sido desalojados violentamente de la zona central al producirse la erupción, depositándose alrededor, formando un anillo. Actualmente las paredes de los *maares* se presentan cubiertas por sedimentos glaciolacustres, fluvioglaciales y eólicos y en algunos casos por derrames de lavas provenientes de los conos más recientes. Los *maares* se encuentran asociados con flujos masivos de lavas y éstas se encuentran cubiertas por sedimentos. Pueden observarse afloramientos de estas lavas ocasionalmente en las paredes internas de los *maares* (laguna Salada y estancia Brazo Norte) y en el valle del río Chico, donde se encuentran erosionadas por el río (Fig. 3).

Los dos últimos eventos dieron origen a conos y lavas expuestas en la superficie de Campo Pali-Aike (Fig. 3). Estos episodios más recientes se distinguen entre sí por el grado de erosión de los conos y el desarrollo de suelos en las lavas.

El episodio de edad intermedia que sucede a la formación de *maares* da origen a conos de escoria y menos frecuentemente a domos. Las paredes de estos conos presentan desarrollo de suelos de origen eólico y se encuentran parcialmente destruidas por efectos de erosión. Lavas asociadas a estos conos cubren gran parte de Campo Pali-Aike (Fig. 3) y se encuentran cubiertas por suelos eólicos. La Cueva de Pali-Aike, sitio arqueológico de importancia, se encuentra en un cono de esta edad. Algunos de estos conos se encuentran situados sobre las paredes de los *maares*, como se muestra en la figura 3.

El evento volcánico más reciente originó el cerro Diablo, que constituye un cono de piroclastos. El cerro Diablo se en-

cuentra muy bien preservado, sus paredes son muy inclinadas y presentan escaso desarrollo de suelos. Las lavas asociadas a este cono se distinguen claramente de las emitidas en ciclos anteriores (Figs. 2 y 3). Estas lavas presentan escasos signos de erosión y poco desarrollo de suelos. Las lavas emitidas por el cerro Diablo son de dos tipos, lavas cordadas o *pahohoe* y lavas de bloque o *aa*. Las lavas cordadas presentan superficies suaves, muestran estructuras de tubos bien preservadas y cubren mayor área que las lavas de bloque. Estas últimas se encuentran restringidas a las proximidades del cono. La diferencia entre estos dos tipos de lavas se debe a los distintos grados de viscosidad del magma. Derrames de lavas provenientes de cerro Diablo cubren en forma muy nítida el *maar* situado al este de laguna Salada.

Mercer (1976) fechó en el valle de río Gallegos un basalto sobre un *till* glacial, dando una edad de 170.000 años. Desafortunadamente Mercer no describe suficientemente este flujo, lo que hace difícil correlacionar esta edad con uno de los episodios definidos en este trabajo. Es posible que los conos y lavas del evento intermedio sean correlacionables con esta edad.

La cueva de Pali-Aike se encuentra situada en un cono formado durante el evento intermedio. Allí Bird (1938) realizó una excavación arqueológica encontrando restos prehistóricos cubiertos por un nivel de cenizas y material volcánico. La entrada de la cueva de Pali-Aike se encuentra protegida de los vientos predominantes que corren desde el oeste. Esto indica que este material volcánico proviene de algún lugar muy cercano; probablemente de cerro Diablo, que está situado directamente al frente de la cueva de Pali-Aike. Bird (1938) fechó los artefactos encontrados bajo este nivel de material volcánico y estos tienen una edad inferior a 15.000 años. Esta edad es consistente con la buena preservación tanto del cono como de las lavas de cerro Diablo.

Las unidades volcánicas de los tres episodios magmáticos que afectaron esta zona se encuentran alineadas a lo largo de dos direcciones, cuyas orientaciones apro-

ximadas son de N45°W y E-W. Estas direcciones controlan en gran parte el flujo de los ríos de esta región (Figs. 2 y 3). Las direcciones a lo largo de las cuales se ubican los centros volcánicos de Campo Pali-Aike son subparalelas al sistema de fallas Magallánicas (Fig. 1; Fuenzalida, 1974). Las fisuras de Pali-Aike de dirección NW-SE son subparalelas a la parte noroeste del estrecho de Magallanes, que corresponde al límite entre las placas Antártica y de Sudamérica. Las fisuras volcánicas de Pali-Aike de dirección E-W son subparalelas al canal Beagle, que es un rasgo formado por fallas y corresponde al límite entre las placas de Escocia y Sudamérica (Fig. 1).

Petrografía de las lavas

Macroscópicamente las lavas son de color gris oscuro a negro con fenocristales de olivino de color verde claro.

Microscópicamente presentan textura porfídica con 20% de fenocristales y una masa fundamental intergranular. Los fenocristales corresponden principalmente a olivinos con cantidades subordinadas de clinopiroxenos, poseen un tamaño que varía entre 0,8 y 3,0 mm. Los fenocristales de olivino son ricos en MgO (Fo_{86} — Fo_{80}). Estos tienen formas euhedrales, son incoloros y carecen de fracturas y alteraciones (Skewes y Stern, 1976). Los clinopiroxenos corresponden a augitas ricas en titanio ($TiO_2=1,80\%$ en peso), son cristales de forma euhedrales, alargadas, de color pardo.

La masa fundamental está constituida por clinopiroxenos en forma de agujas, microlitos de plagioclasa, olivinos, titanomagnetita y ocasionalmente feldespato potásico y ortopiroxenos. En algunas muestras los cristales de la masa fundamental están incluidos en vidrio.

Quimismo

La Tabla I muestra la composición promedio de los elementos mayores en los tres episodios volcánicos que se distinguen en campo Pali-Aike. Se presentan además la razón $Mg/Mg+Fe^{+2}$ y la composición normativa calculada con $Fe^{+2} =$

0,75 del Fe total. Las lavas son predominantemente nefelina normativa y de acuerdo con la clasificación de Irvine y Baragar (1971) corresponden a basaltos alcalinos, nefelinitas y hawaiitas. En un diagrama sílica versus álcalis (Fig. 5) es-

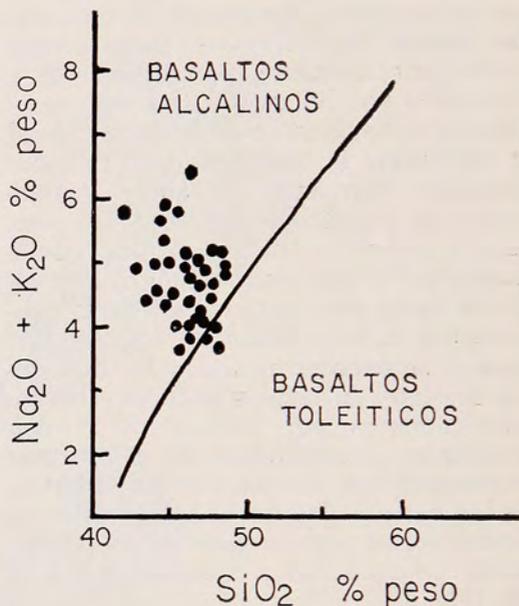


Fig. 5: Las lavas de Pali-Aike graficadas en un diagrama sílica versus álcalis. La mayoría de las lavas caen dentro del campo alcalino definido por Irvine y Baragar (1971).

tas rocas caen dentro del campo alcalino definidos por Irvine y Baragar (1971).

La tabla II muestra el promedio de 43 lavas de Campo Pali-Aike, junto al promedio de basaltos de distintos lugares de la Patagonia y se señalan además la composición de basaltos alcalinos de otros lugares del mundo. Se observa que el promedio de las lavas de Campo Pali-Aike es similar a basaltos alcalinos de distintos ambientes tectónicos, tales como islas oceánicas.

La proporción $Mg/Mg+Fe^{+2}$ varía desde 0,61 a 0,36 en los basaltos de Campo Pali-Aike (Skewes y Stern, 1979). La disminución de esta proporción se correlaciona con la disminución de MgO sin incremento del FeO y con aumento de Al_2O_3 ,

P₂O₅ y K₂O. Comparando el promedio de las muestras de los tres episodios volcánicos se observa que el Al₂O₃ aumenta y TiO₂ y P₂O₅ disminuyen desde las unidades

más antiguas a las más recientes. El contenido de SiO₂ es mayor en las lavas más jóvenes que en las más antiguas (Tabla I).

TABLA I

COMPOSICION PROMEDIO (% EN PESO) Y NORMAS C.I.P.W. DE LOS TRES CICLOS DE ACTIVIDAD VOLCANICA POST GLACIAL EN CAMPO PALI-AIKE

Edad	más antigua n=5	intermedia n=30	cerro Diablo (más reciente) n=8
SiO ₂	45,47	45,92	47,94
TiO ₂	3,63	3,09	2,83
Al ₂ O ₃	12,21	12,30	13,23
FeO*	12,60	11,62	11,36
MnO	0,19	0,18	0,17
MgO	10,18	11,50	8,67
CaO	9,69	10,46	9,64
Na ₂ O	3,33	3,25	3,39
K ₂ O	1,52	1,41	1,39
P ₂ O ₅	0,75	0,70	0,62
Total	99,57	100,43	99,24
Mg/Mg+Fe ²⁺	0,46	0,51	0,44
Norma C.P.I.W.			
Or	9,0	8,3	8,2
Ab	17,3	14,4	25,0
An	13,9	14,8	16,8
Ne	5,0	7,1	2,0
Cpy	23,9	26,4	22,1
Hy	—	—	—
Ol	16,5	17,7	14,2
Mt	5,0	4,6	4,5
Il	6,9	5,9	5,4

FeO* = Todo el Fe como FeU.

n = Número de muestras incluidas en el promedio.

El promedio de los basaltos de Pali-Aike muestra un contenido menor de SiO₂, Al₂O₃ y Na₂O y mayor en TiO₂ y P₂O₅ que el promedio de las lavas de la Patagonia (Tabla II). El aumento de SiO₂ y Al₂O₃ junto con la disminución de TiO₂ y P₂O₅ desde las lavas más antiguas a las más

recientes en Campo Pali-Aike sugiere que éste puede representar una evolución geológica menor que la de los basaltos situados más al norte en Patagonia o indicaría que la actividad volcánica ha migrado de norte a sur como lo han sugerido Takamura y Yoshida (1975).

Petrología de las inclusiones ultramáficas

Frecuentemente se encuentran asociadas a las lavas de las distintas unidades volcánicas rocas de grano grueso, de color verde claro y de dimensiones que varían de 2 a 40 cm. Estas rocas se conocen con el nombre de peridotitas y se componen principalmente de olivinos (de color verde pálido) con cantidades menores de ortopiroxenos (color verde oliva), clinopiroxenos (color verde esmeralda) \pm espinela (negra) \pm granate (rojo). Nódulos de peridotitas se encuentran frecuentemente asociados a lavas *plateau* de la Patagonia (Niemeyer, 1975) y a basaltos de otros lugares del mundo. La ocurrencia de peridotitas de granate en las lavas de Pali-Aike representa el primer hallazgo de estas inclusiones en basaltos alcalinos continentales.

Las peridotitas han sido interpretadas como muestras provenientes del manto superior que infrayace el continente y han sido transportadas a la superficie por el magma que asciende. La ausencia de alteración en las peridotitas de Pali-Aike demuestra que han sido acarreadas rápidamente a la superficie. Las peridotitas representan una valiosa fuente de información directa sobre el manto superior, ya que no es posible muestrear el manto de otro modo.

Las proporciones modales de los minerales en las peridotitas son altamente variables. En general, estas inclusiones poseen texturas equigranulares o granoblásticas. Los olivinos y los ortopiroxenos en las peridotitas son altamente magnésicos (Fe_{90} y En_{90}). Los clinopiroxenos son diopsidos ricos en cromo ($Cr_2O_3 = 1,10\%$ en peso) y las espinelas son aluminosas con cantidades apreciables de Cr, Mg y Fe. La comparación de estas fases son fases de equilibrio experimental y la composición de ortopiroxenos y clinopiroxenos que coexisten en estas inclusiones, se utiliza para estimar las condiciones de equilibrio de estos nódulos (Skewes y Stern, 1979). Esto indica que los nódulos se equilibraron a temperaturas que varían desde 840° a $1270^\circ C$ y presiones entre 20 y 42,5 Kbar, equivalentes a profundidades de 6ú a 130 km. A base de esta

información es posible la construcción de una geoterma del manto bajo la región de Pali-Aike (Fig. 6). Esta geoterma

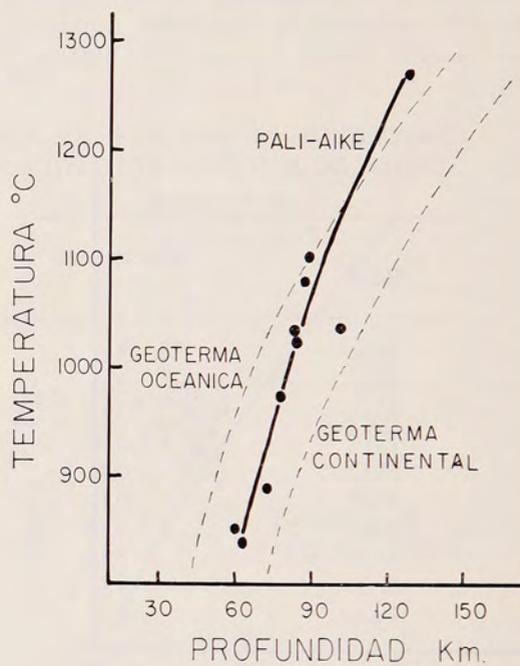


Fig. 6: Un diagrama de temperatura ($^\circ C$) versus profundidad (km) que ilustra las condiciones de equilibrio de las inclusiones ultrabásicas de los basaltos de Campo Pali-Aike y la geoterma definida para estas condiciones (Skewes y Stern, 1979). Además se muestran las geotermas oceánicas y continental típicas definidas por Mercier y Carter.

se asemeja más a una geoterma oceánica (obtenida a base de flujo calórico) que a una geoterma continental (Mercier y Carter, 1975). Esto es consistente con la presencia de volcanismo reciente en esta región.

Conclusiones

Los basaltos de Campo Pali-Aike son mineralógica y composicionalmente semejantes a basaltos alcalinos de olivino de diversos ambientes tectónicos. Estudios experimentales indican que los basaltos alcalinos de olivino con nefelina normativa se forman por pequeños grados de fusión parcial del manto, bajo

condiciones de baja presión de H₂O (My-sen y Boettcher, 1975).

Los nódulos de peridotitas incluidos en las lavas de Pali-Aike son también muy similares a los encontrados en basaltos alcalinos de otros lugares de la Patagonia y del mundo. El rápido ascenso de las lavas desde grandes profundidades hacia la superficie, que se evidencia por la ausencia de alteración en las peridotitas, explica la inexistencia de actividad hidrotermal en la región.

La perturbación termal o mecánica del manto que origina las lavas *plateau* de Patagonia, probablemente se produce cuando las placas oceánicas de Nazca y

Antártica se hunden bajo la placa continental sudamericana (Fig. 1). Tanto las diferencias composicionales entre las lavas de Pali-Aike y las otras unidades de lavas *plateau* en Patagonia (Tabla II) como la presencia de peridotitas de granate en los basaltos de Pali-Aike se puede atribuir a la situación tectónica distintiva del extremo sur de Sud América. Esta región se caracteriza por el cambio en el tipo de límite entre placas, de convergencia al norte del estrecho de Magallanes a movimientos de *strike-slip* (Fig. 1), relacionados a la inestable unión triple entre las placas de Sud América, Antártica y Escocia.

TABLA II

COMPOSICION PROMEDIO (% EN PESO) DE LAS LAVAS DE PALI-AIKE, LAVAS PLATEAU DE PATAGONIA, BASALTOS ALCALINOS DE OLIVINO CONTINENTALES (MONGOLIA) Y BASALTOS DE ISLAS OCEANICAS (TAHITI)

	Campo Pali-Aike n=43	Lavas plateau de Patagonia ^a n=21	Mongolia continental ^b n=6	Tahiti oceánico ^c n=10
SiO ₂	46,24	48,66	43,80	43,20
TiO ₂	3,10	1,62	2,90	3,80
Al ₂ O ₃	12,46	15,88	11,30	13,40
FeO*	11,69	10,64	13,60	12,50
MnO	0,18	0,14	s.a.	s.a.
MgO	11,00	7,21	10,90	8,60
CaO	10,27	8,94	9,50	12,30
Na ₂ O	3,29	4,41	3,70	2,80
K ₂ O	1,42	1,37	1,60	1,40
P ₂ O ₅	0,69	0,40	s.a.	s.a.

FeO* = Todo el Fe como FeO

^aNiemeyer (1975) y Takamura y Yoshida (1975)

^bVlodavetz (1975)

^cGreen y Pooldervart (1955)

n = Número de muestras incluidas en el promedio.

s.a. = Oxidos sin análisis.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer en forma especial a la familia Fell de Punta Arenas por su valiosa ayuda en terreno y hospitalidad.

Agradezco a B. Bergmann, C. Castro y E. González de ENAP por el apoyo logístico y ac-

ceso a información inédita, y a C. Stern por la cooperación prestada durante el transcurso de este estudio.

Este trabajo fue financiado por U.S. National Science Foundation grant EAR 76-82456.

LITERATURA CITADA

- BIRD, J. Antiquity and migration of the early inhabitants of Patagonia. *Geog. Rev.*, 28: 250-275.
- CHARRIER, R. E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA. 1978. Edades K/Ar de volcánicas cenozoicas de la región de Aysen, Chile: su significado estratigráfico. *Séptimo Congreso Geológico Argentino*. Neuquén (en prensa).
- FUENZALIDA, R. 1974. The Magallean fault zone. In O. González (Editor), *Proceedings of the IAVCEI Symposium on Andean and Antarctic Volcanology problems*, Santiago. pp. 373-392.
- GREEN, J. and A. POOLDEVART. 1955. Some basaltic provinces. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7: 177-188.
- GONZALEZ, E. y R. CORTES. 1953. Reconocimiento geológico en la zona al norte de estancia Punta Delgada. (*in literis*) Archivos de ENAP.
- IRVINE, T. and W. BARAGAR. 1971. Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- LAMBERT, L. 1956. Descripción geológica de la hoja de Zapala. *Dirección Nacional de Minería*. Argentina. 83.
- MERCER, J. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quatern. Res.*, 6: 125-166.
- MERCIER, and N. CARTER. 1975. Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.*, 80: 3340-3362.
- MYSEN, B. and BOETTCHER. 1975. Melting of hydrous mantle, II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressure and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. *J. Petrol.*, 16: 549-593.
- NATLAND, E. GONZALEZ, A. CAÑON and M. ERNST. 1974. A system of stages for correlations of Magallanes basin sediments. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 139: 1-126.
- NIEMEYER, H. 1975. Geología regional del territorio comprendido entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, Provincia de Aysen. *Tesis Depto. Geol.*, Univ. de Chile, Santiago.
- SKEWES, M.A. 1979. Estudio geoquímico y petrológico de los basaltos del Campo Pali-Aike, Magallanes, XII Región, Chile. *Tesis Depto. Geol.*, Univ. de Chile (en preparación).
- SKEWES, M.A. and C. STERN. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of Patagonian plateau lavas. *Bull. of Volcan. and Geothermal Res.*, 5.
- STERN, C., M.A. SKEWES y M. DURAN. 1976. Volcanismo orogénico en Chile Austral. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Chile. 2:195-212.
- TAKAMURA, H y H. YOSHIDA. 1975. The basalts of Patagonia. *J. Sci. Hiroshima Univ.* 7: 149-164.
- VERGARA, M. 1970. Note on the zonation of the upper cenozoic volcanism of the Andean area of central-south Chile and Argentina. *Conf. Solid Earth Problems*, Buenos Aires (Argentina), Int. Upper Mantle Proj., 2: 281-397.
- VLODAVEZT., I. 1972. Trace elements in alkali basalts and their inclusions in the Darina area, Mongolia. *Bull. Volcanol.*, 25: 462-465.