

CONTROL ESTRUCTURAL Y ALTERACION TIPO CAMPO GEOTERMICO EN LOS INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS MIOCENICOS DEL AREA CUESTA DE CHACABUCO-BAÑOS EL CORAZON, CHILE CENTRAL

HUMBERTO PADILLA S.

ENAP-MAGALLANES, Departamento de Exploraciones, Casilla 3556,
Santiago, Chile.

MARIO VERGARA M.

Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Casilla 13518,
Correo 21, Santiago, Chile.

RESUMEN

En el área de Cuesta de Chacabuco y Baños del Corazón, al norte de Santiago, aflora un conjunto de intrusivos subvolcánicos. Estos corresponden a pórfidos dacíticos, andesíticos y basálticos de piroxeno y anfíbola, que presentan una persistente asociación mineralógica de alteración con ceolitas (laumontita, estilbita, heulandita, chabacita, escolecita) albita, clorita, calcita, mica blanca, sericita, minerales de arcilla y cuarzo.

El lugar de emplazamiento de los pórfidos está estrechamente ligado a las zonas de fallas de Pocuro y Chacabuco. Posteriormente a su emplazamiento, fueron afectados por una intensa alteración hidrotermal, de temperatura inferior a 180°C, similar a la de los campos geotérmicos. El intenso fracturamiento del área habría facilitado la circulación hidrotermal convectiva (agua caliente y vapor) hacia la superficie, produciendo, tanto en los pórfidos como en las rocas por ellos cortadas (Formaciones Las Chilcas, Lo Valle y/o Abanico), una persistente alteración ceolítica.

El análisis de los diagramas logarítmicos de razones de elementos mayores en los pórfidos indica que la alteración hidrotermal no habría generado un metasomatismo significativo en las rocas afectadas; sino sólo una redistribución, a pequeña escala, entre minerales primarios y secundarios. Las gradientes de la alteración hidrotermal fueron altas y mucho más tendidas que la gradiente regional del metamorfismo de carga.

ABSTRACT

Pyroxene and/or amphibole dacite, andesite and basalt porphyries crop out at Cuesta de Chacabuco and Baños del Corazón, north of Santiago. They show a persistent alteration pattern, consisting in zeolite (laumontite, stilbite, heulandite, chabazite, scolecite), albite, chlorite, calcite, white mica, clay minerals, and quartz.

This hydrothermal alteration took place below 180°C, after their emplacement in the Pocuro and Chacabuco Fault Zones, favored by intense fracturing of both the porphyries and the volcanoclastic host rock (Las Chilcas, and/or Abanico Formations).

Log diagrams of major elements ratios of the porphyries show that the hydrothermal alteration did not include a significant metasomatism, but only small scale redistribution among primary and secondary minerals. Thermal gradients of the hydrothermal alteration were lower than those of burial metamorphism.

INTRODUCCION

Recientes investigaciones han puesto en evidencia la importancia, en la evolución geológica regional de Chile Central, de un magmatismo hipabisal

de edad principalmente miocénica. En efecto, los trabajos de Vergara y Munizaga (1974); Vergara y Drake (1978); Drake *et al.* (1976); Thiele (1980);

Vergara y López (1980); Padilla (1981); Moscoso *et al.* (1982); Godoy (1981) y Munizaga y Vicente (1982), han mostrado que los cuerpos intrusivos descritos por Thomas (1958) y Aguirre (1960) y emplazados en la Depresión Central entre los 32° 30' y los 34° Lat. S, presentan una distribución areal más extensa (ver Mapa Geológico de Chile, SERNAGEOMIN, 1982) y una mayor diversidad litológica, que la reconocida originalmente.

Por otra parte, las secuencias estratificadas, que son intruidas por estos cuerpos, presentan una alteración de carácter regional, relacionada con el nivel estratigráfico-estructural que cada una de ellas ocupa. Es así como al interior de cada unidad se observa una progresión en la alteración, de arriba hacia abajo, la que es interrumpida por la discordancia angular, que la separa de la formación infrayacente. En esta última se da también una progresión vertical en la intensidad de la alteración. Estos rasgos tan particulares han permitido a varios autores atribuir esta alteración a un metamorfismo de carga o sepultamiento, relacionado con la subsistencia de cada unidad, luego de ser plegada y previo a la depositación de la secuencia suprayacente. Este metamorfismo es de bajo grado, comprendiendo desde la facies ceolitas a esquistos verdes (ver, entre otros, Levi, 1970; Aguirre *et al.*, 1978).

En este trabajo, se entregan anteceditens geológicos, mineralógicos, geoquímicos y de alteración, de un conjunto de estos cuerpos intrusivos, que afloran en la Depresión Central y la Cordillera Principal, entre la Cuesta de Chacabuco y la localidad de Baños El Corazón (Fig. 1).

Los intrusivos hipabisales a los que hacemos referencia, han sido reconocidos, en una larga corri-

da de afloramientos, entre las ciudades de Los Andes y Temuco, ocupando las estribaciones más orientales de la Cordillera de la Costa, sobresaliendo como cerros-islas de la Depresión Central y apareciendo en los primeros contrafuertes de la Cordillera Principal. Inclusive, al sur de Temuco, hay evidencias de ellos en subsuperficie, obtenidas en sondeos (García, 1968).

La edad principalmente miocénica de estos cuerpos ha sido comprobada por numerosas dataciones K-Ar, realizadas en ellos por Vergara y Munizaga (1974); Vergara y Drake (1978); Vergara y López (1980) y Thiele (1980).

En el sector estudiado, se cuenta con dos determinaciones K-Ar, en muestras pertenecientes a estos intrusivos (Tabla 1). Una corresponde a un pórfido andecítico de piroxeno (roca total): $20,6 \pm 0,2$ Ma (Vergara y López, 1980). La segunda corresponde a un pórfido dacítico de anfíbola, situado en las cercanías de la cuesta Chacabuco (anfíbola): $20,3 \pm 0,8$ Ma (ver Tabla 1). Una muestra de la Formación Lo Valle, intruida por los pórfidos, dio una edad K-Ar (en roca total): 67,8 Ma confirmando parcialmente la edad cretácica superior de esta formación (Tabla 1).

La amplia, aunque discontinua, distribución de estos cuerpos llevó a Vergara y Munizaga (1974) a sostener que ellos correspondían a los remanentes erodados de un cordón volcánico longitudinal, activo durante el Oligoceno terminal al Mioceno Medio ("Coastal Volcanic Belt"). Gran parte de dichos stocks y filones hipabisales aparecen espacialmente relacionados con sistemas de fallas y fracturas, de orientación preferencial N-S (ver Thiele, 1980; Moscoso *et al.*, 1982; Padilla, 1982).

TABLA 1. DATOS Y RESULTADOS DE EDADES RADIOMETRICAS K-Ar EN EL SECTOR CHACABUCO

No. Mta.	% K	Ar ⁴⁰ molar x 10 ⁻¹¹ /g	% Ar ⁴⁰ atmosférico	Edad Ma	Material Datado	Observaciones
1. HP-099	0,282 ± 0,009	0,97	70	19,5 ± 0,7	Hb	Pórfido de anfíbola Cuesta de Chacabuco
2. CF-7	—	—	—	20,3 ± 0,8	RT	Pórfido de piroxeno, Cerro isla al N de cordón Chacabuco.
3. HP-235	1,060 ± 0,02	12,70	9	67,8 ± 1,3	Plg	Toba soldada Formación Lo Valle, Cuesta de Chacabuco

Las edades 2. y 3. ya han sido mencionadas por Vergara y López (1980) y Drake *et al.* (1982), respectivamente. Determinaciones efectuadas en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de California, Berkeley por R. Drake. Hb: hornblenda; Plg: plagioclasa; RT: roca total.

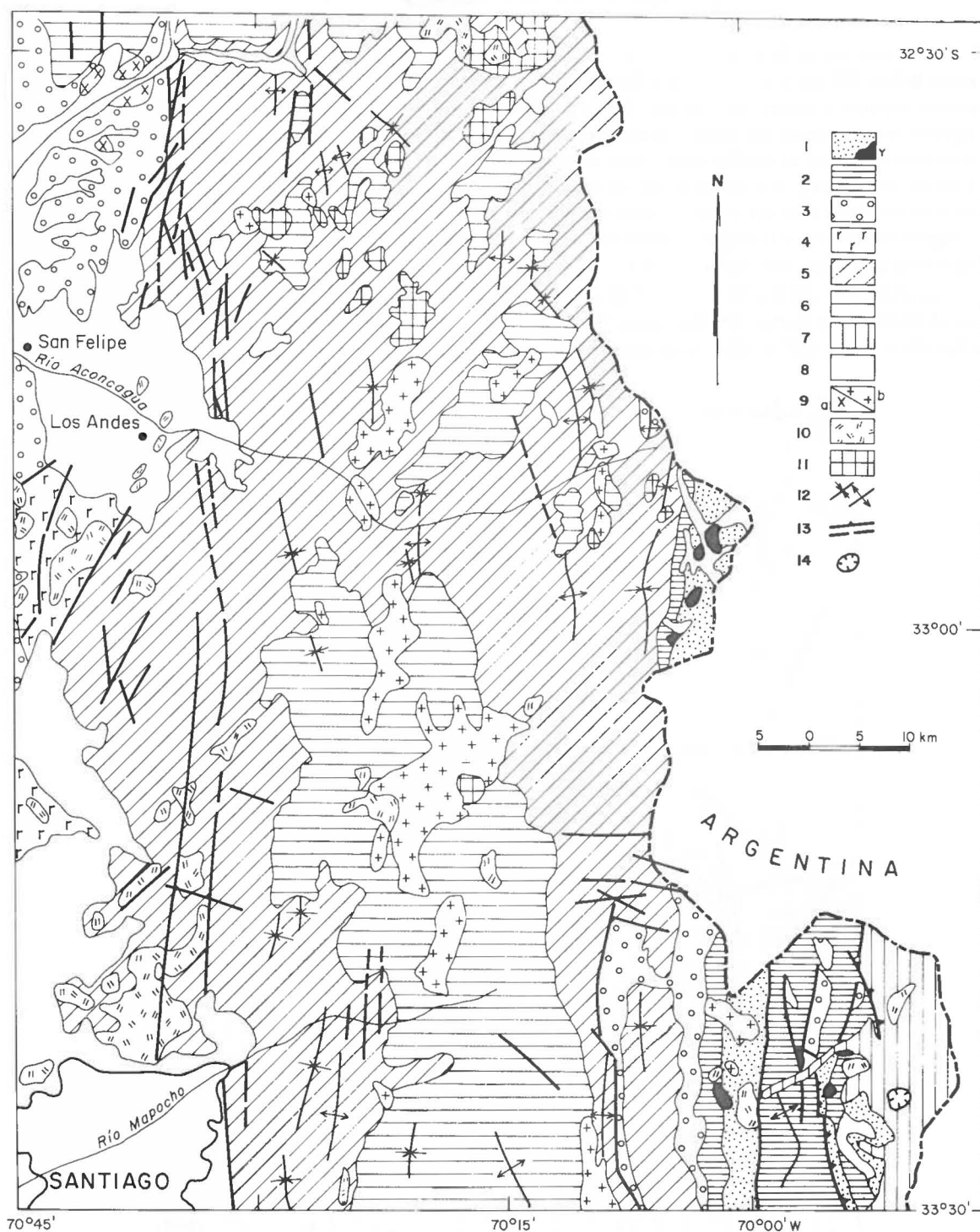


FIG. 1. Mapa de ubicación y marco geológico regional: 1: Jurásico (Y: yeso); 2: Titoniano-Neocomiano; 3: Cretácico Inferior a Superior; 4: Cretácico Superior; 5: Cretácico Superior-Paleógeno; 6: Mioceno-Plioceno; 7: Pleistoceno-Holoceno; 8: Cuaternario; 9: Granitoides (a: Cretácico Superior-Paleoceno; b: Mioceno); 10: Intrusivos hipabisales (Mioceno); 11: Alteración hidrotermal; 12: Sinclinales y anticlinales; 13: Fallas; 14: Cráteres.

GEOLOGIA DE LOS CUERPOS INTRUSIVOS

Los intrusivos de la zona de la Cuesta de Chacabuco-Baños del Corazón, corresponden a diques, filones-mantos y stocks de reducidas dimensiones, algunos de los cuales presentan diaclasamiento y contorno similar al de cuellos volcánicos. Intruyen a rocas volcánicas y volcanoclásticas, pertenecientes a las formaciones Las Chilcas (Cretácico Inferior a Superior), Lo Valle (Cretácico Superior) y Abanico (Cretácico Superior-Paleógeno (?)).

Los pórfidos citados se hallan emplazados en los alrededores de Cuesta de Chacabuco, Baños del Corazón y en los cerros-islas de la planicie aluvial

del río Aconcagua, en las cercanías de la ciudad de Los Andes (Fig. 2).

En Cuesta de Chacabuco y Baños del Corazón, los intrusivos están asociados, estrechamente, a fracturas ligadas a las zonas de fallas regionales (Fig. 2). Otros cuerpos, de formas elongadas, se orientan según las trazas de las fracturas y un tercer tipo de intrusivos corta a las fallas (Baños del Corazón), "sellando" las estructuras en algunos sectores, lo cual sugiere que su emplazamiento fue post-fallamiento y tuvo un fuerte control estructural.

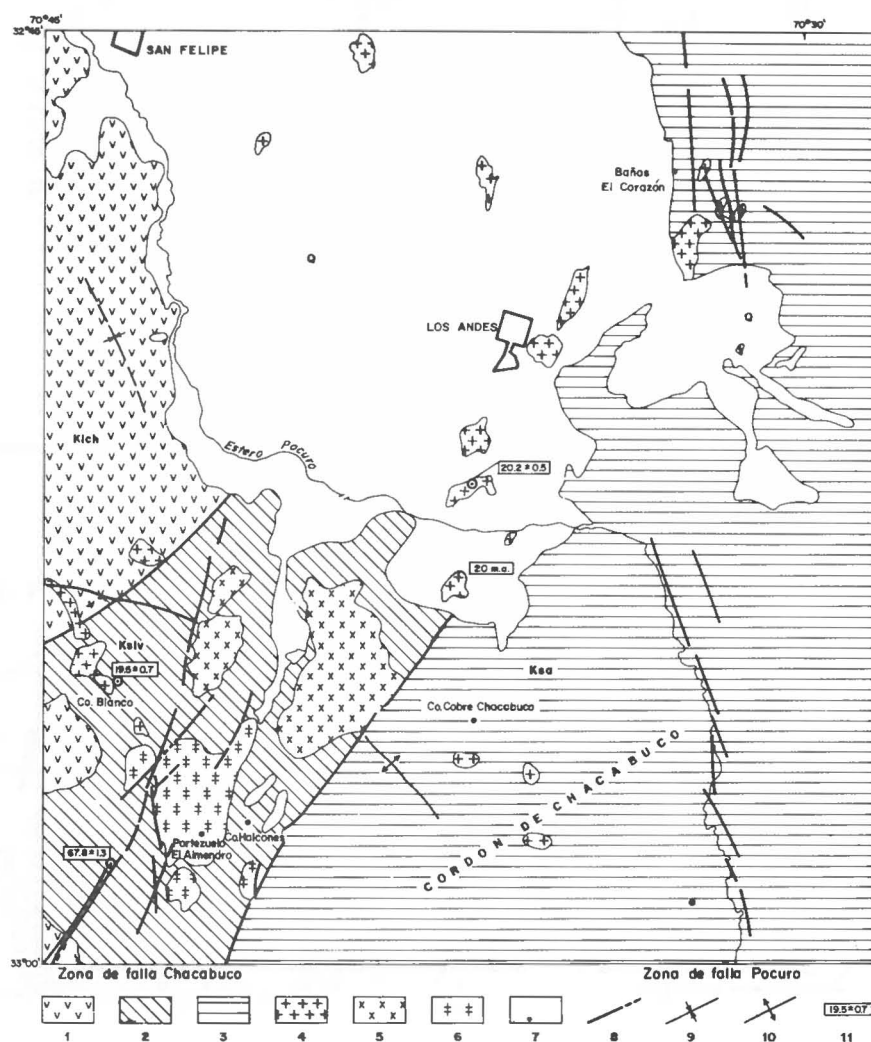


FIG. 2. Mapa geológico del sector estudiado: 1: Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior a Superior); 2: Formación Lo Valle (Cretácico Superior); 3: Formación Abanico (Cretácico Superior-Paleógeno); 4: Pórfido de anfíbola; 5: Pórfido de anfíbola y piroxeno; 6: Pórfidos de piroxeno; 7: Depósitos cuaternarios; 8: Fallas, símbolo indica bloque hundido; 9: Eje de sinclinal; 10: Eje de anticlinal; 11: Edad K-Ar mencionada en el texto (en millones de años).

MINERALOGIA Y PETROGRAFIA

Los intrusivos hipabisales miocénicos comprenden una amplia variedad litológica, desde dacitas a basaltos de olivino. Se destaca en ellos la abundancia (> 25-30%) y gran tamaño de los fenocristales de anfíbola y piroxeno (> 1 cm), por lo que han sido denominados genéricamente como pórfidos. La abundancia relativa de piroxeno y/o anfíbola se ha empleado como base para una subdivisión petrográfica mayor. Las rocas presentan una asociación mineralógica de alteración, consistente en ceolitas, albita, clorita, calcita, esfeno, epidota y sericita, ya sea como reemplazo de los fenocristales de plagioclasa de pequeños gránulos en la masa fundamental, o como vetillas y amígdalas. La Tabla 2 compila los análisis modales estimados de 16 muestras. En esta tabla se comprueba que todas las muestras presentan minerales de alteración, tanto en la masa fundamental como en microamígdalas, vetillas y reemplazo de minerales primarios, en cantidades de 5-32%. Siguiendo la clasificación anterior se han distinguido tres grupos de pórfidos: a) de anfíbola; b) de anfíbola y piroxeno; y c) de piroxeno.

a) Pórfidos dacíticos y andesíticos de anfíbola.

Se distribuyen, preferentemente, en el área de

Baños El Corazón, formando stocks, filones-mantos y diques (Fig. 2), con ceolitas, clorita, calcita y cuarzo microcristalino, como minerales secundarios, en amígdalas y masa fundamental. Los fenocristales corresponden a anfíbola y plagioclasa, en proporciones variables, predominando la anfíbola. La masa fundamental es intersertal a intergranular.

Los fenocristales de **plagioclasa** son euhedrales de 0,5-5 mm, de composición $An_{54}-An_{56}$ con reemplazo parcial por albita, ceolita, calcita y sericita. La **anfíbola** hornbléndica aparece como cristales euhedrales, frescos, de hasta 1,5 cm de largo, con pleocroismo variable, entre amarillo pálido a ocre. La masa fundamental es intergranular-intersertal, constituida por microlitos de plagioclasa, gránulos de augita, magnetita, esfeno y abundantes minerales de alteración, del tipo ceolita, clorita, calcita, cuarzo y prehnita.

b) Pórfidos andesíticos y basálticos de anfíbola y piroxeno.

Se distribuyen, preferentemente, en la zona de fallas de Chacabuco (Fig. 2); son rocas de color gris claro a verdoso, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno; amígdalas de ceolita y ocasionales vetillas de calcedonia, clorita y

TABLA 2. ANALISIS MODALES ESTIMATIVOS DE MUESTRAS DE PORFIDOS DEL SECTOR ESTUDIADO

	Muestra	Mineral								Textura masa fundamental
		PL	ANF	PX	OL	BIO	OP	MF	ALT	
1.	HP-004	27	7	—	—	—	7	60	—	Intergranular a intersertal
2.	HP-012	12	8	—	—	—	2	75	—	Intersertal a afieltrada
3.	HP-028	30	7	—	—	—	5	58	—	Intersertal
4.	HP-042	30	7	—	—	—	2	55	—	Microgranítica
5.	HP-099	26	9	—	—	1	1	62	—	Pilotaxítica a afieltrada
6.	HP-175	18	4	—	—	—	3	72	—	Pilotaxítica
7.	HP-291	15	6	—	—	—	2	77	—	Pilotaxítica a afieltrada
8.	HP-292	23	4	—	—	—	3	70	—	Afieltrada a microgranítica
9.	HP-260	61	9	26	—	—	4	—	—	Intersertal a subofítica
10.	HP-264	2	17	4	—	—	3	74	—	Intergranular a subofítica
11.	HP-177	23	12	2	—	—	2	65	5	Microgranítica
12.	HP-231	20	10	7	—	—	1	60	—	Pilotaxítica
13.	HP-234a	22	9	4	—	—	1	40	15	Intergranular a intersertal
14.	HP-236a	25	—	9	3	—	5	—	5	Intergranular a intersertal
15.	HP-233	25	—	15	—	—	2	—	32	Intersertal a subofítica
16.	CF-7	35	—	5	—	—	2	60	5	Subofítica

1 a 8 pórfidos de anfíbola; 9 a 13: pórfidos de anfíbola y piroxeno; 14 a 16: pórfidos de piroxeno; PL: Plagioclasa; ANF: anfíbola; PX: piroxeno; OL: olivino; BIO: biotita; OP: opacos; MF: masa fundamental (también incluye minerales de alteración finamente diseminados); ALT: alteración (ceolitas, albita, clorita, cuarzo, minerales de arcillas, etc.).

calcita.

Los fenocristales de **plagioclasa** ($An_{35}-An_{50}$) se muestran con albitización parcial y microguías de ceolitas; encontrándose, sin embargo, algunos cristales frescos. La **anfíbola** es del tipo hornblenda, de color pardo claro a amarillo, generalmente zonado. El **clinopiroxeno** es augítico y, generalmente, sin alteración. La masa fundamental es de textura intergranular a pilotaxítica fina, con microgránulos de ceolita, clorita y sericita.

c) Pórfidos de Piroxeno.

Están restringidos a la cuesta de Chacabuco y Cerro Halcones. Varían desde pequeños filonemas de un par de metros de potencia (Cerro Halcones) hasta un gran stock de contorno aproximadamente subcircular, como el que se observa en el portezuelo El Almendro (Fig. 2). Macroscópicamente, corresponden a rocas porfídicas de colores gris oscuro a negro, algunas de las cuales son fuertemente amigdaloidales. El intrusivo del portezuelo El Almendro muestra, en algunos sectores, un diaclasamiento concéntrico, propio de cuellos subvolcánicos. Petrográficamente, son andesitas y basaltos que se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa y piroxeno y, ocasionalmente, olivino en los tipos más básicos, en una masa fundamental de grano fino, con ceolitas, clorita, clorofeita e iddingsita.

Los fenocristales de **plagioclasa** son de composición variable ($An_{55}-An_{75}$), con reemplazo parcial por albita y sericita. Los **clinopiroxenos** corresponden a augita ($Wo_{34}; Fs_{21}; En_{45}$), determinado en base a difracción de Rayos X (Cendrero, 1970). El **olivino** aparece casi totalmente reemplazado por clorita, iddingsita y clorofeita. La masa fundamental es intergranular a intersertal-subofítica, con microgránulos de ceolita y clorita.

MINERALOGIA SECUNDARIA Y ALTERACION

En la zona estudiada, el conjunto de rocas intrusivas y rocas volcánicas, estratificadas, por ellas cortadas, presentan rasgos de alteración muy intensos y particulares. En esta área existe una fuerte y persistente alteración a ceolitas y otros minerales secundarios, que no encuadran dentro del régimen de metamorfismo regional de carga. La estrecha relación espacial entre estos pórfidos y las zonas de fallas Chacabuco y Pocuro, sugieren que las transformaciones mineralógicas secundarias, observadas, habrían estado favorecidas por la presencia de dichas estructuras.

Típico de esta alteración, en los tres tipos de pórfidos, es la presencia constante de plagioclasas albitizadas y estructuralmente ordenadas, ceolitas, clorita, calcita, epidota, esfeno y prehnita, distribuidas tanto reemplando a los fenocristales como en la masa fundamental, en guías y/o amígdalas. Todos ellos aparecen distribuidos irregularmente, en los diferentes cuerpos intrusivos, no observándose zonaciones de los minerales de alteración, ni tampoco un control de ellos por parte de la petrografía primaria.

a) **Plagioclasa:** algunas muestras presentan los fenocristales de plagioclasa con su superficie turbia y oscurecida, señalando un grado casi completo o avanzado de albitización. En los ejemplares con menor desarrollo de este proceso, la albita forma parches aislados, al interior de la plagioclasa primaria. La albitización ha obliterado, en la mayoría de los casos, la zonación de los cristales, permaneciendo, en cambio, el maclado.

Para profundizar en el estudio de la albitización se revisó la variación del estado estructural, de las plagioclasas alteradas. La figura 3 muestra la composición de la plagioclasa (% An), versus la separación entre los planos 131 y $1\bar{3}1$, según el método de Slemmons (1962), en dos curvas, una de alto estado estructural (desordenado) y otra de bajo estado estructural (ordenado).

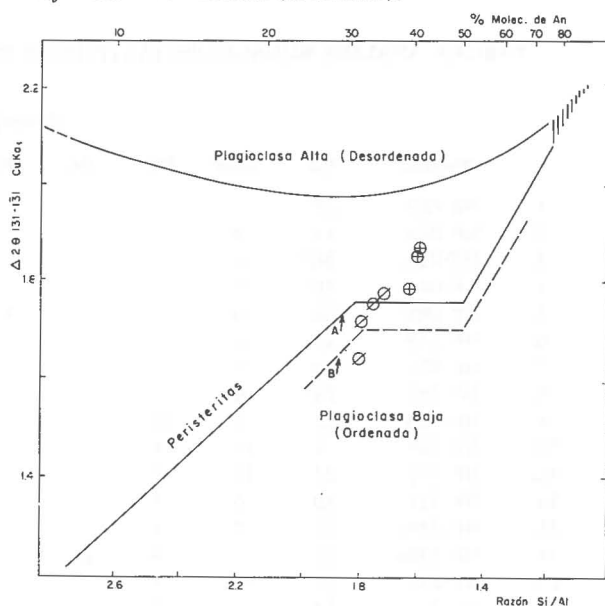


FIG. 3. Estado estructural de las plagioclasas de las rocas estudiadas. Los círculos encerrando una cruz corresponden a muestras del cerro Manquehue de Vergara, 1971. A: porcentaje molecular de ortoclasea < 0,5-0,8; B: porcentaje molecular de ortoclasea < 0,4.

Al representar los parámetros indicados de algunas muestras provenientes de los pórfidos, se observa que en aquéllas en que la albitización es avanzada (50% o más) las plagioclasas exhiben un estado estructural ordenado. Esta tendencia es similar a la descrita por otros autores para terrenos meta-volcánicos, afectados por metamorfismo de bajo grado (Boles y Coombs, 1975, 1977; Miyashiro, 1978, Offler *et al.*, 1980; entre otros). De la figura 3 se puede también observar que la plagioclase de los pórfidos miocénicos, en el área de Cerro Manquehue (al NE de Santiago), de edad similar, y que corresponden a la continuación hacia el sur de los aquí estudiados, presentan un ordenamiento estructural de carácter intermedio, consistente con el menor grado de alteración de las rocas (Vergara, 1971).

b) **Ceolitas**: este grupo de minerales tiene una amplia distribución en todos los pórfidos. Aparece en la masa fundamental y en cavidades y vetillas, pero también reemplazando los fenocristales de plagioclase. Los estudios de difracción de Rayos X revelaron la presencia de al menos cinco especies: laumontita, estilbita, heulandita, chabacita y escolecita. i) La **laumontita** se encuentra en los tres tipos de pórfidos, pero es más abundante en los diques de andesitas de anfíbola. Aparece en grandes (1 cm) plaquetas de color rosado, que conforman agregados radiales irregulares, en forma de rosetas; al microscopio, forma cristales subhedrales, tabulares, de tamaño variable entre 0,5 y 10 mm; los individuos de menor tamaño exhiben un fino clivaje paralelo a las caras tabulares. ii) La **estilbita** forma megacristales con dos clivajes aproximadamente perpendiculares. En una muestra de estilbita asociada a calcita, recolectada en las paredes de un dique, se observó que la totalidad de los cristales presentan una fuerte extinción ondulosa, encontrándose algunos de ellos doblados. iii) La **heulandita** ocurre, principalmente, en los cuerpos de menor tamaño (filones), tanto en vetillas, que cortan a los fenocristales de plagioclase, como rellenando amígdalas de 1-2 cms de diámetro. Estas últimas presentan un hábito acicular-radial, similar al de la laumontita ya descrita. En general, se la encuentra asociada a mica blanca y cuarzo. iv) La **chabacita** se ha detectado exclusivamente en los pórfidos de piroxeno, donde ocurre asociada a escolecita y estilbita. Se presentan en cavidades y vetillas ocupando, casi siempre, el anillo externo de las amígdalas.

Generalmente, no presenta clivaje y su extinción es marcadamente ondulosa. v) La **escolecita**, al igual que la chabacita, sólo se ha encontrado en los pórfidos de piroxeno, ocupando principalmente el centro de las amígdalas; se presenta en hermosos cristales aciculares, finos y opacos. Al microscopio, se observa un buen clivaje paralelo a las caras aciculares y una partición imperfecta, aproximadamente ortogonal. En algunas vetillas la escolecita forma agregados radiales casi perfectos, que, al microscopio, semejan una falsa "cruz de interferencia"

c) **Clorita**: se presenta en finos agregados aciculares, de color verde, en casi todas las muestras asociadas a calcita y ceolitas y reemplazando plagioclase. Sus propiedades ópticas sugieren que es del tipo rica en Fe-Mg (Albee, 1962).

d) **Calcita**: asociada a clorita y, generalmente, ocupando amígdalas junto con laumontita, escolecita y estilbita. Se presenta con extinción ondulosa y con hábito poligonal. A veces, presenta un tenue ténido de óxido de hierro de color rojizo.

e) **Epidota-esfeno**: estos minerales no son tan frecuentes como los anteriores y se presentan siempre íntimamente asociados. Se observan en la masa fundamental de los pórfidos y, ocasionalmente, reemplazan a algunos gránulos de opacos, y en los bordes de fenocristales de anfíbola. La epidota es fuertemente coloreada y pleocroica (amarillo-dorado a incoloro) sugiriendo que se trata de pistacita. El esfeno, de hábito granular y con color pardo-amarillento, podría corresponder, también, al tipo con alto contenido de hierro (Deer *et al.*, 1966). f) **Prehnita**: este mineral sólo se ha detectado ópticamente, en dos filones de pórfido de anfíbola. En éstos, se presenta en cristales subhedrales, con tendencia a formar agregados radiales, en la masa fundamental. En una muestra se la encontró asociada a heulandita, ocupando una cavidad en la mesóstasis.

Mica blanca, sericita, minerales de arcilla y cuarzo, aparecen en pequeñas proporciones, repartidos en casi todas las muestras, tanto reemplazando parcialmente los fenocristales de plagioclase como en la masa fundamental. Posiblemente, la mayoría de estos minerales serían de origen deutérico y han persistido a la alteración hidrotermal, que afectó a todas las rocas con posterioridad a su emplazamiento.

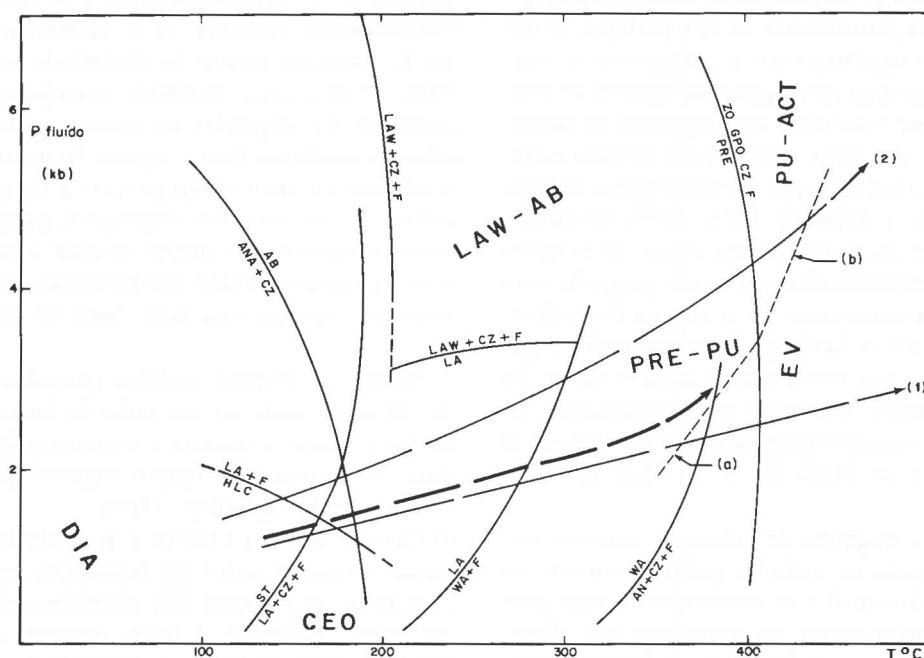


FIG. 4. Diagrama P-T de los grados bajos de metamorfismo y diagénesis (Turner, 1980). Se indica la trayectoria del metamorfismo en 1: Tanzawa Mountains, Japón (Liou, 1971b) y 2: Taringatura Hills, Nueva Zelanda (Liou, 1971b). Línea cortada con flecha señala probable campo P-T del metamorfismo en el área estudiada. Las curvas experimentales han sido tomadas de Nitsch (1968), Thompson (1970) y Liou (1971a, b). Las reacciones a: $4PU + 2CZ = 8PRE + CLO + 2H_2O$; y b: $PU = ZO + 16GRO + 5CLO + 14CZO + 42H_2O$ están tomadas de Liou (1971a). ST: estilbita; LA: laumontita; HEU: heulandita; WA: wairakita; ANA: analcina; AN: anortita; AB: albita; CZ: cuarzo; PRE: prehnita; PU: pumpellita; ACT: actinolita; ZO: zoisita; LAW: lawsonita; GRO: grossular; CLO: clorita; F: fluido; FV: esquistos verdes; CEO: ceolitas.

PETROQUIMICA

En la tabla 3 se presentan los análisis químicos y las normas catiónicas de nueve muestras de pórfidos del sector estudiado, que fueron seleccionados porque no presentaban, macroscópicamente, guías o amígdalas de minerales secundarios. Las muestras se caracterizan por contenidos relativamente altos de volátiles, particularmente H_2O , que, en algunos casos, supera el 4% en peso, lo que está de acuerdo con el grado de alteración que presentan. La determinación cualitativa de los elementos mayores removidos en los procesos de alteración, se puede efectuar mediante diagramas logarítmicos de razones moleculares de óxidos (Beswick y Soucie, 1978). Vergara y López (1980) consideraron que es preferible emplear razones catiónicas de óxidos, pues esto hace independiente el valor de la razón de dos elementos dados, de la diferencia de sus pesos moleculares, lo que está más acorde con la realidad.

Los diagramas ortogonales mencionados, emplean en uno de los ejes el $\log X/K^+$ y en el otro el $\log Y/K^+$, en que Y y X representan, respectivamente, la fracción catiónica porcentual de un elemento mayor dado. Se escogió el K^+ en el denominador de bido a que este último elemento se incorpora, preferentemente, en la fase líquida hasta las últimas etapas del proceso de diferenciación magmática, en las cuales cristaliza el feldespato potásico (Vergara y López, 1980). En estos diagramas, las rocas más diferenciadas se ubican en las cercanías del origen y las menos diferenciadas lo hacen alejados de él.

Smith (1968), Wood *et al.* (1976), Levi *et al.* (1982) hallaron que, en procesos de alteración y metamorfismo de bajo grado, en rocas volcánicas de diversas clases y ambientes geotectónicos, análogos a los sufridos por las muestras aquí estudiadas, el Si y Al, entre otros elementos, sólo se redistribuyen al interior de las rocas, sin existir una a-

TABLA 3. ANALISIS QUIMICOS Y COMPOSICION NORMATIVA DE LOS PORFIDOS DEL AREA ESTUDIADA.

	Pórf. de anfíbola					Pórf. de anfíbola y pirox.			Pórf. pirox.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	HP-042	HP-099	HP-004	HP-028	HP-022	HP-177	HP-231	HP-264	CF-7
SiO ₂	64,13	61,29	51,74	49,89	55,68	59,85	53,18	52,81	52,56
TiO ₂	0,32	0,55	1,00	1,15	0,73	0,63	0,78	0,92	0,67
Al ₂ O ₃	17,64	18,81	17,78	17,95	17,74	18,13	18,29	17,95	20,39
Fe ₂ O ₃	2,27	2,92	3,43	3,92	3,17	2,26	5,51	4,31	3,36
FeO	2,17	1,99	4,49	4,89	3,61	3,21	2,48	4,03	4,03
MnO	0,09	0,10	0,13	0,12	0,12	0,10	0,10	0,13	0,13
MgO	1,06	1,87	4,99	6,17	3,27	1,58	3,68	4,68	2,89
CaO	3,86	4,78	7,72	8,66	6,81	5,32	6,95	7,50	7,70
Na ₂ O	4,62	4,57	3,83	3,38	4,70	4,84	4,10	4,17	3,63
K ₂ O	1,59	1,37	0,14	0,31	1,13	1,38	1,04	0,90	0,79
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,21	0,19	0,20	0,10	0,19	0,16	0,26
H ₂ O	2,31	1,75	4,54	2,90	2,68	2,14	3,67	2,70	2,89
MgO	0,20	0,29	0,40	0,42	0,34	0,23	0,33	0,37	0,42
MgO + FeO									
Composición Normativa									
Cuarzo	20,66	16,35	4,16	0,72	4,55	11,81	3,56	1,25	5,30
Ortoclase	9,39	8,09	0,83	1,83	6,68	8,15	6,14	5,32	4,67
Albita	39,07	38,65	32,39	28,59	39,75	40,94	34,68	35,27	30,70
Anortita	17,84	21,14	30,91	32,89	23,98	23,68	28,44	27,61	36,49
Diópsido	0,00	0,00	4,20	6,21	6,89	1,70	3,41	6,44	0,00
Enstatita	2,64	4,66	11,07	13,32	6,11	3,49	8,21	9,71	7,19
Ferrosilita	2,74	2,67	5,63	6,25	4,03	3,12	6,19	5,99	6,74
Magnetita	2,71	2,97	3,62	3,84	3,23	3,09	3,31	3,51	3,12
Ilmenita	0,61	1,04	1,90	2,18	1,39	1,20	1,48	1,75	1,27
Apatito	0,45	0,47	0,50	0,45	0,47	0,24	0,45	0,38	0,62
Corindón	1,18	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,19
P.N.	31,34	35,35	48,83	53,50	37,62	12,83	45,06	43,91	54,31
I.C.	9,15	11,32	26,92	32,25	22,12	36,64	12,83	27,78	18,94
I.D.	69,13	63,10	37,38	31,34	50,97	60,90	44,38	41,83	40,67

Muestras 1-5: pórfidos de anfíbola; 6-8: pórfidos de anfíbola y piroxeno y 9: pórfido de piroxeno (tomado de Vergara y López, 1980); PN: porcentaje de anortita en plagioclase normativa; J.C.: índice de color normativo; I.D.: índice de diferenciación de Thornton y Tuttle (1960).

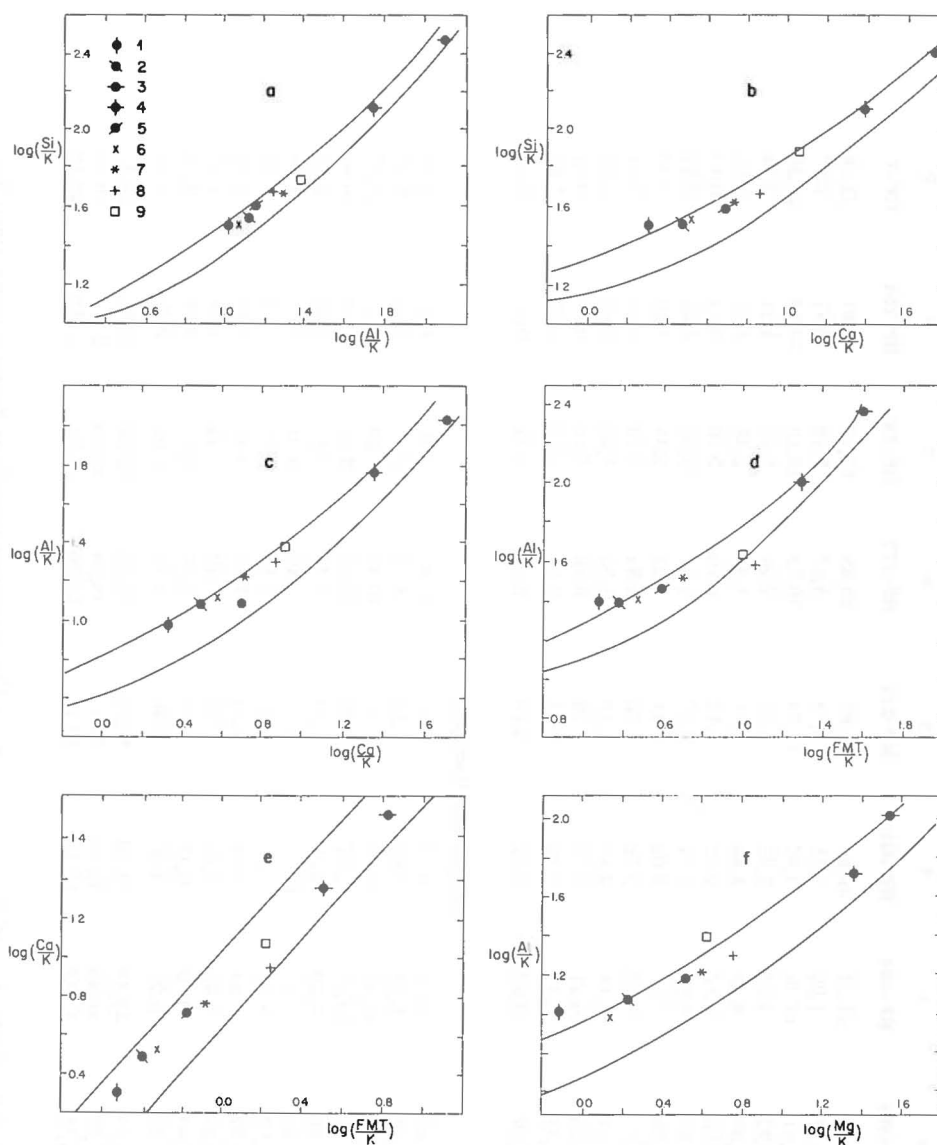


FIG. 5. Diagramas logarítmicos de razones catiónicas porcentuales utilizando el potasio como denominador. Las líneas delimitan las tendencias de las rocas volcánicas modernas de los Andes Centrales (Vergara y López, 1980).

dición o pérdida significativa de dichos elementos.

En los diagramas logarítmicos de la figura 5, un desplazamiento por la bisectriz de los ejes coordenados indica que el elemento removilizado es el potasio, alejándose del origen si hay pérdida y acercándose si hay un enriquecimiento. La gran mayoría de las muestras estudiadas no han sufrido pérdida o ganancia de los diversos elementos involucrados; sólo la muestra HP-042 parece haber sufrido un relativo empobrecimiento de Ca^{+2} (diagramas b y c), combinado con una pequeña adi-

ción de Si^{+4} . Adicionalmente, se verifica una tendencia general de las rocas más leucocráticas a ubicarse cerca del origen (muestras HP-042, HP-099 y HP-177) y las de mineralogía más básicas (HP-261, HP-028 y HP-004) más alejadas de él, lo que sugiere, por otra parte, que la removilización del potasio, si es que la hubo, fue insignificante.

En la figura 6, se presentan las razones porcentuales catiónicas de los mismos elementos considerados en el caso anterior, pero ahora teniendo como denominador al sodio. Se demuestra que, en

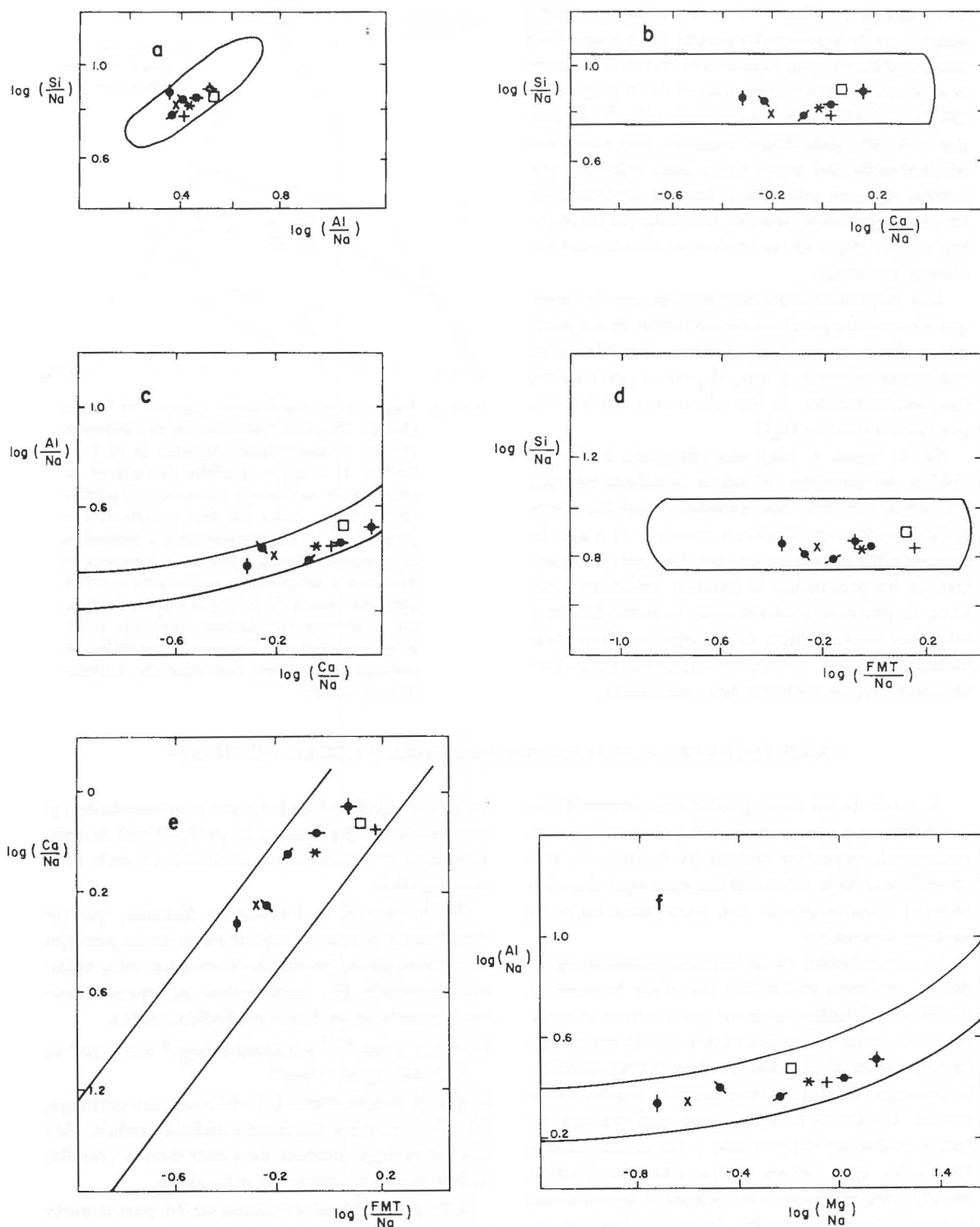


FIG. 6. Diagrama logarítmico de razones catiónicas porcentuales utilizando el sodio como denominador. Las líneas delimitan la tendencia de las rocas volcánicas modernas de los Andes Centrales (Vergara y López, 1980).

este caso, la movilidad del sodio, si bien es cierto, ocurrió en la albitización parcial de la plagioclasa cálcica primaria y en el paso heulandita $\rightleftharpoons$ laumontita + S, etc., debe haber ocurrido sólo como una redistribución del sodio entre fases relictas y primarias, sin una ganancia o pérdida significativas. En este diagrama se observa, también, que las muestras están dentro de las tendencias de las rocas volcánicas modernas.

Los diagramas anteriores señalan, por lo tanto, que durante los procesos de alteración de los pórfidos no hubo un metasomatismo acentuado de los elementos mayores y que, al parecer, sólo existió una redistribución de los elementos favorecidos por fluidos ricos en H_2O .

En la figura 7, diagrama triangular de Jensen (1976), las muestras del sector estudiado exhiben una clara afinidad calcoalcalina, repartida petrográficamente entre dacitas y basaltos. A modo de comparación se muestra en este diagrama, la ubicación de los promedios de basaltos, andesitas basálticas, de piroxeno y de anfíbola, de arcos de islas y márgenes continentales de las regiones orogénicas modernas (Ewart, 1976), los cuales son coincidentes con los de las muestras aquí estudiadas.

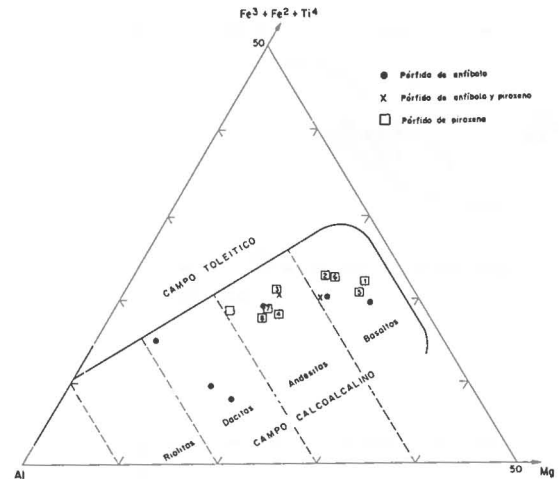


FIG. 7. Diagrama de clasificación química de Jensen (1976). Diagrama triangular parcial de Jensen (1976), de porcentajes catiónicos de Al, $Fe^{3+} + Fe^{2+} + Ti$ y Mg. ●: pórfidos de anfíbola; x: pórfidos de anfíbola y piroxeno; □: pórfido de piroxeno, todos del área estudiada. Los puntos 1, 2, 3 y 4 corresponden a promedios de basaltos, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y andesitas de anfíbola de arcos de islas; los puntos 5, 6, 7 y 8 corresponden a los promedios de basaltos, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y andesitas de anfíbola del margen occidental de América (Ewart, 1976).

GRADIENTES DE LA ALTERACION REGIONAL Y LOCAL: DISCUSION

A partir de los datos geológicos, petrográficos, geoquímicos y los antecedentes de mineralogía experimental, es posible estimar las condiciones físico-químicas bajo las cuales las rocas aquí descritas habrían experimentado sus transformaciones de carácter secundario.

La conservación de las texturas primarias en todas las muestras analizadas, así como la ausencia de fábricas foliadas, sugieren que el único componente de presión actuante habría sido la denominada presión de carga o enterramiento (Pe), debida a la columna de roca situada sobre la unidad considerada. Un factor adicional para explicar esta ausencia radica en el contenido y rol de los fluidos. Es posible que, debido a una alta porosidad, la mezcla-roca sea incapaz de transmitir los esfuerzos necesarios para desarrollar foliación (Fyfe *et al.*, 1978, p. 145). Una evaluación preliminar de Pe , en determinadas condiciones, se puede realizar ocupando la ecuación siguiente:

$$Pe = p \times g \times h$$

en que p : densidad de las rocas comprometidas; g : aceleración de gravedad; y h : profundidad de enterramiento = espesor de la secuencia en cada nivel estratigráfico.

En la base de la Formación Abanico, que corresponde a la roca de caja de parte de los pórfidos aquí estudiados, podemos obtener un valor máximo de presión Pe , considerando su espesor máximo aproximado de 5.000 m (Padilla, 1981).

$$Pe = 2,7 \text{ g/cm}^{-3} (*) \times 9,8066 \text{ m/seg}^{-2} \times 5 \times 10^3 \text{ m} \\ = 1.324 \text{ kg/m}^{-1} \text{ /seg}^{-2}.$$

lo que es equivalente a 1,3 kilobares. Sin embargo, los pórfidos aquí estudiados habrían tenido sólo una sobrecarga máxima de 1.000 metros (Padilla, 1981), lo que disminuye el valor de Pe .

Este probable valor máximo de Pe , para la parte expuesta más profunda de los pórfidos, queda acotado por los datos de la mineralogía experimental. En efecto, la ausencia total de lawsonita, tanto en el área estudiada como a nivel regional, sugiere que

* Densidad promedio de rocas volcánicas básicas, ceolitizadas (Dickinson, 1962).

el valor máximo de P_e sería inferior a 3 kilobares, de acuerdo con la reacción laumontita $\rightleftharpoons$ lawsonita + 2 cuarzo + $2H_2O$, en que $P = PH_2O$ (Liou, 1971a).

Las zonas de fallas Chacabuco y Pocuro, son zonas estructuralmente débiles, a lo largo de las cuales se produjo la intrusión de los cuerpos hipabisales y su presencia favoreció la subsecuente circulación de fluidos hidrotermales, responsables de la alteración de los pórfidos y de las rocas estratificadas circundantes (Padilla, 1981). Las fuentes termales asociadas a estas dos zonas de fallas (ejemplo, Baños del Corazón) indican que a lo largo de ellas aún circulan aguas ligeramente calientes. Los valores de presión de carga, durante el proceso de alteración, deben haber sido extremadamente bajos, ya que permitieron la coexistencia de minerales arcillosos y ceolitas, cuya descomposición se produce entre 1 y 1,5 kb, como es el caso de la reacción heulandita $\rightleftharpoons$ laumontita + H_2O (Thompson, 1970).

Las temperaturas que habrían operado en la alteración de los pórfidos parecen haber sido bajas. Indicador de esto lo constituye la ausencia de wairakita, tanto en los pórfidos con laumontita aquí estudiados como en las secuencias volcánicas estratificadas, a nivel regional (Padilla, 1981). La transformación laumontita $\rightleftharpoons$ wairakita + H_2O ocurre alrededor de los $250^\circ C$ con $PH_2O = P$ total (Liou, 1971b). Westercamp (1981), en el estudio de las ceolitas de Isla Martinica, acotó para la laumontita una temperatura máxima de 180° lo que es consistente con el rango asignado en Wairakei ($195^\circ C$ – 220°) por Coombs *et al.* (1959) y con aquéllos asignados a la facies ceolitas, en diversos terrenos metamórficos del mundo (Miyashiro, 1978).

La alteración, en el caso de las zonas de fallas Chacabuco y Pocuro, indica que el gradiente geotérmico existente durante la alteración, presenta algunas particularidades en relación al gradiente geotérmico regional de las formaciones estratificadas (Abanico, Lo Valle), durante el metamorfismo de carga que las afectó. Los gradientes de temperatura

son altos y mucho más tendidos que el regional (Fig. 4). En las zonas cercanas a las fallas Pocuro y Chacabuco, el intenso fracturamiento debe haber condicionado la circulación de agua caliente y vapor hacia la superficie, produciendo una alteración principalmente ceolítica. Pensamos que debe haber operado un proceso parecido al de los domos de flujo de calor de Pelletier (1976, *in* Westercamp, 1981) que sería resultante de la convección hidrotermal hacia la superficie, aprovechando las favorables zonas de fracturas.

Un elemento adicional que es necesario considerar en la caracterización de las condiciones de la alteración es la composición de los fluidos participantes. En general, se asume que, para los gradientes, tanto del metamorfismo de carga como de la alteración hidrotermal, el fluido actuante es principalmente agua. Sin embargo, en casos particulares, proporciones altas de otras sustancias en este fluido pueden variar, sensiblemente, las paragénesis en similares condiciones de presión total y temperatura. Zen (*in* Boles y Booms, 1975) mostró que un valor relativamente alto de XCO_2 inhibe la formación de ceolitas cálcicas, para favorecer las asociaciones de arcillas y carbonatos. En este mismo sentido, la cristalización de carbonatos actúa como un regulador de PCO_2 en el fluido circulante (Zen, *op. cit.*). En nuestro caso, la ubicua asociación de calcita y ceolitas cálcicas indicaría que la proporción de CO_2 habría sido variable, durante la alteración, estando controlada por la cristalización de calcita asociada a las ceolitas.

Adicionalmente, las zonaciones, a veces observadas en amígdalas y vetillas, podrían estar condicionadas, en parte, por la variación de los potenciales químicos de estos fluidos, a pequeña escala, en relación con otros elementos tales como el Si, Al, Mg, etc. En este sentido, Offler *et al.* (1980, p. 40) sugirieron que las amígdalas compuestas de clorita-cuarzo podrían haberse rellenado por un decrecimiento de las actividades de Mg^{+2} y Al^{+3} y un incremento del SiO_2 en el fluido, lo que habría favorecido la zonación antes mencionada.

CONCLUSIONES

En el área de Cuesta de Chacabuco-Baños del Corazón afloran tres unidades de pórfidos miocénicos: (1) de anfíbola y piroxeno, (2) de anfíbola y (3) de piroxeno.

Los pórfidos se caracterizan por el marcado control estructural que tuvo su emplazamiento, a lo largo de las zonas de fallas de Pocuro y Chacabuco, y la persistente mineralogía de alteración

que los afecta.

La mineralogía de alteración se compone de ceolitas (cinco especies), albita, esfeno, epidota, calcita, mica blanca, prehnita y arcillas, las que ocupan cavidades, rellenan fracturas, reemplazan minerales primarios y aparecen distribuidos, en microgránulos, en la masa fundamental.

Se infiere que esta alteración se verificó por medio de fluidos hidrotermales, que reordenaron los elementos químicos, entre minerales relictos y neominerales, sin alterar significativamente el quimismo original de las rocas afectadas. Esta alteración también afectó, pero de modo diferente, a las

rocas encajadoras de los pórfidos, las formaciones Lo Valle y Abanico, aprovechando el área intensamente fracturada, aledaña a las fallas, que facilitó la circulación de agua caliente.

La alteración hidrotermal es parecida a la de algunos campos geotermales modernos, similar de aquella asociada a los "domos de flujos de calor" de Isla Martinica, con una suave gradiente de presión-temperatura. Dicha alteración es distinta de las condiciones físico-químicas de la alteración regional, producida por metamorfismo de carga, con gradiente geotermal intermedia.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Proyecto E-1702 del Departamento de Investigación y Bibliotecas de la Dirección General Académica y Estudiantil de la Universidad de Chile.

Se agradece también al proyecto del Fondo Nacional de Ciencias No. 1. III, 1984-85.

Las dataciones K-Ar se hicieron en el marco del

Proyecto No. 120 del IGCP y del Proyecto CONICYT-National Science Foundation.

Se agradece la lectura y crítica al trabajo de los colegas Dres. Beatriz Levi, Estanislao Godoy, Francisco Hervé y Leopoldo López y de otros correctores que ayudaron a enriquecer y clarificar el texto.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Inst. Invest. Geol. Bol., No. 9, 70 p. Stgo. Chile.
- ALBEE, A. L. 1962. Relationship between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Am. Miner.*, Vol. 47, p. 851-870.
- BESWICK, A. E.; SOUCIE, G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Res.*, No. 6, p. 235-248.
- BOLES, J. R.; COOMBS, D. S. 1975. Mineral reactions in zeolitic Triassic tuffs, Hokonui Hills, New Zealand. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 86, p. 163-173.
- BOLES, J. R.; COOMBS, D. S. 1977. Zeolite facies alterations of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *Am. J. Sci.*, Vol. 277, p. 982-1012.
- CENDRERO, A. 1970. Determinación de la composición química de los clinopiroxenos por medio de difracción de Rayos-X. *Estudios Geológicos*, Vol. 26, p. 417-422.
- CHURCH, B. N. 1975. Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 86, p. 257-263.
- CHURCH, F. 1969. The chemical composition of Cenozoic andesite. In *Andesitic Conference, Proc.* (McBirney, A.; ed.), Dept. Geol. Miner. Ind., Univ. Oregon, Spec. Pap., 11 p. Oregon.
- COOMBS, D. S.; ELLIS, A. I.; FYFE, W. S.; *et al.* 1959. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 17, p. 53-107.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. *Compendio*. Longman, 528 p. London.
- DICKINSON, W. R. 1962. Petrology and diagenesis of Jurassic andesitic strata. *Am. J. Sci.*, Vol. 260, p. 481-500.
- DRAKE, R. E.; CURTIS, G.; VERGARA, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes; latitude 33°S. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 1, No. 3, p. 285-295.
- DRAKE, R.; VERGARA, M.; MUNIZAGA, F.; *et al.* 1982. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in Central Chile, Lat. 31°-36°S. *Earth Sci. Rev.*, Vol. 18, p. 353-363.
- EWART, A. 1976. Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas; some statistics and implications. *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 31, No. 3, p. 417-432.

- FYFE, W. S.; PRINCE, N. J.; THOMPSON, A. B. 1978.** Fluids in the Earth's crust; their significance in metamorphic, tectonic and chemical transport processes. *In* Developments in geochemistry. Elsevier Sci. Publ. Co., Vol. 1, 383 p. Amsterdam.
- GARCIA, F. 1968.** Estratigrafía del Terciario de Chile Central. *In* El Terciario de Chile. Zona Central. (Cecioni, G.; ed.). Edit. Andrés Bello, p. 25-57. Santiago.
- GODOY, E. 1981.** Sobre la discordancia intrasueniana y el origen de los depósitos de caolín de Montenegro, Región Metropolitana, Chile. *In* Congr. Geol. Argent., No. 8, Actas, Vol. 2, p. 233-241. San Luis, Argentina.
- JENSEN, L. S. 1976.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Can. Ministry of Nat. Resources, Ontario Div. of Mines, Miscell. Pap., No. 66, 22 p.
- KUNO, H. 1968.** Differentiation of basalt magmas. *In* Basalts (Hess, H. H.; Poldevart, A.; eds.). John Wiley & Sons, Inc., Vol. 2, p. 623-699. New York.
- LEVI, B. 1969.** Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contrib. Miner. Petrol.*, Vol. 24, p. 30-49.
- LEVI, 1970.** Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, Central Chile. *Geol. Rundsch* Vol. 59, No. 3, p. 994-1013.
- LEVI, B.; AGUIRRE, L.; NYSTRÖM, J. O. 1982.** Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, No. 80, p. 49-58.
- LIU, J. G. 1971a.** P-T stabilities of the laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *J. Petrol.*, Vol. 12, No. 2, p. 379-411.
- LIU, J. G. 1971b.** Stilbite-laumontite equilibrium. *Contrib. Miner. Petrol.*, Vol. 31, p. 171-177.
- MIYASHIRO, A. 1978.** Metamorphism and metamorphic belts. C. Allen & Unwin, 492 p. London.
- MOSCOSO, R.; PADILLA, H.; RIVANO, S. 1981.** Hoja Los Andes. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 52, 68 p.
- MUNIZAGA, F.; VICENTE, J. C. 1982.** Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. $32^\circ - 33^\circ\text{S}$): Datos radiométricos K-Ar. *Rev. Geol. Chile*, No. 16, p. 3-21.
- MYERS, D. 1965.** X-Ray determination curve for epidote. *Am. J. Sci.*, Vol. 263, p. 78-86.
- NITSH, K. H. 1971.** Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyithaltigen Paragenesen. *Contr. Miner. Petrol.*, No. 30, p. 240-260.
- OFFLER, R.; AGUIRRE, L.; LEVI, B.; et al. 1980.** Burial metamorphism in rocks of the Western Andes of Perú. *Lithos*, Vol. 13, p. 31-42.
- PADILLA, H. 1981.** Contribución a la geología y petrografía de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos entre las latitudes $33^\circ 45'$ y $33^\circ 00'\text{S}$. Memoria de Título. Depto. Geol. Geofís., Univ. Chile, 329 p. Santiago.
- SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA. 1982.** Mapa geológico de Chile, escala 1:1.000.000. (Escobar, F.; ed.). *Inst. Geogr. Militar*, 6 hojas. Santiago.
- SLEMMONS, D. B. 1962.** A method of evaluation order-disorder relations of natural plagioclase. (Feldspar Vol.) *Norsk Geol. Tidsekr*, Vol. 42, No. 2 p. 533-534.
- SMITH, R. E. 1968.** Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism. *J. Petrol.*, Vol. 9, p. 191-219.
- THIELE, R. 1980.** Hoja Santiago, Región Metropolitana. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 39, 51 p.
- THOMAS, H. 1958.** Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. *Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol.*, No. 2, 86 p.
- THOMPSON, A. 1970.** Laumontite equilibria and the zeolite facies. *Am. J. Sci.*, Vol. 269, p. 267-275.
- THOMPSON, A. 1971a.** Analcite-albite equilibria at low temperatures. *Am. J. Sci.*, Vol. 271, p. 72-92.
- THOMPSON, A. 1971b.** PCO_2 in low-grade metamorphism, zeolite, carbonates, clay minerals, prehnite relations in the system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Contrib. Miner. Petrol.*, Vol. 33, p. 145-161.
- THORNTON, C. P.; TUTTLE, O. F. 1960.** Chemistry of igneous rocks Part 1: Differentiation index. *Am. J. Sci.*, No. 258, p. 664-684.
- VERGARA, M. 1971.** Antecedentes petrográficos y petrológicos del Cordón del Cerro Manquehue, Santiago. *Univ. Chile, Depto. Geol., Ser. Comun.*, No. 16, 27 p.
- VERGARA, M.; MUNIZAGA, F. 1974.** Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 85, No. 4, p. 603-606.
- VERGARA, M.; DRAKE, R. E. 1978.** Edades K-Ar y su implicancia en la Geología Regional de Chile. *Univ. Chile, Depto. Geol., Ser. Comun.*, No. 23, 11 p.
- VERGARA, M.; LOPEZ, L. 1980.** Geología y petrología de los intrusivos subvolcánicos de la pre-Cordillera Andina, entre Santiago y Colina. *Univ. Chile, Depto. Geol., Comun.*, No. 29, p. 1-29.
- WESTERCAMP, D. 1981.** Distribution and volcano-structural controls of zeolites and other amigdale minerals in the Island of Martinique, F.W.I. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 11, p. 353-365.
- WOOD, D. A.; GIBSON, F. L.; THOMPSON, R. N. 1976.** Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland. *Contrib. Miner. Petrol.*, Vol. 55, p. 241-254.