

GEOLOGIA DEL VOLCAN LLULLAILLACO, ALTIPLANO DE ANTOFAGASTA, CHILE (ANDES CENTRALES)

MOYRA GARDEWEG M.

PAULA CORNEJO P.

JOHN DAVIDSON M.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.

RESUMEN

El volcán Llullaillaco es un complejo efusivo, dacítico, del Pleistoceno-Holoceno, ubicado en la frontera chileno-argentina a la latitud $24^{\circ} 45'S$. Se encuentra edificado sobre un basamento de rocas paleozoicas (granitoides y formaciones marinas y volcánicas). En este sector de los Andes, la corteza continental alcanza un espesor de 70 km y la cadena volcánica se ubica 200 km al este de la Fosa Chile-Perú.

El Llullaillaco es un estrato-volcán latente, compuesto por dos unidades: (1) Llullaillaco I, del Pleistoceno ($1,5 \pm 0,4$ Ma; K-Ar), de 23 km de diámetro, formado por dos conos mediana a fuertemente erodados, con extensas coladas de hasta 20 km de longitud, localizadas principalmente hacia el oeste de los antiguos centros de emisión; (2) Llullaillaco II, del Holoceno (< 1 Ma; K-Ar) y con actividad histórica, constituido por un pequeño cono bien conservado, ubicado sobre el sector oriental del Llullaillaco I, formando la cumbre actual del volcán. A esta unidad (Llullaillaco II) pertenecen las lavas-domos de la cumbre y las coladas acanaladas, derramadas sobre las vertientes erodadas del Llullaillaco I.

El tipo litológico dominante, en ambas unidades del volcán, son las dacitas de hornblenda, cuyos fenocristales de plagioclasa, con texturas cribadas, muestran efectos de reabsorción y los minerales máficos, biotita y hornblenda, con estructura esquelética, muestran crecimiento acelerado. Ambas texturas reflejan una continua inestabilidad de la cámara magmática, con probables procesos de mezcla y descompresión de magmas. La caracterización petroquímica de las lavas del Llullaillaco las señala como un grupo homogéneo de dacitas calcoalcalinas, ricas en potasio, cuyas razones Rb/Sr (0,06-0,14) son similares a las obtenidas en el vecino volcán Socompa, pero diferentes a aquéllas obtenidas en otros sectores de los Andes Centrales. Las lavas del Llullaillaco II, muestran una mayor diferenciación, con enriquecimiento en K_2O , NaO, Sr y Ba, con respecto a las lavas del Llullaillaco I. Ambas unidades poseen altos contenidos de TiO_2 y proporciones de elementos trazas relativamente más altas, que aquéllas de las asociaciones calcoalcalinas normales, ricas en potasio. Esta singularidad química es frecuente en las dacitas de otros centros volcánicos de los Andes Centrales que, en conjunto, muestran una tendencia hacia asociaciones shoshoníticas.

ABSTRACT

The Llullaillaco volcano is a Pleistocene-Holocene, dacitic, effusive complex, located in the Chilean-Argentine border, around $24^{\circ} 45'S$ Lat. It is built over granitoids and volcanic and marine sediments of Paleozoic age. In this part of the Andes, the continental crust is up to 70 km thick and the modern volcanic chain is located 200 km east of the Chile-Perú Trench.

The Llullaillaco is a latent strato-volcano, composed of two units: 1) Llullaillaco I (Pleistocene, $1,5 \pm 0,4$ Ma; K-Ar), formed by two medium to deeply eroded cones associated with extensive lava flows, more than 20 km in length; 2) Llullaillaco II (Holocene, < 1 Ma; K-Ar), with historic activity; a small and well preserved cone, which forms the present summit of the volcano, and is related to the lava-domes and lava-flows that cover the eroded flanks of the Llullaillaco I.

The main rock types in both units are hornblende dacites, with sieved plagioclase phenocrysts, that show reabsorption effects, and skeletal phenocrysts of biotite and hornblende. Both textures are characteristic products of unstable magma chambers where magma mixing and loose of pressure processes probably took place. According to their petrochemical characteristics, the Llullaillaco lavas are K-rich, calc-alkaline dacites, with Rb/Sr (0.06-0.14) ratios similar to those from the Socompa volcano but different to those of other volcanoes of the Central

Andes. The Llullaillaco II lavas are more differentiated and enriched in K_2O , NaO , Sr and Ba than those of Llullaillaco I. Both units have higher TiO_2 , Rb , Sr and Ba contents than normal K-rich, calc-alkaline dacites. These chemical features are common for dacites of other Central Andes volcanic centres, which as a whole, tend towards more shoshonitic affinities.

INTRODUCCION

El volcanismo cuaternario, en el margen del Pacífico de Sudamérica, está restringido a tres segmentos principales. El volcán Llullaillaco, materia del presente estudio, se ubica en el segmento volcánico intermedio (Andes Centrales, 16° - 28° Lat. sur), zona donde el volcanismo se ha desarrollado tanto en la Cordillera Occidental como en el Altiplano, con los principales centros de erupción ubicados a lo largo de las fronteras entre Chile-Argentina y Chile-Bolivia. Este segmento está dominado por estrato-volcanes andesíticos y dacíticos (Pichler y Zeil, 1972; Coira y Pezzutti, 1976; Baker y Francis, 1978; Coira, 1978; Deruelle, 1978; Vergara, 1978a, b; Thorpe y Francis, 1979; Ramírez, 1979; Lahsen, 1982), muchos de los cuales sobrepasan los 6.000 m de altura, entre ellos el volcán Llullaillaco. También es característica de los Andes Centrales, la presencia de extensos flujos de tobas e ignimbritas, desarrollados a partir del Mioceno y que cubren enormes extensiones del norte de Chile, noroeste de Argentina y sur de Bolivia y Perú (Guest, 1969; Kussmaul *et al.*, 1977; Baker, 1981; Gardeweg y Ramírez en prensa) y engranan con los productos de los estrato-volcanes.

Si bien se han realizado estudios del volcanismo

central, al norte del paralelo 24° S (Francis *et al.*, 1974; Coira, 1978; Deruelle, 1982; Hawkesworth *et al.*, 1982; Gardeweg y Ramírez, 1982) (Fig. 1), al sur de este paralelo, hasta la latitud del volcán Ojos del Salado (26° S) existe una casi total carencia de datos respecto de la naturaleza de las rocas volcánicas, cenozoicas, a excepción, quizás, de algunos trabajos efectuados en la Puna Catamarqueña, en Argentina (Coira y Pezzutti, 1976; Francis *et al.*, 1980; Coira y París, 1981) y escasos datos en Chile (Deruelle, 1978; Dostal *et al.* 1977) (Fig. 1).

El propósito de este trabajo es presentar datos relacionados con el volcanismo cenozoico superior, de la poco conocida porción más meridional del sector andino central y, específicamente, dar a conocer los primeros antecedentes morfológicos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos del volcán Llullaillaco, ubicado aproximadamente a los $24^{\circ}45'$ de latitud sur y $68^{\circ}35'$ de longitud oeste.

Este estudio se enmarca dentro de un proyecto a largo plazo del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, relativo al volcanismo cenozoico en el norte de Chile y sus zonas de alteración volcánicas, asociadas.

MARCO REGIONAL Y TECTONICO

La región estudiada (Fig. 1) se ubica en el límite entre Chile y Argentina y en el borde suroccidental del Altiplano o Puna. En esta parte de los Andes, la actividad volcánica, representada por estrato-volcanes e ignimbritas, se inició en el Mioceno Inferior, desarrollándose en forma continua hasta hoy (Lahsen, 1982). Los estrato-volcanes son principalmente andesíticos y dacíticos, asociados a lavas domos y domos, comúnmente vitrofíricos, y depósitos piroclásticos (Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984), dispuestos a lo largo de fallas o lineamientos regionales de dirección norte-sur y, en menor proporción, NW-SE y NE-SW (Lahsen, 1982). Las ignimbritas, en cam-

bio, son de composición principalmente dacítica y riolítica, de gran extensión areal y con un centro de emisión raramente ubicable. Las rocas de ambos grupos son de carácter calcoalcalino, sobresaturadas en SiO_2 y con contenidos de potasio generalmente altos, según la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976).

El basamento pre-cenozoico, sobre el cual se edifican el volcán Llullaillaco y los centros volcánicos vecinos, está compuesto por granitoides, rocas volcánicas, silíceas, y secuencias silicoclásticas, marinas, del Paleozoico (Cecioni y Frutos, 1975; Davidson *et al.*, 1981). Dentro de este sustrato, algunas de las rocas plutónicas presentan afinida-

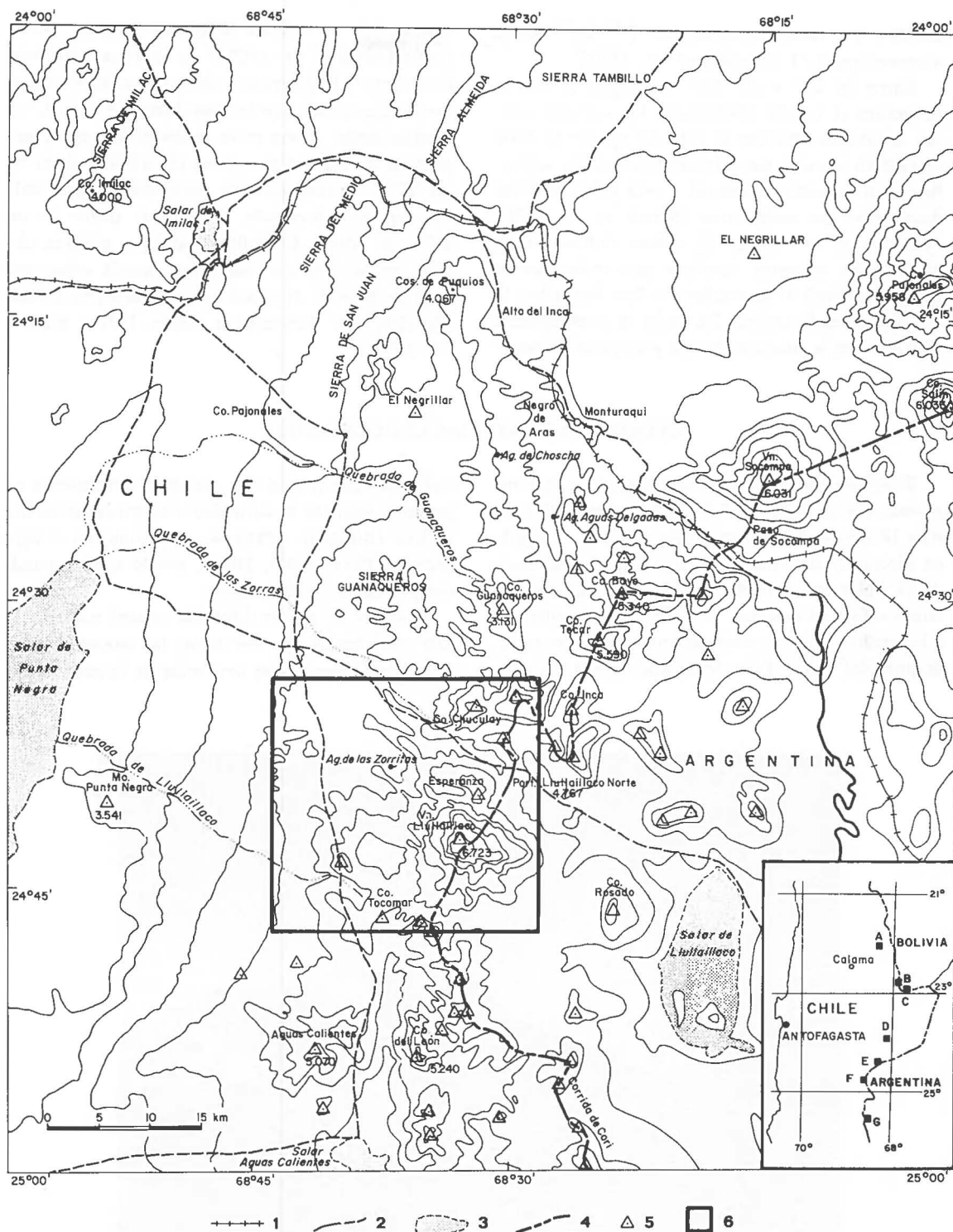


FIG. 1. Mapa de ubicación del volcán Lullaihuaco y de parte de la cadena volcánica entre los 24°-25° Lat. S. En el recuadro inferior derecho, se muestra la ubicación de esta área (F) en relación con aquellas descritas por Francis *et al.*, 1974 (A), Deruelle, 1982 (B), Hawkesworth *et al.*, 1982 (C), Gardeweg y Ramírez, 1982 (D), Deruelle, 1978 (E) y Coira *et al.*, 1976 (G). 1. Línea férrea; 2) caminos; 3) salares; 4) límite internacional; 5) cumbre de volcanes y/o centros de emisión; 6) área estudiada.

des S e I y razones iniciales de Sr^{87}/Sr^{86} altas, mayores que 0,71 (Mpodozis *et al.*, 1983).

Entre los 24° y 26° Lat. sur, región donde se encuentra el volcán Llullaillaco, los volcanes activos se ubican 200 km al este del eje de la Fosa Chile-Perú, en una zona donde ésta alcanza su profundidad máxima (8.000 m) y está prácticamente desprovista de sedimentos (Scholl *et al.*, 1970; Schweller *et al.*, 1981). El volcán Llullaillaco es una de las mayores cumbres que enfrentan la Fosa Chile-Perú y se emplaza a 180 km sobre la zona de Benioff andina. La razón de convergencia relativa ente la placa de Nazca y la placa Sudame-

ricana es de 10 cm/año (Minster y Jordán, 1978), pocos grados al sur (30°S) de la zona estudiada. En cuanto a la geometría de la placa de Nazca, el sector enmarcado por los paralelos, 24°-27°S, corresponderían a una zona de transición entre una porción de subducción plana (5°-10°E), al sur de los 27°S, y una porción caracterizada por subducción más inclinada (30°E), al norte de los 24°S. El volcán Llullaillaco, aunque todavía ubicado en la zona de transición, estaría sobre una zona de Benioff inclinada que, de acuerdo a Stauder (1973) y Barazangi e Isacks (1976) manteea 25°-30°E.

GEOLOGIA DEL VOLCAN LLULLAILLACO

El volcán Llullaillaco es un estrato-volcán compuesto, con un soma de 2.200 m de altura sobre su base (Foto 1). Tiene una forma elíptica, elongada en dirección este-oeste, con un diámetro máximo de 23 km y uno mínimo de 17 km y alcanza una altura de 6.723 m s.n.m. (Fig. 2), correspondiendo a la segunda cumbre volcánica más alta del mundo, después del volcán Ojos del Salado (6.893 m), ubi-

cado 260 km más al sur. Aunque actualmente no presenta indicios de actividad, existen registros históricos (Brüggen, 1950) de erupciones en el siglo pasado (1854, 1968, 1977), por lo cual se puede considerar un volcán latente.

El cono del volcán Llullaillaco está constituido casi exclusivamente por lavas, las cuales afloran, principalmente, en las cercanías de la cumbre, ya

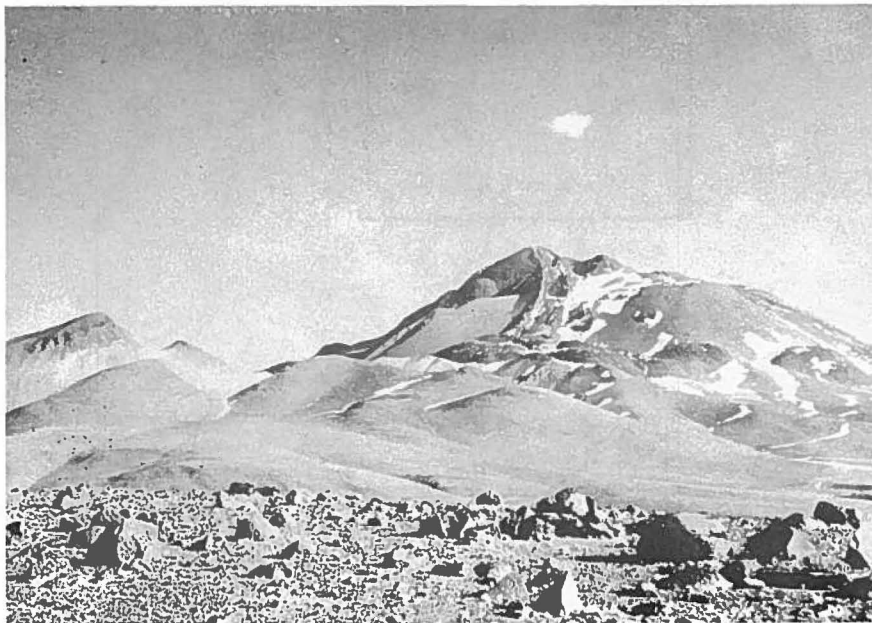


Foto 1. Volcán Llullaillaco, ladera noroeste, donde una colada acanalada proveniente del complejo de la cumbre (Unidad II), cubre lavas más erosionadas de la Unidad I del volcán Llullaillaco y de la Azufrera Esperanto.

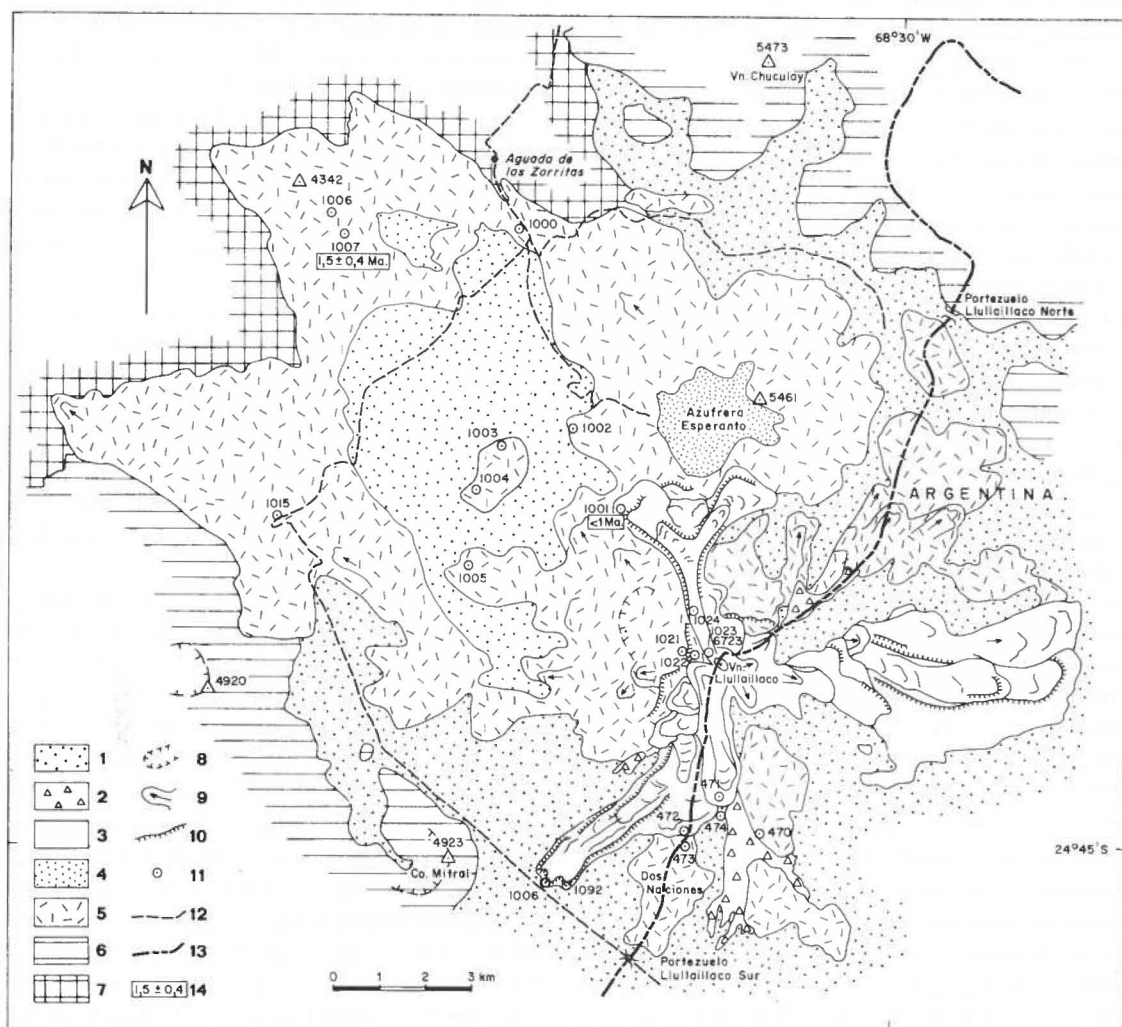


FIG. 2. Mapa geológico del volcán Lullaiillaco. 1) Depósitos aluviales, localmente asociados a depósitos de pómez (474) o flujos detríticos; 2) depósito de bloques; 3) lavas del volcán Lullaiillaco II; 4) depósitos de azufre y alteración hidrotermal; 5) lavas del volcán Lullaiillaco I (Cuaternario); 6) lavas de otros volcanes, comúnmente más antiguas; 7) ignimbritas del Terciario superior y rocas sedimentarias y volcánicas plegadas y granitos principalmente del Paleozoico; 8) cráter erosionado; 9) direcciones de flujo; 10) escarpes, principalmente en el borde de coladas acanaladas; 11) ubicación de muestras; 12) caminos y huellas; 13) límite internacional aproximado; 14) edad radiométrica K-Ar.

que las partes inferiores del aparato están cubiertas por depósitos aluviales y corrientes de barro, entre los cuales destaca un extenso flujo, que cubre gran parte de la ladera oriental del volcán y es fácilmente diferenciable en las imágenes satélite. Los productos de erupción del Llullaillaco se derramaron, principalmente, hacia el este del eje de la cordillera, cubriendo una superficie peneplanizada, de rocas paleozoicas e ignimbritas terciarias, subhorizontales (Fig. 2). En base a diferencias morfológicas (principalmente grado de erosión) y a relaciones estratigráficas, se diferencian dos unidades dentro de las lavas y los escasos piroclastos que constituyen el complejo volcánico del Llullaillaco.

- a) Llullaillaco I: más antigua, de mayor extensión y medianamente erosionada.
- b) Llullaillaco II: más joven, bien conservada, de distribución restringida y emplazada sobre la anterior.

El **Llullaillaco I** está formado por dos conos independientes, alineados aproximadamente nortesur, mediana a fuertemente erosionados (Foto 1), cuyos productos de erupción son morfológica y petrográficamente indiferenciables. Corresponden al cerro de Azufrera Esperanto y al soma del volcán Llullaillaco, propiamente tal. El cerro de Azufrera Esperanto, 5 km más al norte del Llullaillaco, muestra un cono fuertemente erosionado de 5.561 m de altura que, prácticamente, no conserva estructuras volcánicas originales y, en parte, subyace a las coladas septentrionales del volcán Llullaillaco I y II (Foto 1). La profunda erosión que afectó a este cono ha descubierto una zona de alteración hidrotermal solfatárica, de colores amarillanaranjado a blanquecino, dentro de la cual se encuentran depósitos de azufre nativo. El soma del volcán Llullaillaco es un aparato de vertientes inclinadas, en el cual aparecen remanentes de coladas en bloque, con bases brechosas. Entre los 5.600 y 6.100 m s.n.m. existe un "plateau" inclinado hacia el oeste, que correspondería a un cráter erosionado del Llullaillaco I.

Las lavas del Llullaillaco I son coladas rojizas, poco individualizables, con frentes de bloques redondeados o lajosos, comúnmente disgregados, con incipiente desarrollo de suelos y cubiertos por escasa vegetación. Constituyen, aproximadamente, el 70% de los afloramientos del complejo volcánico del Llullaillaco y aparecen, principalmente, hacia el oeste de los cerros Esperanto y Llullaillaco, formando extensas coladas de hasta 20 km de longi-

tud, algunas de las cuales presentan incipiente estructura columnar. En la parte alta del soma del Llullaillaco, se reconocieron, además, remanentes de coladas cortas y potentes (lavas domo), similares a las que constituyen la cumbre del volcán Llullaillaco II. Parte del Llullaillaco I está cubierto por depósitos recientes y corrientes de barro, originados en las inclinadas laderas del volcán, entre los cuales se reconocen algunos muy recientes, relacionados con el Llullaillaco II.

El grado de erosión del Llullaillaco I, en particular de la Azufrera Esperanto es comparable a aquél de los estrato-volcanes medianamente erosionados del Plioceno del área de Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982). Sin embargo, el resultado de una datación radiométrica (K-Ar, en biotita) realizada en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería, de una muestra de esta unidad (So-1007), de $1,5 \pm 0,4$ Ma indica una edad pleistocena. La discrepancia anterior permite inferir que la erosión es mucho más intensa en la zona del volcán Llullaillaco, probablemente favorecida por la gran altitud del volcán y la presencia de neveros anuales y pequeños glaciares remanentes en el "plateau".

El **Llullaillaco II** es una estructura muy joven, en gran parte, post-glacial. Se ubica al este del Llullaillaco I y constituye la cumbre del volcán, a la cual hay asociado un conjunto de lavas domo y lavas acanaladas. El centro de emisión del Llullaillaco II es un pequeño cono bien conservado, del cual nacen numerosas coladas de diferentes volúmenes y extensión (Foto 1). Entre ellas, las más notables son los flujos derramados por las laderas norte, este y sureste del volcán, los cuales alcanzan 4,5-8 km de longitud (Fig. 2). Se caracterizan por abruptas paredes y frentes de más de 15 m de altura y están constituidos por grandes bloques de lava, negros o rojizos (hasta 5 m de diámetro), localmente bandeados, frecuentemente ganchudos o con fracturas concoidales (Foto 2). Corresponden a coladas muy frescas, de tipo "aa" con estructuras acanaladas en la superficie, en la cual se han conservado, notablemente, los caracteres del flujo (Foto 2). La mayor de dichas coladas está ubicada en la vertiente argentina del volcán Llullaillaco (Fig. 2), cubriendo una superficie de aproximadamente 15 km² con un frente de 30 m de altura estimada. También asociadas al Llullaillaco II, existen al menos cuatro lavas domos de menor extensión, concentradas cerca de la cumbre, en la

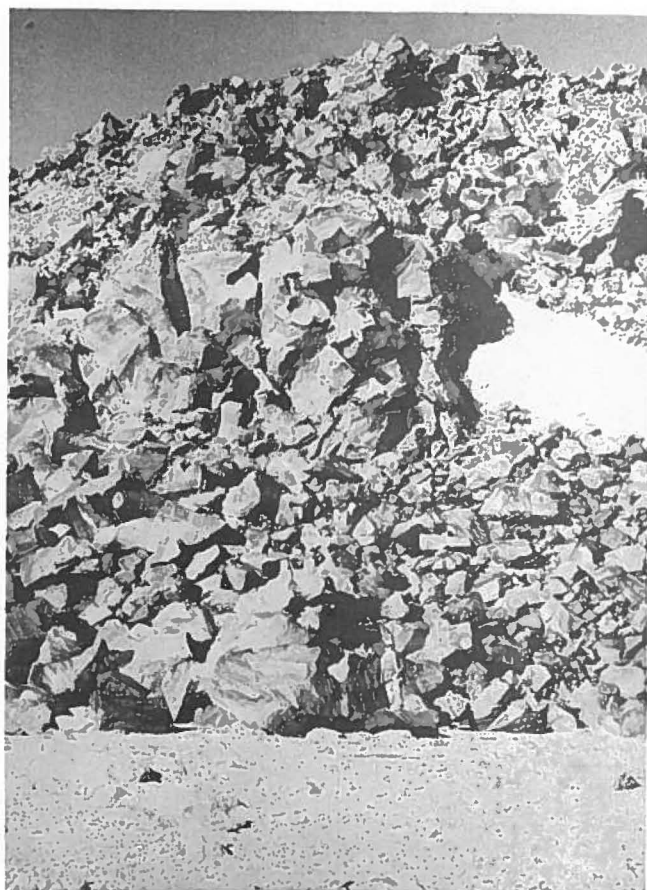


Foto 2. Frente de una de las coladas en bloque, de la Unidad II, de 20 m de potencia, en la ladera suroeste del volcán Llullaillaco. (Para escala, ver al conductor del SERNAGEOMIN, Sergio Palma, parado en la base).

ladera suroriental del volcán. Corresponden a flujos de 1-3 km de extensión, de formas más bien redondeadas, cuyas superficies están disectadas por características grietas curvas de enfriamiento y flujo, paralelas a los bordes de las coladas. Los frentes y paredes de estas lavas son también altos y abruptos.

El escaso grado de erosión glacial, que presentan estos flujos, permite inferir para ellos una edad cuaternaria, posiblemente holocena. Esta sugerencia se ve confirmada por una determinación radiométrica K-Ar, realizada en una muestra (So-1001; roca total), proveniente de la colada norte del Llullaillaco II (Fig. 2), cuyo resultado, con el equipo disponible, no mostró enriquecimiento en argón radiogénico, lo cual indica una edad inferior a un millón de años (< 1 Ma).

En la ladera sur del Llullaillaco, sobre el soma, existe un depósito de bloques de lava con fragmentos de hasta 80 cm de diámetro, de composición similar a las coladas del Llullaillaco II. Al-

gunos de ellos presentan diaclasamiento prismático, característico de los bloques de avalanchas calientes. Asociado a este flujo, y bajo las coladas del Llullaillaco II, se encuentra un reducido depósito piroclástico, pumíceo, con fragmentos de pómez angulosas, grises a blanquecinas, de hasta 30 cm de diámetro (So-474), con mineralogía y química muy similar al resto de las lavas (ver Tabla 2). Tanto estas pómez, como los bloques con diaclasamiento prismático, podrían estar relacionados con un evento explosivo, que habría precedido a las coladas del Llullaillaco II.

PETROGRAFIA

Las lavas del Llullaillaco I y II corresponden a dacitas de hornblenda de color gris, con cubiertas de meteorización pardo-amarillentas, rojizas o negras. El estudio petrográfico de 20 secciones delgadas (Tabla 1) indicó sólo pequeñas variaciones

TABLA 1. PETROGRAFIA DE MUESTRAS DEL VOLCAN LLULLAILLACO

No. Muestra	Unidad	% Total Fenocrist.	Plagioclasa			Hornblenda		Piroxeno		Biotita Férrica	Cuarzo	Miner. Opacos	Apatita	Esfeno y/o Circón	Masa Fundament.	Oxidac.	Clasific. Química (Peccerillo y Taylor, 1976)
			%	% An	Text. Crib.	Parda	Oxi-horn.	Orto-pirox.	Clino-pirox.								
So-470	I	30%	15%	An ₄₀	X	10%	—	—	—	2%	3%	—	X	X	Hialopilitica	—	Dacita potásica
So-473	I	40%	25%	An ₃₆	X	—	< 15%	—	< 2%	< 1%	2%	X	—	X	Hialopilitica	Incipiente	Dacita
So-1000	I	35%	25%	An ₄₀	—	4%	—	4%	—	2%	2%	X	X	—	Hialopilitica	—	Dacita potásica
So-1002	I	20%	12%	An ₄₀	—	—	5%	—	—	1%	1%	X	X	—	Criptofelsítica	Notable	Dacita potásica
So-1003	I	20%	8%	An ₄₄	—	6%	—	—	2%	2%	2%	X	X	—	Hialopilitica	—	Dacita
So-1004	I	15%	8%	An ₃₈	X	—	5%	—	< 1%	2%	1%	X	X	—	Pilotaxítica	Incipiente	Andesita
So-1005	I	50%	25%	An ₃₆	X	15%	—	—	< 1%	8%	2%	X	X	—	Pilotaxítica	—	Dacita potásica
So-1007	I	40%	25%	An ₄₂	—	—	6%	2%	—	2%	4%	X	—	—	Hialopilitica	—	Dacita
So-1015	I	20%	10%	An ₄₈	X	—	8%	2%	—	—	—	X	—	—	Pilotaxítica	Notable	Dacita
So-1021	I	35%	20%	An ₄₄	X	—	12%	—	—	2%	1%	X	X	X	Pilotaxítica	—	Dacita
So-1022	I	25%	15%	An ₄₆	X	10%	—	—	—	< 1%	2%	X	X	X	Hialopilitica	—	Dacita potásica
So-1025	I	30%	8%	An ₄₄	—	—	10%	8%	—	2%	2%	X	X	X	Hialopilitica	Incipiente	Dacita potásica
So-471	II	30%	15%	An ₃₄	X	—	15%	—	< 1%	1%	—	X	X	—	Pilotaxítica	Incipiente	Dacita potásica
So-472	II	20%	10%	An ₄₂	X	—	8%	1%	—	< 1%	—	X	X	—	Hialopilitica	—	Dacita potásica
So-1001	II	18%	10%	An ₄₄	X	5%	—	1%	—	2%	—	X	X	—	Pilotaxítica	—	Dacita potásica
So-1001-1	II	15%	10%	An ₄₀	X	4%	—	1%	—	1%	—	X	X	—	Pilotaxítica	—	—
So-1006	II	15%	8%	An ₃₈	X	—	4%	1%	—	—	—	X	X	—	Hialopilitica	Moderada	Dacita potásica
So-1023	II	30%	15%	An ₄₄	X	10%	—	—	—	1%	—	X	X	—	Pilotaxítica	—	Dacita potásica
So-1024	II	30%	15%	An ₄₂	X	10%	—	1%	—	< 2%	2%	X	X	—	Pilotaxítica	—	Dacita potásica
So-1092	II	18%	10%	An ₄₆	X	—	5%	3%	—	—	—	X	X	—	Hialopilitica	Moderada	Dacita potásica

Nota: Los porcentajes son estimativos. El An de las plagioclasas se determinó mediante el método de Michel Levy. Los valores representan un promedio, con 10% de dispersión, de los valores de An obtenidos en todos los cristales medibles, no zonados, de cada corte transparente.

texturales y mineralógicas entre los diversos flujos analizados. Las dacitas de hornblenda son el tipo litológico dominante y se caracterizan por la presencia de glomerocristales y xenocristales de plagioclasa, complejamente zonados, con texturas cribadas de reabsorción, y por el desarrollo esquelético de los fenocristales de anfíbola y biotita, junto a microcristales de hiperstena y escasos xenocristales de cuarzo. Estos minerales están contenidos en mesostasis vítreas, con mineralogía y textura equivalentes a dacitas normales.

Las lavas más antiguas del volcán (Llullaillaco I) siempre presentan xenocristales de cuarzo y una mayor proporción de biotita, en comparación con los flujos más modernos (Llullaillaco II), donde el cuarzo está ausente y la biotita aparece subordinada con respecto a la hornblenda. La asociación de fenocristales de las lavas de Llullaillaco II es similar a la que presenta la mayoría de las rocas andesíticas de la Hoja Toconao (Ramírez y Gardeweg, 1982).

Descripción y Morfología de los Fenocristales

La plagioclasa es el fenocristal más abundante y de mayor desarrollo. En cada muestra, este mineral presenta un complejo modo de ocurrencia, caracterizado por la coexistencia de megacristales y glomerocristales de andesina, con textura de reabsorción, junto a microcristales no transformados. Los megacristales y glomerocristales presentan un amplio rango de tamaño (0,1-6 mm) y diversos patrones de morfología interna. El núcleo y manto de cada cristal individual muestran anillos de zonación normal, probablemente de tipo oscilatoria, con abundantes inclusiones vítreas, primarias, atrapadas en el núcleo y en sucesivos planos de crecimiento en el manto. Algunos megacristales, de mantos no zonados, presentan un desarrollo esquelético, incluyendo proporciones mayores de material vítreo, atrapado en la estructura cristalina durante el crecimiento.

Los glomerocristales muestran acoplamiento sinéutico de varios individuos según las caras (010), agrupan a dos o más cristales zonados y, ocasionalmente, algún cristal de estructura esquelética, cuyas superficies de unión presentan un encaje compacto, desarrollando maclas de sineusis ("synneusis") (Vance, 1969). En forma de sobrecrecimiento envolvente se encuentra siempre un anillo ("rim"), de cristalización tardía, en torno al glomerocristal ya formado.

Tanto los megacristales como los glomerocristales muestran evidencias texturales de diversos fenómenos de reabsorción. El efecto óptico más común es la textura cribada ("sieved"), que puede afectar a todo el cristal o dejar sectores no alterados en el núcleo (isla). Esta textura se caracteriza por una red de microcanales irregulares, rellenos por material vítreo, que cortan a través de los planos de macla y clivaje y cubren, progresivamente, todo el cristal, hasta formar una verdadera "malla" de inclusiones vítreas, secundarias, originadas por procesos de reabsorción de los cristales. La mayoría de los fenocristales cribados muestran, también, golfos de corrosión en las zonas más externas del manto, a las cuales se superpone el anillo periférico ("rim"), que rellena, en parte, las zonas corroídas, aislando de la masa fundamental a los cristales corroídos. Estos anillos modelan la morfología externa de los cristales, e incluyen numerosas y pequeñas gotitas de material vítreo, similar a la masa fundamental (Fotos 3, 4, 5).

Los microfenocristales de plagioclasa (0,5-1 mm) muestran formas euhedrales, con maclas polisintéticas, delgadas, sin rasgos de zonación ni texturas de reabsorción, como las observadas en los cristales mayores, indicando la reiniciación de la cristalización en nuevos núcleos, después del fenómeno de corrosión.

Los fenocristales de hornblenda y biotita presentan, en su mayoría, estructuras esqueléticas, dentro de las cuales han quedado atrapadas inclusiones vítreas, de formas muy irregulares, con burbujas y pequeños cristallitos accesorios. Además, los cristales mayores de hornblenda y biotita (3 mm) contienen, como inclusiones, cristales idiomórficos de apatita y gránulos opacos, desarrollados en las cavidades de la estructura esquelética, a partir de fluidos residuales, atrapados (Foto 6). Los xenocristales de cuarzo (2-3 mm), de muy escasa distribución, muestran profundos golfos de corrosión y también un delgado anillo periférico, de cristalización tardía, que incluye gotas de material vítreo.

La masa fundamental de estas rocas es bastante homogénea (60-70% vol.) y muestra texturas hialopiliticas y pilotaxíticas, con microlitos de plagioclasa, microcristales de piroxeno (augita) y agujas de anfíbola, contenidos en fondos vítreos, vesiculares, incoloros o de colores claros, con partículas opacas. En algunas lavas se observan amígdalas (2 mm) con tridimita, pero, en general, el relleno de poros es muy escaso.



Foto 3. Microfotografía de un glomerocrystal de plagioclase, que muestra acoplamiento sinéutico de cuatro individuos según las caras (010) y texturas cribadas de reabsorción, al interior de cada cristal, dejando como relicto, sin reaccionar, la zona del núcleo. El anillo periférico común indica el reinicio de la cristalización (Nícoles X, aumento 4 x 10).

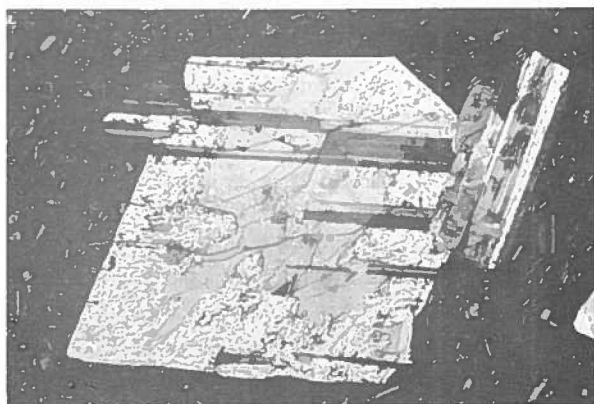


Foto 4. Microfotografía de un fenocrystal de plagioclase con textura cribada en el manto, mostrando claramente las superficies de reabsorción y ataque, penetrando desde la periferia hacia la zona interna del mineral (Nícoles X, aumento 4 x 10).

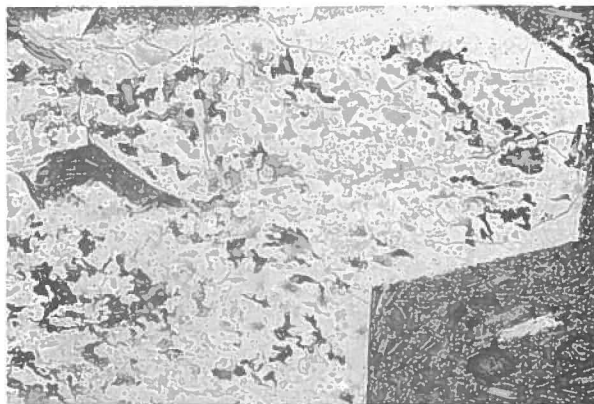


Foto 5. Microfotografía de la superficie de un fenocrystal, donde se observa una intrincada red de microinclusiones vítreas, derivadas de un episodio de reabsorción del cristal, durante una etapa de su desarrollo, seguida por un anillo periférico normal libre de inclusiones (Nícoles paralelos, aumento 10 x 10).

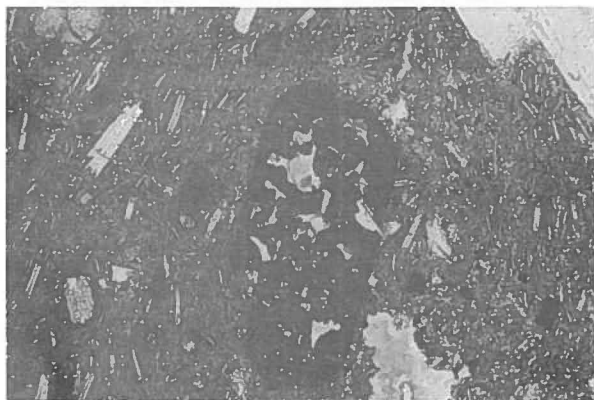


Foto 6. Microfotografía de un fenocrystal de hornblenda de estructura esqueletal. Se puede observar numerosas microinclusiones vítreas, entrampadas en la estructura interna del mineral, durante la primeras etapas de su desarrollo. El contorno euhedral aisló las inclusiones del material vítreo de la masa fundamental (Nícoles paralelos, aumento 4 x 10).

TABLA 2. ANALISIS QUIMICOS Y NORMATIVOS DE LAVAS DEL VOLCAN LLULLAILLACO

No. MUESTRA	UNIDAD I												UNIDAD II							
	So-470	So-473	So-1000	So-1002	So-1003	So-1004	So-1005	So-1007	So-1015	So-1021	So-1022	So-1025	So-471	So-472	So-474*	So-1001	So-1006	So-1023	So-1024	So-1092
SiO ₂	63,35	65,67	63,71	65,19	63,98	62,69	65,01	64,61	63,18	63,93	66,30	64,42	65,42	65,60	65,21	65,83	65,95	65,39	65,74	65,35
TiO ₂	0,91	0,81	0,70	0,72	0,85	1,00	0,72	0,74	0,68	0,93	0,76	0,85	0,79	0,83	0,74	0,81	0,77	0,77	0,74	0,81
Al ₂ O ₃	16,00	15,98	16,62	16,72	16,09	16,32	16,30	16,66	16,98	16,25	15,85	15,89	16,38	16,06	15,81	16,11	16,21	16,19	16,00	16,19
Fe ₂ O ₃	2,21	2,96	2,11	3,71	1,80	2,74	2,90	2,49	3,38	3,72	1,76	1,96	1,82	1,74	1,96	1,74	2,04	1,83	1,84	1,77
FeO	1,93	1,01	1,97	0,19	2,27	2,09	0,75	1,34	1,23	0,69	1,89	2,19	1,87	2,02	1,66	1,99	1,66	1,92	1,76	1,96
MnO	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,09	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	1,59	1,59	1,76	1,49	1,91	2,35	1,59	1,62	2,27	1,76	1,44	2,01	1,49	1,53	1,44	1,44	1,49	1,48	1,46	1,51
CaO	4,49	4,06	4,41	4,25	4,27	4,80	3,85	4,00	5,05	4,42	3,60	4,25	3,61	3,78	3,53	3,72	3,62	3,82	3,72	3,92
Na ₂ O	4,27	4,57	4,11	4,38	4,41	4,35	4,50	4,41	4,02	4,38	4,46	4,45	4,49	4,62	4,37	4,45	4,50	4,49	4,53	4,61
K ₂ O	2,48	2,54	2,49	2,37	2,47	2,23	2,59	2,33	2,05	2,39	2,90	2,43	2,83	2,76	2,89	2,88	2,90	2,90	2,93	2,81
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,21	0,20	0,28	0,31	0,27	0,19	0,17	0,23	0,23	0,24	0,21	0,23	0,23	0,25	0,24	0,24	0,20	0,25
H ₂ O ^f	1,80	0,30	1,32	0,35	1,15	1,17	1,01	1,38	0,61	0,56	0,80	1,29	0,35	0,49	1,74	0,42	0,34	0,53	0,56	0,49
H ₂ O ^c	0,40	0,09	0,18	0,13	0,20	0,14	0,30	0,20	0,18	0,18	0,14	0,18	0,48	0,14	0,32	0,09	0,11	0,07	0,07	0,06
CO ₂	0,07	0,12	0,09	0,05	0,09	0,05	0,05	0,18	0,07	0,07	< 0,01	0,09	0,09	0,16	0,01	0,09	0,07	0,05	0,07	0,12
S	0,25	0,02	0,02	< 0,01	0,02	0,02	< 0,01	< 0,01	0,04	0,15	0,02	0,02	0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	0,02	0,01	< 0,01
C	0,01	< 0,01	0,04	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,04	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	< 0,01
Total	100,05	100,03	99,80	99,81	99,85	100,34	99,90	100,21	100,01	99,72	100,22	100,33	99,89	100,01	100,02	99,87	99,95	99,76	99,68	99,90
Rh (ppm)	64	69	76	67	61	52	66	61	67	60	84	62	83	77	79	81	80	81	84	76
Sr (ppm)	660	680	550	650	750	810	750	660	530	700	620	690	610	660	600	660	670	680	630	630
Rb/Sr	0,10	0,10	0,14	0,10	0,08	0,06	0,09	0,09	0,13	0,09	0,14	0,09	0,14	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12
Ba (ppm)	730	810	600	700	770	750	800	740	640	760	810	780	830	860	790	800	860	860	740	800
Apatita	0,51	0,48	0,45	0,43	0,59	0,67	0,56	0,40	0,35	0,48	0,48	0,51	0,45	0,48	0,48	0,53	0,51	0,51	0,43	0,53
Ilmenita	1,30	1,14	1,00	1,02	1,20	1,40	1,02	1,04	0,96	1,32	1,06	1,20	1,10	1,16	1,06	1,14	1,08	1,08	1,04	1,14
Ortoclasa	15,10	15,10	15,05	14,15	14,85	13,35	15,55	14,00	12,25	14,35	17,30	14,55	16,90	16,45	17,50	17,15	17,25	17,30	17,50	16,75
Albita	39,35	41,25	37,60	39,65	40,20	39,45	40,95	40,20	36,45	39,90	40,35	40,40	40,65	41,75	40,05	40,25	40,60	40,65	41,00	41,60
Anortita	17,60	15,65	19,90	19,13	17,03	18,57	16,83	18,95	22,47	17,85	14,75	16,38	16,33	14,97	15,28	15,57	15,53	15,55	14,80	15,25
Corindón	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Magnetita	2,37	2,19	2,25	2,19	1,91	2,64	1,83	2,28	2,30	2,52	1,85	2,07	1,92	1,83	2,09	1,83	2,15	1,92	1,94	1,86
Hematita	—	0,16	—	0,10	—	—	0,35	0,06	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Enstatita	3,18	3,18	4,65	3,86	4,59	5,39	4,16	4,58	5,82	3,78	3,49	4,59	4,07	3,52	3,70	3,61	3,80	3,52	3,25	3,36
Ferrolisita	0,27	—	0,98	—	1,50	0,69	—	—	1,70	—	0,93	1,14	0,90	1,04	0,32	1,10	0,19	0,92	0,57	0,89
Diópsido	2,96	2,52	0,84	0,64	2,16	2,72	0,64	—	1,44	2,36	1,40	2,68	0,28	1,96	0,88	1,12	0,76	1,60	2,00	2,16
Cuarzo	17,36	18,33	17,29	18,83	15,98	15,10	18,11	18,46	16,24	17,41	18,38	16,48	17,40	16,84	18,63	17,71	18,14	16,96	17,47	16,46
A	55,06	57,46	53,97	57,36	54,26	48,79	58,89	56,45	48,13	53,87	59,97	53,57	59,43	59,06	59,88	59,47	59,75	59,42	60,48	59,44
F	31,97	29,69	31,64	29,98	30,68	33,78	27,90	29,99	33,87	32,13	28,30	30,78	28,48	28,70	28,24	28,85	28,22	28,68	27,69	28,46
M	12,97	12,85	14,39	12,66	15,06	17,43	13,21	13,57	18,00	14,00	11,73	15,65	12,10	12,24	11,88	11,68	12,03	11,90	11,84	12,10
CPN	30,90	27,50	34,61	32,55	29,76	32,01	29,13	32,04	38,14	30,91	26,77	28,85	28,66	26,39	27,62	27,89	27,67	27,67	26,52	26,82
ICN	10,08	9,19	9,71	7,81	11,35	12,86	8,00	7,99	12,24	10,01	8,74	11,68	8,27	9,51	8,06	8,79	7,97	9,03	8,80	9,41
No. Magn.	0,42	0,44	0,45	0,43	0,47	0,48	0,46	0,45	0,49	0,44	0,43	0,48	0,43	0,43	0,43	0,42	0,43	0,43	0,43	0,43
K ₂ O/Na ₂ O	0,58	0,56	0,61	0,54	0,56	0,51	0,58	0,53	0,51	0,55	0,65	0,55	0,63	0,60	0,66	0,65	0,64	0,65	0,65	0,61
ID	71,81	74,68	69,94	72,63	71,03	67,90	74,61	72,66	64,94	71,66	76,03	71,43	74,95	75,04	76,18	75,11	75,99	74,91	75,97	74,81

*: Pómez

NOTA: Para la ubicación de las muestras, referirse a la figura 2 y para sus características petrográficas, a la tabla 1.

Método Analítico: Los análisis químicos de elementos mayores se efectuaron mediante la disolución de la roca con ácidos fluorhídrico (HF), clorhídrico (HCl), nítrico (HNO₃) y perclórico (HClO₄) y su posterior determinación, mediante absorción atómica en un equipo Perkin Elmer 4.000, con corrector de fondo, a excepción del FeO, cuya determinación fue mediante una titulación con dicromato. El H₂O^f se determinó mediante el método del tubo Penfield y el H₂O^c, mediante secado a 105°C. El carbono (C) y el azufre (S) se obtuvieron por intermedio de un carbómetro y azufrómetro Leco y el CO₂ por evolución con ácido clorhídrico. Los elementos traza Rb y Sr se determinaron mediante fusión con una mezcla de carbonato de sodio y tetraborato de litio, y absorción atómica en el mismo equipo de los elementos mayores. Para el cálculo de las normas catiónicas se utilizó el programa de computación de Gardeweg y Gardeweg (1983), elaborado principalmente para rocas volcánicas andinas.

Consideraciones Texturales

Las diferentes características morfológicas de los fenocristales tales como: el acoplamiento sinéutico de los glomerocristales de plagioclasa, ocurridos probablemente en una etapa temprana de cristalización (Vance, 1969), bajo condiciones cinéticas de migración conjunta de los fenocristales en el magma original, y el desarrollo intensivo de texturas cribadas de reabsorción, pueden ser consideradas como evidencias petrográficas de dos etapas sucesivas, la primera como muestra de una cristalización magmática normal y la segunda, como un proceso generalizado de reabsorción de los fenocristales, derivado, probablemente, por sucesivos eventos de reequilibrio dentro de la cámara, que provocan la reabsorción de cristales y rápida nucleación de otros minerales máficos, los cuales desarrollan estructuras esqueléticas. En el caso del volcán Llullaillaco, este desequilibrio pudo ser causado por sucesivos fenómenos de asimilación y mezcla de magmas, en la cámara principal, y/o ascensos rápidos del magma a niveles superiores de la corteza. Numerosos autores coinciden en interpretar las texturas de reabsorción y desarrollos esqueléticos como procesos de mezcla y descompresión de magmas (Gerlach y Grove, 1982; Dungan y Rhodes, 1978).

QUIMISMO

En la tabla 2 se entregan los análisis químicos de elementos mayores y trazas (Rb, Sr y Ba), reali-

zados en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería, junto con los análisis normativos (normas catiónicas) de 20 muestras provenientes de las dos unidades que constituyen el volcán Llullaillaco.

Todas las muestras analizadas presentan un alto contenido de aluminio, que permite clasificarlas como rocas peraluminosas según Shand (1951) o como pertenecientes a las series aluminosas de Kuno (1966), lo cual es característico de las lavas de gran parte de los Andes chilenos.

La composición normativa revela que las lavas del volcán Llullaillaco son rocas sobresaturadas en sílice, con valores de cuarzo normativo entre 15,10 y 18,83 %, siendo, en promedio, más saturadas las rocas más jóvenes. Esta diferencia no se refleja en la abundancia de cuarzo modal (Tabla 1), ya que ésta es mayor y más frecuente en las lavas antiguas, químicamente menos saturadas.

La composición química de estas lavas es bastante restringida, lo cual se refleja en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976; Fig. 3), en base al cual, la mayor parte de ellas se clasifican como dacitas calcoalcalinas o calcoalcalinas ricas en potasio, a excepción de una muestra que cae en el campo de las andesitas. El carácter calcoalcalino de estas lavas se ve confirmado por el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971; Fig. 4) donde, a pesar de su distribución restringida, presentan un "trend" de empobrecimiento en hierro y enriquecimiento en álcalis en el tiempo, lo cual concuerda con la mayor diferenciación de las lavas más jóvenes. Estas, además de ser más diferenciadas, caen en un

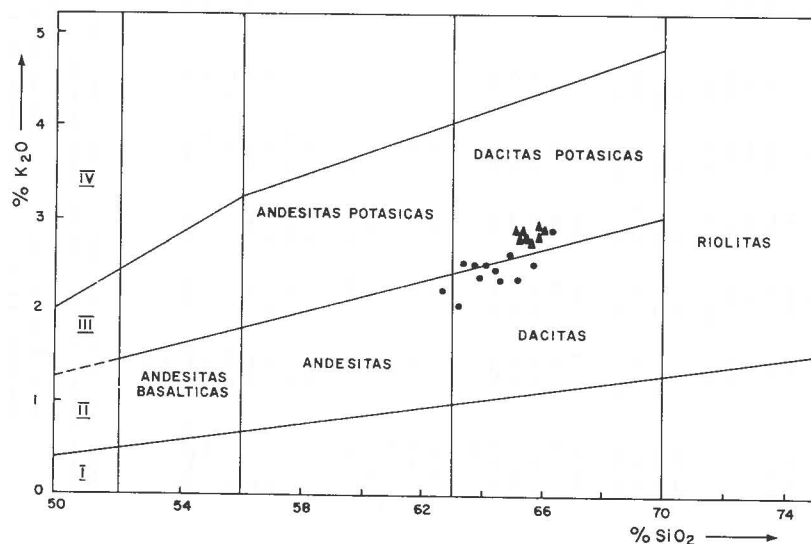


FIG. 3. Diagrama SiO_2 versus K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976). I: Series de arcos toleíticos; II: Series calcoalcalinas; III: Series calcoalcalinas ricas en potasio; IV: Series shoshoníticas. ● lavas del volcán Llullaillaco I. ▲ lavas del volcán Llullaillaco II.

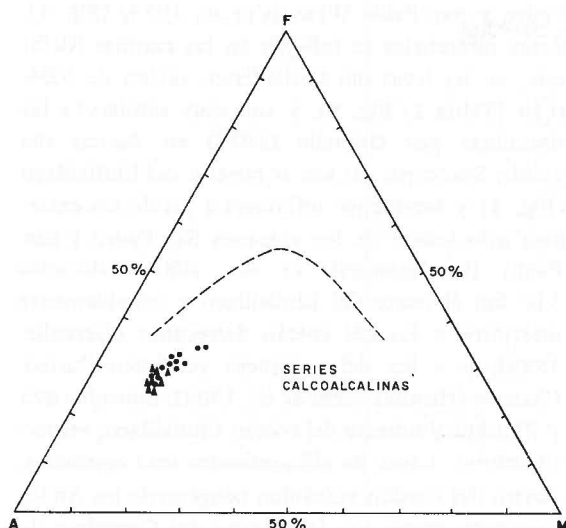


FIG. 4. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F: $\text{FeO} + 0,8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO .

estrecho rango composicional, con SiO_2 entre 65,35% y 65,83% y escasas variaciones en los restantes componentes. Las lavas más antiguas (Llullaillaco I), poseen una composición más variable, con SiO_2 entre 62,69% y 66,93%, siendo, en promedio, más primitivas. Los mayores índices de diferenciación de las lavas del Llullaillaco II (74,81-76,18) van acompañados de enriquecimiento en K_2O (Fig. 3) y Na_2O , aunque muy leve, y empobrecimiento en CaO y MgO .

Los valores de K_2O de ambas unidades son, relativamente, altos (Fig. 3), lo que es característico de las lavas del norte de Chile y de los Andes Centrales, en general, hecho que ha sido destacado por numerosos autores (Dickinson, 1968; Katsui, 1972; Moreno, 1977; Gardeweg y Ramírez, 1982). El rango de K_2O es bastante restringido (2,05-1,93%) y es similar al informado por Deruelle (1978) para las dacitas del volcán Socompa, en parte, inferior al de dacitas de la Puna Catamarqueña (Coira y Pezzutti, 1976) y similar a aquél que caracteriza las lavas más ácidas de los volcanes San Pedro y San Pablo (Francis *et al.*, 1974) (Fig. 1).

La razón $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Tabla 2) es normal para las lavas de la asociación calcoalcalina y, como en

sistemas de arcos de islas, aumenta con K_2O creciente, ya que el Na_2O no aumenta tanto con el SiO_2 como el K_2O (Jakes y White, 1972). Los altos contenidos de TiO_2 (0,68-1,0%) son más comunes en rocas shoshoníticas que calcoalcalinas (Jakes y White, 1972), pero son frecuentes en dacitas de los Andes del norte de Chile. Contenidos similares tienen las dacitas del volcán Socompa (Deruelle, 1978) y del volcán Sairecabur (Deruelle, 1982) y corresponden a los valores promedios de la "Formación Andesítica" del norte de Chile de Klerkx *et al.* (1977).

Los contenidos de Rb son relativamente bajos y varían entre 52 y 84 ppm, y los de Sr y Ba, bas-

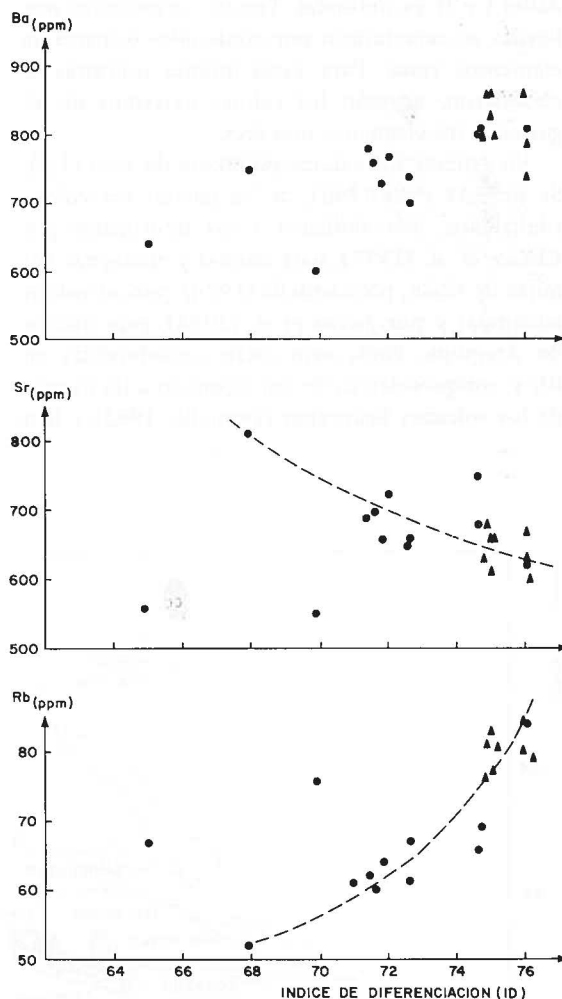


FIG. 5. Índice de diferenciación (ID). Diagramas de Rb, Sr y Ba versus índice de diferenciación (ID) de lavas del volcán Llullaillaco. Llullaillaco I (●); Llullaillaco II (▲).

tante altos, variando entre 530 y 810, y 600 y 860 ppm, respectivamente (Tabla 2). Sus distintos contenidos, en las dos unidades que constituyen el Llullaillaco, son marcadamente más diferenciados que los de elementos mayores. Las muestras del Llullaillaco II, de mayor índice de diferenciación (ID) (Fig. 5), están enriquecidas en Ba y Rb y empobrecidas en Sr. El enriquecimiento de Ba y Rb es concordante con el de K_2O y el de Sr, en promedio, con el de CaO, aunque la correlación no es constante. Las variaciones de Rb y Sr con respecto al ID definen líneas aproximadamente curvas (Fig. 5), concordantes con una diferenciación por cristalización fraccionada, pero el Ba define más bien dos grupos, en general, concordantes con las unidades I y II ya definidas. Tres de las muestras analizadas se caracterizan por contenidos dispares de elementos traza. Para estas mismas muestras se obtuvieron, además, los valores extremos de algunos de los elementos mayores.

En general, los valores promedio de Rb (71,8), Sr (659,5) y Ba (766), de las dacitas del volcán Llullaillaco, son similares a los informados por Klerkx *et al.* (1977), para dacitas y riolitas del norte de Chile; por Deruelle (1978), para el volcán Socompa; y por James *et al.* (1976), para dacitas de Arequipa, Perú; pero están empobrecidas en Rb y enriquecidas en Sr con respecto a las dacitas de los volcanes Sairecabur (Deruelle, 1982) y San

Pedro y San Pablo (Francis *et al.*, 1974) (Fig. 1). Estas diferencias se reflejan en las razones Rb/Sr que, en las lavas del Llullaillaco, varían de 0,06-0,14 (Tabla 2; Fig. 6), y son muy similares a las obtenidas por Deruelle (1978) en dacitas del volcán Socompa, 20 km al noreste del Llullaillaco (Fig. 1) y levemente inferiores a los de los extremos más ácidos de los volcanes San Pedro y San Pablo (Hawkesworth *et al.*, 1982), ubicados 310 km al norte del Llullaillaco y notablemente inferiores a los del volcán Sairecabur (Deruelle, 1982), y a los del complejo volcánico Purico-Chascón (Hawkesworth *et al.*, 1982), ubicados 225 y 210 km al noreste del volcán Llullaillaco, respectivamente. Lavas de afloramientos más orientales, dentro del cordón volcánico neógeno de los Andes Centrales, como son las dacitas del Complejo de Cerro Galán, en Argentina (Francis *et al.*, 1980), tienen valores de Rb mucho más altos y de Sr muy inferiores y, en consecuencia, presentan Rb/Sr similares a los del Complejo Purico-Chascón.

La abundancia de Rb, Sr y Ba en las lavas del Llullaillaco difiere de los valores promedios, calculados por Jakes y White (1972), para rocas de la asociación calcoalcálica. Las dacitas de esta asociación tienen contenidos inferiores de estos tres elementos. Los valores del Llullaillaco son intermedios entre los que caracterizan las asociaciones calcoalcálicas y shoshoníticas.

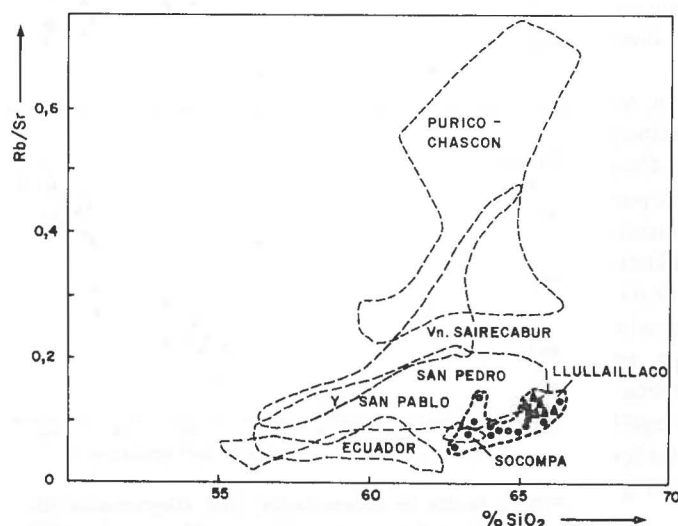


FIG. 6. Diagrama SiO_2 versus Rb/Sr mostrando las razones Rb/Sr dispares entre las dos unidades del volcán Llullaillaco y sus valores relativamente bajos, comparados con los de los volcanes San Pedro y San Pablo, del complejo volcánico Purico-Chascón (Hawkesworth *et al.*, 1982), con valores del volcán Socompa (Deruelle, 1978), de volcanes de Ecuador (Hawkesworth *et al.*, 1982) y del Sairecabur (Deruelle, 1982).

CONCLUSIONES Y DISCUSION

El Complejo Efusivo Volcán Llullaillaco forma parte de una franja de centros de emisión calcoalcalinos, intracontinentales, del Cenozoico superior, de los Andes Centrales, edificados sobre una corteza continental de 70 km de espesor. Su actividad se desarrolló a partir del Pleistoceno hasta el Holoceno, generando exclusivamente rocas dacíticas, que constituyen un complejo volcánico de dos conos, medianamente erosionados (Llullaillaco I), con efusión posterior de domos y lavas domo, también dacíticos, notablemente bien conservados, que conforman la cumbre actual (Llullaillaco II).

Las dacitas del Llullaillaco (I y II) presentan escasas variaciones mineralógicas. Estas consisten, básicamente, en una mayor proporción de fenocristales de cuarzo y biotita en las lavas más antiguas (Llullaillaco I). La característica más notable de estas rocas es la presencia de megacristales y glomerocristales de plagioclasa, zonados de manera compleja, y afectados por sucesivos eventos de reabsorción (texturas cribadas), que reflejan la inestabilidad de la cámara magmática, debida, probablemente, a fenómenos de mezcla y/o ascensos rápidos dentro de la corteza, durante la formación de los fenocristales. Otras evidencias de la inestabilidad mineralógica y condiciones cinéticas del magma, son el desarrollo esquelético de los minerales máficos y los profundos golfos de corrosión en los xenocristales de cuarzo. Los productos

finales reflejan una total homogenización dentro de una cámara, que aloja un magma dacítico, pobre en componentes volátiles, el cual finalmente generó abundantes volúmenes de lava viscosa, de un solo tipo litológico, durante toda su evolución, con pequeños intervalos explosivos.

Las lavas del volcán Llullaillaco corresponden, químicamente, a dacitas calcoalcalinas, con alto contenido en potasio, donde los términos más diferenciados corresponden a los productos más jóvenes (Llullaillaco II). Los valores de abundancia de elementos mayores son característicos de la asociación de rocas calcoalcalinas, ricas en potasio. Sin embargo, sus altos contenidos de TiO_2 y de elementos trazas (Rb, Sr y Ba) son más comunes en rocas de la asociación shoshonítica. Esta tendencia puede reflejar la influencia de la potente corteza continental, que subyace al volcán Llullaillaco, donde los magmas habrían sufrido cierto grado de contaminación durante el ascenso, enriqueciéndose en estos elementos. Este enriquecimiento es similar en centros volcánicos vecinos, como el Socompa, pero presenta patrones notablemente diferentes, en centros más alejados hacia el norte, como son los volcanes San Pedro, San Pablo, Saicabur y el Complejo Purico-Chascón, pudiendo reflejar diferencias profundas en la cadena volcánica, posiblemente relacionadas con segmentación de la placa subductada bajo ella.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer a Gastón Oyarzún su compañía y asesoría técnica, durante la ascensión de este volcán. Asimismo, agradecemos a los colegas Carlos F. Ramírez y Constantino Mpodozis, la lectura crítica del texto y sus valiosas recomendaciones. El Servicio Nacional de Geología y Mine-

ría, dentro del Programa Carta Geológica Básica (Hoja Sierra Almeyda), patrocinó esta iniciativa y proveyó los medios necesarios. El Instituto Antártico Chileno facilitó parte del equipo de alta montaña.

REFERENCIAS

- BAKER, M. C. W. 1981. The nature and distribution of Upper Cenozoic ignimbrite centres in the central Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 11, No. 2-4, 293-315.
- BAKER, M. C. W.; FRANCIS, P. W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes; ages and volumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 41, No. 2, p. 175-187.
- BARAZANGI, M.; ISACKS, B. L. 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. (R. Astronom. Soc.)*, Vol. 57, p. 537-555.
- BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. *Inst. Geogr. Militar (Chile)*, 374 p. Santiago.
- CECIONI, A.; FRUTOS, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra

- de Almeida, norte de Chile. *In* Congr. Argent. Paleontol. y Bioestratigr., No. 1, Actas, Vol. 1, p. 191-207. Tucumán, 1974.
- COIRA, B. L. 1978. Episodios volcánicos cenozoicos en el área de Chajarahuaico-Casabindo, Puna Jujeña. *In* Congr. Geol. Argent., No. 2, Actas, p. 537-551.
- COIRA, B.; PEZZUTTI, N. E. 1976. Volcanismo cenozoico en el ámbito de Puna Catamarqueña. *Asoc. Geol. Argent., Rev.* Vol. 3, No. 1, p. 33-52.
- COIRA, B.; PARIS, G. 1981. Estratigrafía volcánicas del área del cerro Tuzgle (23° 50'-24° 25' latitud S y 66° 15'-66° 45' longitud W), provincias de Jujuy-Salta. *In* Congr. Geol. Argent., No. 7, Actas, Vol. 3, p. 659-671. San Luis.
- DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; RIVANO, S. 1981. Paleozoico de Sierra Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 12, p. 3-23.
- DERUELLE, B. 1978. The Negros de Aras "nuée ardente" deposits: a cataclysmic eruption of Socompa volcano (Andes of Atacama, Chile). *Bull. Volcanol.*, Vol. 41, No. 3, p. 175-186.
- DERUELLE, B. 1982. Sairecabur volcano, a Plio-Quaternary calc-alkaline massif of the Andes of Atacama: Petrology. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, Vol. 2, p. D-20, D-40. Concepción.
- DICKINSON, W. R. 1968. Circumpacific andesite types. *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, No. 6, p. ?
- DOSTAL, J.; ZENTILLI, M.; CAELLES, J. C.; *et al.*, 1977. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes, 26°-28° S. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 63, No. 2, p. 113-128.
- DUNGAN, M. A.; RHODES, J. M. 1978. Residual glasses and melt inclusions in basalt from DSDP Legs 45 and 46. Evidence for magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, No. 67, p. 417-431.
- FRANCIS, P. W.; ROOBOL, M. J.; WALKER, G. P.; *et al.*, 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geol. Rundsch.*, Vol. 63, No. 1, p. 357-388.
- FRANCIS, P. W.; ROOBOL, M. J.; WALKER, G. P. L.; *et al.*, 1980. Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline rocks from Cerro Galán, northwest Argentina. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 48, p. 257-267.
- GARDEWEG, M.; RAMIREZ, C. F. 1982. Geología de los volcanes del Callejón de Tilocalar, Cordillera de los Andes, Antofagasta. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas, p. A111-A123. Concepción.
- GARDEWEG, M.; GARDEWEG, E. 1983. Cálculo de la Norma Catiónica: Metodología y un Programa de Computación en Basic. *Serv. Nac. Geol. Miner. (Chile), Misc.* No. 3, 29 p.
- GARDEWEG, M.; RAMIREZ, C. F. (en prensa). Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile*.
- GERLACH, D. C.; GROCE, T. L. 1982. Petrology of Medicine Lake Highland volcanics: Characterization of endmembers of magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, No. 80, p. 147-159.
- GUEST, J. E. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 80, No. 1, p. 337-362.
- HAWKESWORTH, C. J.; HAMMIL, M.; GLEDHILL, A. R.; *et al.* 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intracrustal melting in the High Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 58, No. 2, p. 240-254.
- 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.
- 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.
- JAMES, D. E.; BROOKS, C.; CUYUBAMBA, A. 1976. Andean Cenozoic volcanism; magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 87, No. 4, p. 592-600.
- KATSUI, Y. 1972. Late Cenozoic and petrographic provinces in the Andes and Antarctica. *Univ. Hokkaido, J. Fac. Sci., Ser. IV*, No. 25, p. 27-41.
- 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 variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, Vol. 29, p. 195-222.
- KUSSMAUL, S.; HORMANN, P. K.; PLOSKONKA, E.; *et al.* 1977. Volcanism and structure of southwestern Bolivia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 2, No. 1, p. 73-111.
- LAHSEN, A. 1982b. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Sci. Rev.*, Vol. 18, p. 258-302.
- MARINOVIC, N.; LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. *Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile*, No. 58, 145 p.
- MINSER, J. B.; JORDAN, T. H. 1978. Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, p. 5331-5334.
- MPODOZIS, C.; HERVE, F.; DAVIDSON, J.; *et al.* 1983. Los granitoides de Cerro Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior en los Andes del norte de Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 18, p. 3-14.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 58, No. 1, p. 63-81.
- PICHLER, H.; ZEIL, W. 1972. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, Vol. 35, No. 2, p. 424-452.
- RAMIREZ, C. F. 1979. Edades potasio-argón de rocas volcánicas cenozoicas en la zona de San Pedro de Atacama-El Tatio, Región de Antofagasta. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F31-F41. Arica.

- RAMIREZ, C. F.; GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, No. 54, 122 p.
- SHOLL, D. W.; CHRISTENSEN, M. N.; VON HUEN, R.; *et al.*, 1970. Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 81, No. 5, p. 1339-1360.
- SCHWELLER, W. J.; KULM, L. D.; PRINCE, R. A. 1981. Tectonic structure and sedimentary framework of the Peru-Chile Trench. Geol. Soc. Am., Mem., No. 154, p. 323-349.
- SHAND, A. J. 1951. The study of rocks. Third Edition, Thomas Murkey & Co., 7 p. London.
- STAUDER, W. 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. J. Geophys. Res., Vol. 78, No. 23, p. 5033-5061.
- THORPE, R. S.; FRANCIS, R. W. 1979. Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes. In Origin of granitic batholiths; geochemical evidence (Atherton, M. P.; Tarney, J.; eds.), Shiva Publ., Ltd., p. 65-75. Orpington, Kent, U.K.
- VANCE, J. A. 1969. On synneusis. Contrib. Mineral Petrol., No. 24, p. 7-29.
- VERGARA, H. 1978a. Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del Cuadrángulo Volcán Miño, Región de Tarapacá. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 32, 44 p.
- VERGARA, H. 1978b. Cuadrángulo Ujina, Región de Tarapacá. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 33, 63 p.