

Contribución a la geoquímica del Complejo Plutónico Papudo-Quintero, Chile Central: implicancias petrogenéticas

Miguel A. Parada

Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

RESUMEN

El Complejo Plutónico Papudo-Quintero (CPPQ) corresponde a un evento intrusivo del Jurásico Medio a Superior desarrollado en la Cordillera de la Costa de Chile central. De acuerdo a trabajos anteriores, se caracteriza por incluir cuatro unidades que cubren un amplio espectro composicional desde gabros a leucogranitos, aunque predominan los granitoides intermedios. El presente trabajo sólo incluye resultados geoquímicos de las dos unidades más extensas: Limache y Cachagua. La primera consiste de tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita con inclusiones máficas orientadas, y subordinadamente, leucogranitos, aplitas y pegmatitas. La unidad Cachagua está integrada por variedades dioríticas, generalmente sin inclusiones máficas, escasas granodioritas y filones aplíticos. Sobre la base de resultados geoquímicos de elementos trazas de las unidades Limache y Cachagua, se concluye que: **a-** las inclusiones máficas y los granitoides albergantes de la unidad Limache representan mezcla y/o interacción de magmas genéticamente relacionados por procesos de fraccionamiento de cristales; **b-** la cristalización fraccionada fue un proceso común para ambas unidades, en que la plagioclasa fue la principal fase fraccionante; en cambio, la hornblenda, a pesar de su ubicuidad en las rocas máficas e intermedias, no habría jugado un rol importante en su origen; **c-** los leucogranitos y aplitas de ambas unidades difieren de los leucogranitos costeros, de edad triásica superior-jurásica inferior, supuestamente generados en la corteza y desarrollados inmediatamente al norte del área estudiada. Por el contrario, los leucogranitos y aplitas del CPPQ representarían líquidos residuales del fraccionamiento de hornblenda de magmas intermedios; **d-** las rocas máficas de ambas unidades tienen un origen común, probablemente a partir de la evolución de un magma parental derivado del manto.

Palabras claves: Plutonismo andino, Geoquímica, Petrogénesis, Chile central.

ABSTRACT

Contribution to the geochemistry of the Papudo-Quintero Plutonic Complex, Central Chile : petrogenetic implications. The Papudo-Quintero Plutonic Complex (CPPQ) corresponds to a Middle-Upper Jurassic intrusive event developed in the Coastal Range of central Chile. According to previous works, the CPPQ includes four units, which cover a wide compositional range from gabbro to leucogranite, however the intermediate granitoids prevail. This study is based on geochemical results from the two largest units: Limache and Cachagua units. The first one consists of hornblende and biotite tonalites and granodiorites which exhibit oriented mafic inclusions, and minor leucogranites, aplites and pegmatites. The Cachagua unit includes dioritic varieties, minor granodiorites and aplitic dikes. Mafic inclusions are almost absent in this unit. Trace element results obtained from the two units, led to the following conclusions: **a-** the mafic inclusions and its granitoid host of the Limache unit represent mingling and/or mixing of genetically related magmas through fractional crystallization; **b-** the two units underwent fractional crystallization processes, in which plagioclase was the main fractionating phase. Hornblende fractionation did not play an important role in the origin of the mafic and intermediate plutonites in spite of being an ubiquitous phase; **c-** the leucogranites and aplites of the two units differ from the coastal Upper Triassic-Lower Jurassic leucogranites (located to the north of the area), which are assumed to be formed in the crust. On the contrary, they may represent residual liquid after hornblende fractionation from intermediate magmas; **d-** the mafic rocks of the two units have a common origin, probably from the evolution of a mantle-derived parental magma.

Key words: Andean plutonism, Geochemistry, Petrogenesis, Central Chile.

INTRODUCCION

El Complejo Plutónico Papudo-Quintero (CPPQ) fue definido por Espíñeira (1989) en la costa de Chile

central, aproximadamente entre los ríos La Ligua y Aconcagua ($32^{\circ}30'$ y $33^{\circ}S$; Fig. 1). El CPPQ corres-

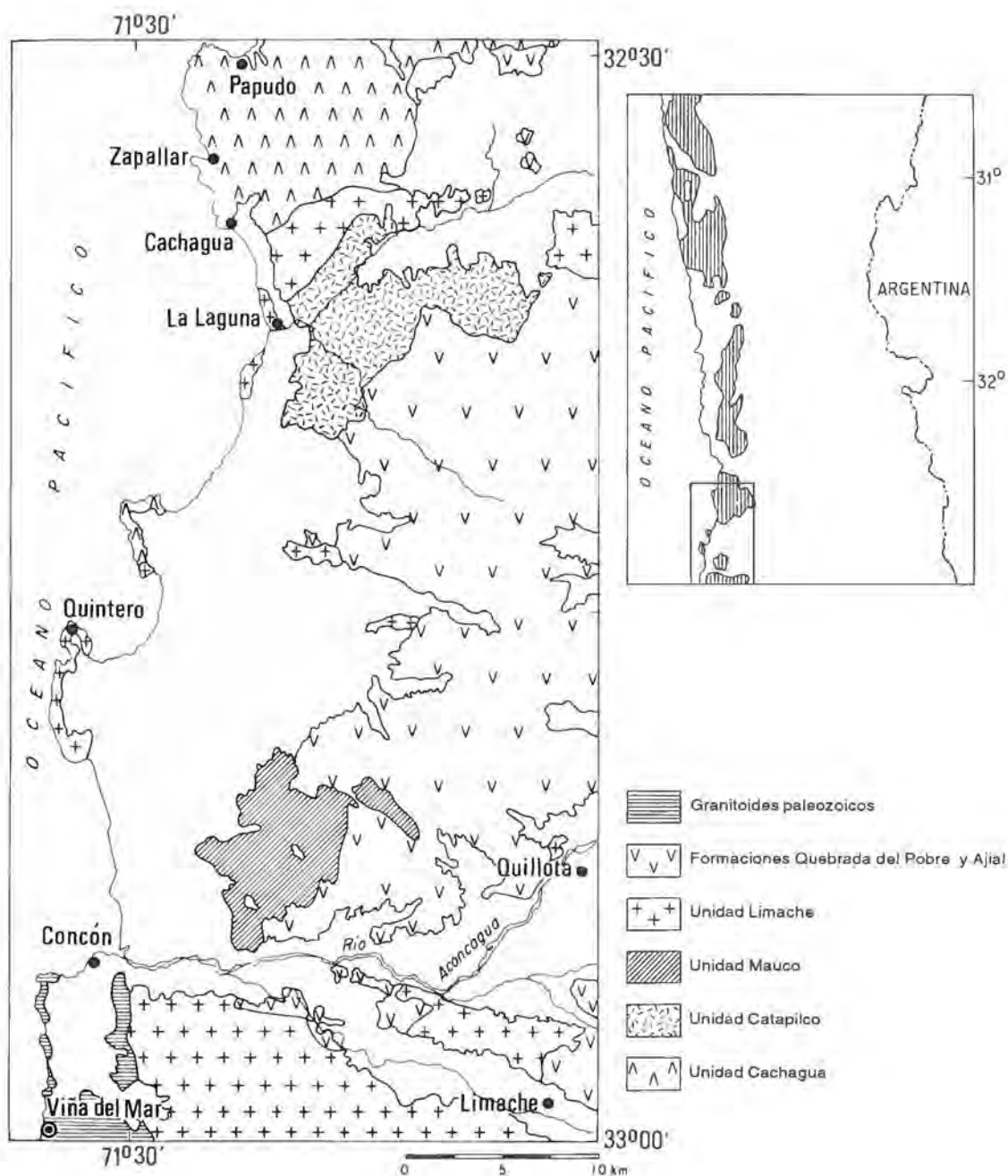


Fig. 1. Esquema geológico del Complejo Plutónico Papudo-Quintero, tomado de Espíñeira (1989). En el recuadro se muestra la franja plutónica costera de edad jurásica y la ubicación del área considerada en este estudio.

ponde a un evento intrusivo desarrollado en el Jurásico Medio a Superior y caracterizado por un amplio espectro composicional entre gabro y granito, predominando las granodioritas y las cuarzodioritas (Espíñeira, 1989). Una isócrona Rb-Sr roca total efectuada en el sector comprendido entre Papudo y Quintero dio una edad de 164 ± 2 Ma (Parada *et al.*, 1988).

El plutonismo del Jurásico medio marca el inicio de la evolución magmática meso-cenozoica típicamente asociada a la subducción andina. Dicha evolución se caracteriza por una migración hacia el este de los focos magmáticos que dieron origen, en Chile central, a tres franjas plutónicas separadas entre sí (Aguirre *et al.*, 1974; Rivano *et al.*, 1985; Parada *et al.*, 1988). Las rocas plutónicas andinas presentan características geoquímicas e isotópicas mantélicas (Pankhurst *et al.*, 1988; Parada *et al.*, 1988) que las diferencian de las pre-jurásica media, las cuales presentan evidencias composicionales e isotópicas, de participación cortical en su origen (Pankhurst *et al.*, 1988; Pankhurst, 1990; Parada, 1990).

El evento plutónico que antecedió al CPPQ corresponde a un magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior que se desarrolla, también en la costa de Chile central, integrado por leucogranitos, volúmenes menores de gabros y un enjambre de diques máficos y félsicos (Parada, 1990; Gana, 1991; Parada *et al.*, 1991). Esta asociación bimodal habría resultado de la fusión de una fuente cortical cuarzo-feldespática y de otra mantélica, favorecidas por un régimen tectónico extensional, probablemente no

asociado a subducción (Parada *et al.*, 1991).

Estudios anteriores, que incluyen al CPPQ, han destacado los procesos de fraccionamiento para explicar la diversidad de rocas (Espíñeira y Parada, 1987; Espíñeira, 1989; Parada *et al.*, 1991), aunque existen claras evidencias de terreno que sugieren que la interacción de magmas contrastantes constituye un mecanismo necesario de considerar (Espíñeira y Parada, 1987) y cuyo significado petrogenético se discute en este trabajo.

Muchos autores han sugerido que la inyección de magma máfico en la corteza es importante para generar voluminosos magmas graníticos (cf. Younker y Vogel, 1976; Hildreth, 1981; Huppert y Sparks, 1988; Hyndman y Foster, 1988). De acuerdo a sus hipótesis, la fusión cortical resultaría del calor adicional suministrado por magmas basálticos generados en el manto. Estas ideas han sido sugeridas para explicar las tonalitas con inclusiones máficas y los leucogranitos de la franja plutónica costera paleozoica superior (Siña, 1987; Parada, 1990), y los granitos del Paleozoico Superior (?)-Mesozoico inferior de la Superunidad Ingaguás en la alta cordillera de los Andes de Chile central (Mpodozis y Kay, 1990). A diferencia de lo anterior, en este trabajo se dan antecedentes geoquímicos de elementos trazas, los que combinados con observaciones de terreno, indican que la asociación plutónica del CPPQ habría resultado por procesos sobrepuestos de cristalización fraccionada y mezcla/interacción de magmas genéticamente relacionados y derivados de una fuente mantélica.

CARACTERÍSTICAS DEL CPPQ

El CPPQ está integrado por cuatro unidades reunidas en la superunidad Cavilolén: Limache, Cachagua, Mauco y Catapilco (Espíñeira, 1989). Las unidades Limache y Cachagua cubren un amplio espectro litológico (Fig. 2) y son las más extensas. La vinculación espacio-temporal entre ellas es la más evidente del CPPQ, razón por la cual este trabajo se centrará solamente en dichas unidades. Las unidades Mauco y Catapilco incluyen leucotonalitas y leucocuarzodioritas (Fig. 2) comúnmente cloritizadas.

UNIDAD LIMACHE

Las rocas asignadas a esta unidad se distribuyen en el sector meridional del área y son, principalmente, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita, de color gris blanquecino. Por lo general, contienen inclusiones máficas orientadas paralelamente a la foliación sinplutónica de minerales. También se reconocen cuerpos tabulares a irregulares de dimensiones menores de leucogranitos aplíticos y pegmatitas que intruyen a las granodioritas y tonalitas.

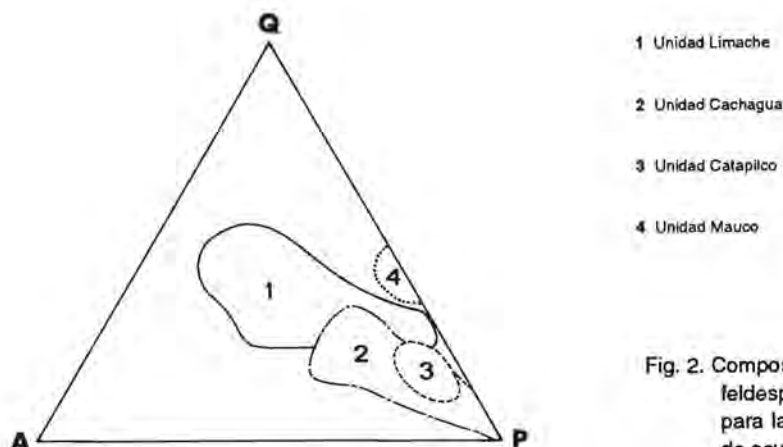


Fig. 2. Composición modal de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino del CPPQ. Los campos para las distintas unidades fueron trazados de acuerdo a los datos de Espiñeira (1989).

GRANODIORITAS Y TONALITAS

Son rocas faneríticas de grano medio a grueso y exhiben un índice de color entre 10 y 25. Aparte de los minerales félsicos, están integradas por clinopiroxeno, hornblenda y biotita. El clinopiroxeno corresponde a una fase temprana y se presenta, ya sea en granos individuales o uralitizados. La hornblenda se desarrolla tardíamente, aunque, en parte, se presenta como pequeñas inclusiones en cristales de plagioclasa. La disposición textural más frecuente de la hornblenda es reemplazando a clinopiroxenos. La biotita aparece confinada en cristales de hornblenda o en cristales aislados. Los accesorios, en orden de abundancia, son magnetita y esfeno, seguidos de apatita y zircón. El esfeno ocurre, en parte, como grandes cristales euhedrales, particularmente en el sector de Quintero.

INCLUSIONES MÁFICAS

Se alojan invariablemente en las tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita. Poseen formas elipsoidales de tamaño decimétrico e índice de color variable entre 30 y 50. En algunos sectores se aprecia que las inclusiones máficas se derivan del desmembramiento de diques sinplutónicos y, en otros sectores, generan estructuras de tipo 'schlieren'. Este hecho, sumado a la textura ígnea que exhiben, al hábito acicular de las apatitas, a la presencia esporádica de bordes enfriados y a la incorporación

de fenocristales de la roca huésped, permiten concluir que las inclusiones son porciones de un magma máfico inyectado en un magma intermedio.

Litológicamente, varían desde dioritas melanocráticas hasta tonalitas, siendo las cuarzodioritas y monzodioritas cuarcíferas las variedades más comunes. Suelen tener texturas porfídicas donde la plagioclasa zonada es el fenocristal temprano más común. El mineral máfico más común es la hornblenda, la cual ocurre, ya sea como escasas microinclusiones en fenocristales de plagioclasa, formando parte de la matriz junto con cristales de plagioclasa levemente zonados, en cristales poikiliticos de mayor tamaño, o reemplazando a clinopiroxenos. La biotita es escasa y, generalmente, crece tardíamente, en parte a expensas de la hornblenda. Los minerales accesorios más frecuentes son la magnetita, el esfeno y la apatita. El clinopiroxeno no es un mineral máfico común en las inclusiones. Su presencia ha sido reconocida en las inclusiones más máficas, particularmente al norte del área estudiada, en el sector de la Cuesta Cavilolén, donde constituye cristales aislados o reemplazados por hornblenda y biotita.

LEUCOGRANITOS Y APLITAS

Aparecen estrechamente asociados a las granodioritas y tonalitas conformando cuerpos de dimensiones más pequeñas. En la localidad de Quintero constituyen un cuerpo groseramente tabu-

lar y subhorizontal que intruye a las tonalitas y granodioritas. Internamente este cuerpo está integrado por una alternancia rítmica de láminas subhorizontales, localmente flexuradas, de leucogranito, aplita y pegmatitas.

Las facies no pegmatíticas corresponden a granitos leucocráticos de biotita y aplitas que exhiben textura equigranular de grano medio a fino, y, ocasionalmente, textura gráfica. Por lo general, carecen de inclusiones. Las pegmatitas son de feldespato potásico rosado, cuarzo y biotita. Además de formar parte de la secuencia rítmica, las pegmatitas ocurren como bolsones y diques alojados indistintamente en los granitos como en las facies granodioríticas y tonalíticas.

UNIDAD CACHAGUA

Se extiende a lo largo de la costa, en el sector septentrional del área estudiada. El contacto con la unidad Limache es una gradación abrupta. Consiste de cuarzodioritas, monzodioritas cuarcíferas, dioritas y gabros con índice de color entre 30 y 50 (Espíñeira, 1989). A diferencia de la unidad Limache, no presenta inclusiones máficas alojadas dentro de ellas, aunque, excepcionalmente, se observan enclaves formando parte de diques sinplutónicos de formados. Espacialmente asociados y en transición gradual a las rocas dioríticas mencionadas, aparecen cuerpos menores de diferenciados granodioríticos y diques apliticos, semejantes a las rocas félsicas asociadas a la unidad Limache.

VARIEDADES DIORÍTICAS Y GABROS

Desde el punto de vista de los minerales máficos presentes, se reconocen variedades dioríticas de dos piroxenos, y de clinopiroxeno. Las relaciones de terreno entre ambos tipos dioríticos es gradual y está marcada por un aumento paulatino de las hornblendas

en las facies de un piroxeno. La hornblenda y la biotita son fases ubicuas en esta unidad. Las dioritas de dos piroxenos están constituidas por plagioclasa escasamente zonada, euhedral, en parte cumulada. Los piroxenos se alojan entre los cristales de plagioclasa; en cambio, la hornblenda y la biotita son tardías, y su distribución está frecuentemente controlada por fracturas, o bien, reemplazando a piroxenos. Los minerales accesorios son, en orden de abundancia, magnetita, apatita, esfeno y zircón.

GRANODIORITAS

Presentan, localmente, una orientación magmática marcada de minerales. Son, por lo general, rocas desprovistas de inclusiones máficas. Los contactos observados entre las granodioritas y las dioritas son graduales, reflejados por un cambio paulatino del índice de color y por la desaparición de los ortopiroxenos. La mineralogía esencial está caracterizada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, hornblenda y clinopiroxeno uralitizado. Como minerales accesorios aparecen magnetita, apatita, esfeno + allanita.

APLITAS

Constituyen cuerpos filonianos de espesores decimétricos a métricos, alojados tanto en las dioritas, como en las granodioritas. Al igual que en la unidad Limache de la localidad de Quintero, aparecen bolsones y venas pegmatíticas de cuarzo y feldespato potásico; sin embargo, en la unidad Cachagua no se observa ninguna ritmicidad entre aplitas y pegmatitas.

Mineralógicamente, las aplitas están constituidas por un entrecrecimiento de feldespato potásico peritítico (en parte mesoperitíticos), cuarzo y albita. La biotita, magnetita y esfeno ocurren como accesorios. Crecimiento gráfico de cuarzo y feldespato alcalino constituye un rasgo textural frecuente.

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZAS

Los antecedentes geoquímicos que dispone este trabajo provienen de muestras del CPPQ recolectadas en las localidades de Quintero, La Laguna y Papudo. Se incluyen también muestras recolectadas

en la franja plutónica costera (al norte del área mostrada en la figura 1) en los sectores Cuesta Cavilón (tonalita e inclusión máfica; unidad Limache) y Caleta Puerto Oscuro (diorita cuarcífera; unidad

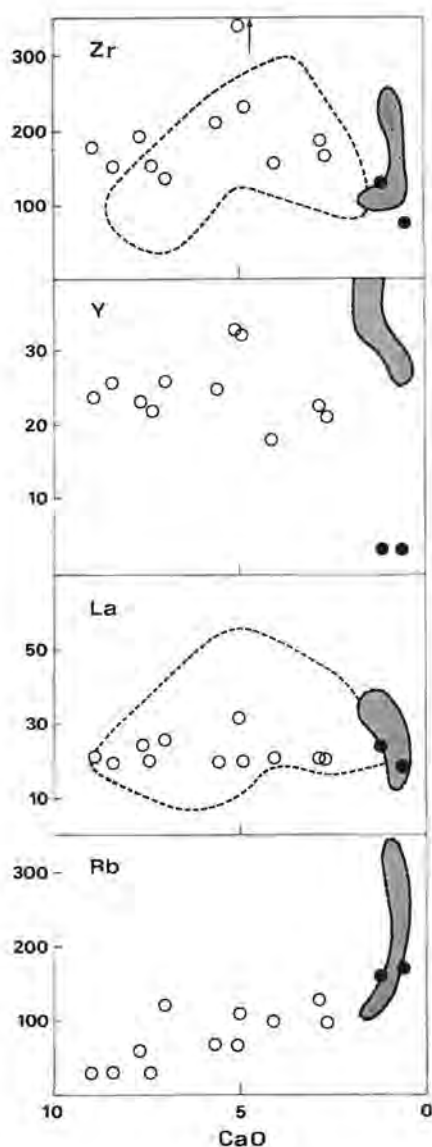


Fig. 3. Diagramas de variación seleccionados del CPPQ. Los círculos cerrados representan los leucogranitos/aplitas del CPPQ; los círculos vacíos corresponden a litología que va desde gabros hasta granodioritas. Para comparar se incluyen: a- los campos (sombreados) de los leucogranitos/aplitas costeros, supuestamente corticales, de edad jurásica inferior; b- los campos (línea cortada) de formas cóncavas hacia abajo para elementos incompatibles que configuran los enclaves y granitoides albergantes del batolito de Sardinia, Córcega (tomado de Poli y Tommasini, 1991), interpretado como típicamente producido por mezcla entre magmas básicos, relacionados por cristalización fraccionada y magma ácido cortical.

Cachagua). Las unidades Limache y Cachagua, en conjunto, presentan características de arco magmático, con razones Rb/Sr y K/Rb bajas (<300) (Espíñeira, 1989; Parada *et al.*, 1991). Los diagramas de variación de óxidos para ambas unidades, tomadas en conjunto, muestran un razonable lineamiento entre los 55 y 70% de SiO_2 (Espíñeira, 1989), propio de un proceso de mezcla. Sobre la base de muestras de las distintas litologías de un mismo afloramiento, elementos trazas incompatibles como Rb y La son también, moderadamente co-lineales (Fig. 3).

La similitud mineralógica entre las variedades homólogas de las unidades Limache y Cachagua

que se desprende de los párrafos precedentes, se refleja en las características geoquímicas que comparten. Particularmente importantes son las similitudes de los patrones de Elementos de Tierras Raras (ETR) que exhiben las variedades litológicas más abundantes de ambas unidades, a pesar del amplio intervalo composicional que representan (inclusiones máficas, gabros, dioritas y granodioritas; Figs. 4, 5; Tabla 1). Se caracterizan por presentar patrones moderadamente fraccionados, con razones La/Yb, en el intervalo 6-8 y una concavidad hacia arriba de los ETR intermedios y pesados (Figs. 4, 5). La diferencia entre los patrones de ETR exhibidos por las inclusiones máficas y los granitoides intermedios a ácidos es la magnitud de la anomalía de Eu. Mientras las inclusiones más básicas presentan una muy leve anomalía positiva de Eu ($\text{Eu}^*/\text{Eu}=0,9$), las dioritas, tonalitas y la inclusión más ácida exhiben una anomalía negativa de Eu moderada a levemente pronunciada ($\text{Eu}^*/\text{Eu}=1,1-1,6$; Figs. 4a, 5a y b).

También se aprecia una sorprendente similitud entre los patrones de ETR de las aplitas y leucogranitos de ambas unidades, caracterizados por ser altamente fraccionados, con valores de La/Yb de 28 y 29,5, anomalías de Eu moderadas ($\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0,7$ y $1,4$), y pronunciada concavidad hacia arriba de los ETR medianos y pesados (Fig 4b). Llama la atención las diferencias entre la forma de los patrones de ETR de los leucogranitos del Jurásico Inferior de la cordillera de la costa, inmediatamente al norte del área estudiada (Parada *et al.*, 1991), y la de los leucogranitos y aplitas del CPPQ (Fig. 4b). El significado de esta diferencia se discutirá más adelante.

Fig. 4. **a-** Contenidos de ETR normalizados a condritas, de granitoides (tonalitas, granodioritas) de las unidades Limache y Cachagua; **b-** contenidos de ETR normalizados a condritas, de leucogranito y aplita asociados a las unidades Limache y Cachagua del CPPQ en Quintero y Papudo. Para comparar se muestra, también, el intervalo de los contenidos de ETR (sombreado) de los leucogranitos y aplitas del Jurásico Inferior de la Costa de Chile central (tomado de Parada *et al.*, 1991).

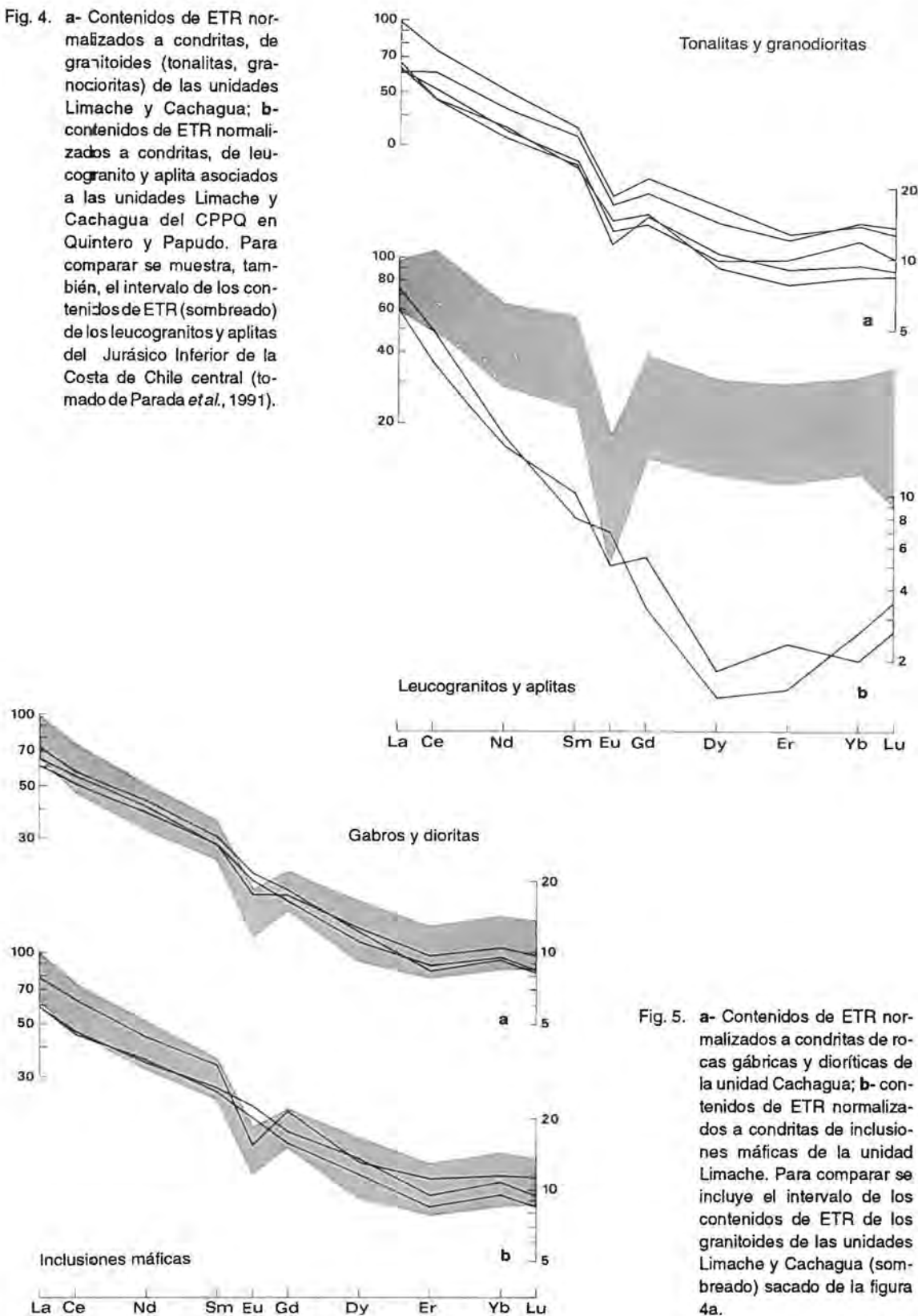


Fig. 5. **a-** Contenidos de ETR normalizados a condritas de rocas gábricas y dioríticas de la unidad Cachagua; **b-** contenidos de ETR normalizados a condritas de inclusiones máficas de la unidad Limache. Para comparar se incluye el intervalo de los contenidos de ETR de los granitoides de las unidades Limache y Cachagua (sombreado) sacado de la figura 4a.

TABLA 1. ANALISIS DE MUESTRAS REPRESENTATIVAS DE LAS PRINCIPALES LITOLOGÍAS DEL COMPLEJO PLUTÓNICO PAPUDO-QUINTERO (CPPQ)

	Inclusiones máficas		Gabro, diorita		Tonalita, granodiorita				Granito, aplita	
	F2-5 *	F2-6 **	F2-12 ***	CBV-73 *	CBV-67 *	CBV-75 ***	F2-11 ***	F2-9 **	CBV-69 **	F2-10 ***
SiO ₂	52,90	52,37	54,04	51,16	63,13	68,04	69,19	65,64	74,53	76,05
Al ₂ O ₃	18,28	18,42	18,28	18,78	16,03	14,81	14,31	15,66	13,66	12,30
Fe ₂ O ₃	4,03	3,72	3,69	2,69	1,62	1,88	2,11	1,98	0,72	0,55
FeO	5,37	4,92	4,70	5,83	3,52	1,88	1,77	2,49	0,32	0,59
MnO	0,17	0,20	0,15	0,18	0,14	0,08	0,06	0,08	0,02	tr
MgO	3,45	4,09	3,29	4,05	2,07	1,04	0,88	1,41	tr	tr
CaO	7,44	7,08	7,68	8,90	4,91	2,83	2,66	4,08	1,17	0,55
Na ₂ O	4,72	4,62	4,16	3,71	3,74	3,46	3,08	3,75	2,87	2,07
K ₂ O	1,12	1,62	1,85	1,52	3,05	4,14	4,41	3,06	5,66	7,10
TiO ₂	0,96	0,86	0,85	0,94	0,12	0,35	0,35	0,43	0,03	0,05
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,34	0,33	0,12	0,11	0,10	0,13	tr	tr
P.F.	0,42	0,95	0,17	0,27	0,79	0,36	0,56	0,72	0,21	0,23
Total	99,16	99,15	99,20	98,36	99,24	98,98	99,48	99,43	99,19	99,49
Ba	252,00	171,00	559,00	480,00	570,00	540,00	600,00	552,00	2.160,00	268,00
Rb	29,00	119,00	52,00	31,00	110,00	130,00	99,00	100,00	160,00	170,00
Sr	497,00	324,00	508,00	600,00	370,00	170,00	220,00	367,00	340,00	60,00
Y	22,29	26,03	23,17	24,00	32,00	23,00	21,26	18,01	3,60	2,93
Nb	<5,00	<5,00	<5	12,00	19,00	8,00	<5	<5	7,00	<5
Zr	150,00	135,00	190,00	180,00	230,00	190,00	167,00	155,00	130,00	72,00
La	19,40	25,72	24,10	21,00	20,00	21,00	20,73	21,60	24,00	19,44
Ce	39,29	52,21	49,96	48,00	52,00	40,00	40,99	47,02	42,00	30,69
Nd	22,14	27,76	27,52	26,00	27,00	21,00	20,31	22,08	11,00	10,15
Sm	5,17	6,82	6,23	5,80	6,70	4,80	5,12	4,99	1,60	2,06
Eu	1,54	1,19	1,67	1,55	1,31	0,92	0,89	1,12	0,53	0,39
Gd	4,31	5,89	5,03	4,50	5,30	3,50	4,51	4,17	0,92	1,52
Dy	3,96	4,46	4,16	3,80	4,90	3,40	3,62	3,10	0,48	0,61
Er	1,89	2,48	1,90	2,00	2,70	1,96	2,04	1,74	0,34	0,53
Yb	2,07	2,49	2,07	2,10	3,10	2,40	2,10	1,86	0,58	0,44
Lu	0,29	0,38	0,28	0,29	0,46	0,34	0,30	0,29	0,12	0,09

* Quintero

** La Laguna

*** Papudo

NOTA: Los análisis de las muestras rotuladas como CBV fueron tomadas de Parada *et al.* (1991). Todos los análisis químicos de este trabajo fueron realizados por espectrometría de emisión ICP con dos espectrómetros multi-elementos (JY-32 y JY-48) y un espectrómetro secuencial (JY 38), en el Centre de Recherche Petrographiques et Géochimiques, Nancy, Francia.

DISCUSION PETROGENETICA

Las diferencias en las características de terreno entre las unidades Limache y Cachagua permite evaluar distintos procesos petrogenéticos para un mismo evento plutónico. En efecto, la unidad Limache ofrece la posibilidad de estudiar los procesos de interacción entre magmas diferentes; en cambio, la unidad Cachagua es favorable para conocer los procesos de fraccionamiento. No obstante lo anterior, resulta sorprendente la similitud en las características geoquímicas entre ambas unidades, por lo cual se deduce que, en este caso particular, procesos diferentes pueden originar rocas geoquímicamente indistinguibles. La hipótesis que se plantea en este trabajo contempla que la interacción y/o mezcla de magmas, habrían ocurrido entre fundidos genéticamente relacionados por procesos de cristalización fraccionada.

MEZCLA DE MAGMAS SUBCORTICALES

El origen de las inclusiones máficas ha sido ampliamente discutido. La mayoría de los autores concuerda que las inclusiones se forman por interacción y/o mezcla de magmas, representando ellas el miembro extremo máfico (cf. Reid, 1983; Vernon, 1933; Didier, 1987; Dorais *et al.*, 1990; Poli y Tommasini, 1991). Las inclusiones representarían, por lo tanto, glóbulos de magma máfico solidificado al contacto con un líquido félsico más frío. Con el fin de integrar la presencia de inclusiones máficas alojadas en granitoides calco-alcalinos, en un contexto magmático más amplio, es necesario tener en cuenta el escenario supuesto por la mayoría de los autores, que considera que la mezcla de magmas ocurre entre basaltos inyectados en la corteza y magmas corticales resultantes de la subsecuente elevación de su gradiente geotérmico.

En el caso que nos ocupa, no habrían participado magmas corticales en la mezcla, si se toman en cuenta las razones que se dan a continuación, aunque ellas no son concluyentes por sí solas:

- Razón inicial de Sr baja. La isócrona Rb-Sr obtenida en el CPPQ con muestras de ambas unidades proporcionó una razón inicial de 0,7035 (Parada *et al.*, 1988). Este valor es menor que los obtenidos en leucogranitos considerados corticales (0,705-6) de edad triásica superior -

jurásica inferior en la costa de Chile central (Parada, 1990; Gana, 1991; Parada *et al.*, 1991).

- Si el extremo ácido de la mezcla hubiese sido cortical, las características geoquímicas de los leucogranitos/aplitas del CPPQ serían similares a las de los leucogranitos supuestamente corticales del Jurásico Inferior mencionados en el punto anterior. En las figuras 3 y 4b se destacan las diferencias que apuntan a orígenes distintos.
- A pesar de los efectos del fraccionamiento que se reconoce en terreno y en los patrones de ETR, los diagramas de variación lineales para elementos como el Rb, La y, en menor medida, para el Zr e Y, no son compatibles con procesos combinados de cristalización fraccionada del magma máfico y posterior mezcla entre magmas máficos evolucionados y el extremo félsico cortical, como ha sido sugerido en otras partes (Poli y Tommasini, 1991). Dichos procesos dan origen a patrones de variación no lineales, con formas cóncavas hacia abajo (Fig. 3, cf. Poli y Tommasini, 1991).

CRISTALIZACION FRACCIONADA EN EL ORIGEN DEL CPPQ

INCLUSIONES MAFICAS, GABROS Y GRANITOIDES INTERMEDIOS

Sobre la base de variaciones geoquímicas al interior de las inclusiones máficas, Eberz y Nicholls (1990) infirieron procesos de diferenciación de los márgenes hacia el centro de las inclusiones. En el presente trabajo, se ha reconocido cristalización fraccionada a partir de los análisis globales de las inclusiones. Las variaciones en la magnitud de las anomalías de Eu entre las inclusiones (Fig. 5b) sugiere que algunas inclusiones máficas son, por una parte, acumulados moderados de plagioclasa, y por otra, un líquido residual con anomalía negativa de Eu similar a la exhibida por los granitoides albergantes.

A pesar de la abundante presencia de hornblenda en estas rocas, su rol como fase fraccionante fue subordinado, a juzgar por la similitud, tanto de los contenidos como por la forma de los diagramas de ETR que exhiben las rocas con valores de SiO₂ en el amplio intervalo entre 50 y 70%. En efecto, el

fraccionamiento continuo de hornblenda produciría un progresivo fraccionamiento de los patrones de ETR, que se reflejaría en un aumento de la razón La/Yb con la sílice. Además, la casi nula variación de elementos como Zr e Y con la diferenciación son indicativos de que la cristalización de hornblenda no afectó la composición de los líquidos residuales. De acuerdo a los coeficientes de distribución de los HFSE (High Field Strength Elements) entre anfíbola y líquido magmático, éstos aumentan significativamente con el contenido de SiO_2 del líquido desde valores cercanos a la unidad en magmas básicos (cf. Pearce y Norry, 1979). Por consiguiente, el fraccionamiento de hornblenda habría dado origen a líquidos residuales fuertemente empobrecidos en HFSE. La ausencia de esta tendencia (Fig. 3) podría ser el reflejo de una cristalización tardía (lo cual es consistente con la frecuente ocurrencia de la hornblenda creciendo a expensas de clinopiroxenos) vinculada a la generación de magmas residuales leucograníticos (ver más abajo).

El aumento de las anomalías negativas de Eu desde los gabros y dioritas hasta las tonalitas y granodioritas (Figs. 4a y 5a) son indicativos que la plagioclasa jugó un rol importante en el fraccionamiento. Es pertinente mencionar que el fraccionamiento de la plagioclasa no modifica la pendiente de los patrones de ETR, a pesar del aumento del contenido de SiO_2 que implica.

La disminución de los contenidos de ETR con el aumento de la SiO_2 que se aprecia entre la diorita (F2-12) y granodioritas (F2-11, CBV-75) recolectadas en Papudo (Tabla 1) podría obedecer al fraccionamiento de minerales accesorios de los cuales la apatita es un candidato apropiado en atención

a su ubicuidad, al hecho que su cristalización no consume SiO_2 del líquido residual, y a sus altos coeficientes de partición de los ETR en equilibrio con líquidos graníticos (cf. López-Ruiz, 1986).

LEUCOGRANITOS Y APLITAS

A diferencia de las inclusiones máficas y granitoides intermedios donde la hornblenda tuvo escasa o nula participación en su origen, los leucogranitos y aplitas del CPPQ habrían tenido una génesis muy ligada al fraccionamiento de hornblenda. En efecto, los patrones de ETR altamente fraccionados que presentan los leucogranitos y aplitas (Fig. 4b) pueden ser reproducidos razonablemente bien por la remoción de hornblenda de un magma tonalítico. No obstante lo anterior, la presencia de esfero y zircón en las rocas intermedias de Quintero y Papudo señalan que el fraccionamiento de estos minerales pudo tener, también, un rol en el origen de estos diferenciados félsicos.

Una explicación alternativa, pero no excluyente lo constituye la cristalización a partir de una fase fluida. La cristalización tardía de hornblenda y biotita son evidencias de una acumulación de fase fluida, eventualmente responsable de las características geoquímicas de estos diferenciados félsicos. Es interesante mencionar que Nabelek (1986) modeló contenidos y patrones de ETR de aplitas, muy similares a sus equivalentes en este trabajo, sobre la base de la cristalización de un fluido en equilibrio con un cuerpo granítico. Cristalización fraccionada a partir de fluidos pegmatíticos da origen a altas concentraciones de Ba y Sr (Nabelek, 1986) como las registradas en Quintero (Tabla 1).

COMENTARIOS FINALES

A diferencia del plutonismo típicamente andino (Jurásico Medio- Terciario Superior), el desarrollo plutónico del pre-Jurásico Medio de Chile central está invariablemente caracterizado por una importante participación cortical, a pesar de los cambios de régimen tectónico acaecidos (cf. Mpodozis y Kay, 1990; Parada, 1990). Evidencias isotópicas y geoquímicas señalan que el plutonismo asociado a la subducción del Paleozoico Superior dio origen a granitoides corticales de tipo S como la unidad

Cochiguas, en la alta Cordillera de los Andes (Nasi *et al.*, 1985) o, a las asociaciones plutónicas compuestas de la Cordillera de la Costa, generadas por la interacción de magmas mantélicos y corticales (Siña y Parada, 1985; Siña, 1987). Por otra parte, los granitos pérmico-triásicos de la Cordillera de los Andes y los leucogranitos del Jurásico Inferior de la Cordillera de la Costa también han sido considerados como derivados por fusión cortical en un régimen extensional de tipo postcolisional, en el primer caso

(Mpodozis y Kay, 1990) y no ligado a subducción, en el segundo (Parada, 1990; Gana, 1991; Parada, 1991).

Por consiguiente, si la generación de magmas en la corteza continental no depende del ambiente tectónico, cualquier hipótesis que explique este cambio debe contemplar una modificación, en la naturaleza de dicha corteza, que suspenda su fusión, con la inyección de magmas del manto. Esta modificación cortical puede estar causada por una disminución de su fertilidad magmática. En efecto, los eventos magmáticos anteriores habrían producido un aumento de la calidad refractaria de la corteza. La disminución paulatina de las razones iniciales de Sr de los granitoides de Chile central desde el Paleozoico Superior (Pankhurst, 1990), habla en favor de una disminución progresiva de la fertilidad de la corteza continental subyacente o, en otros términos, de un aumento progresivo de la influencia del manto.

Esto último se traduce en una disminución de las razones iniciales de Sr a partir del plutonismo jurásico medio, encontrándose los valores más bajos en rocas plutónicas cretácicas (Pankhurst, 1990; Parada, 1990).

En conformidad con la idea de una mayor partici-

pación del manto en el origen del CPPQ en comparación con los eventos intrusivos precedentes, se puede establecer que la forma general de los patrones de ETR de las rocas máficas del CPPQ (Fig. 5) reflejan un origen común y que es razonablemente reproducida por un 4% de fusión parcial de peridotita con 2-3% de granate, seguido de un fraccionamiento importante de orto, clinopiroxeno ($opx > cpx$) y plagioclasa. El fraccionamiento de los dos tipos de piroxeno es concordante con la mineralogía modal que presentan las rocas máficas con textura cumulada. Además, no afecta significativamente el contenido de SiO_2 de los líquidos basálticos residuales y favorece la acumulación de H_2O necesaria para la formación de los silicatos máficos hidratados. No obstante lo anterior, el grado de fusión está muy por debajo del límite (40%) sobre el cual el líquido magmático se separa de su residuo refractario (Brophy y Marsh, 1986). Por consiguiente, para validar el modelo es necesario invocar procesos de contaminación del manto, que al aumentar el grado de fusión resulten líquidos similares y/o procesos eficientes de extracción de fundidos de la fuente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto FONDECYT 1234/91 y es una contribución al Proyecto IGCP 249 «Magmatismo Andino». El manuscrito se vio beneficiado con las sugerencias y comentarios aportados por los revisores Dres. C. Rapela

(Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata), R. Pankhurst (British Antarctic Survey) y C. Mpodozis (Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago). La figura 1 es producto de la colaboración de la dibujante, Sra. Judith Oliva C.

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Charrier, R.; Davidson, J. 1974. Andean magmatism; its paleogeographic and structural setting in the central part (30°-35°S) of the southern Andes. *Pacific Geology*, Vol. 8, p. 1-38.
- Brophy, J. C.; Marsh, B.D. 1986. On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanism of melt extraction. *Journal of Petrology*, Vol. 27, p. 763-789.
- Didier, J. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, p. 41-50.
- Dorais, M.J.; Whitney, J.A.; Roden, M.F. 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinky Creek pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Petrology*, Vol. 31, p. 853-881.
- Eberz, G.W.; Nicholls, I.A. 1990. Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 104, p. 47-55.
- Espiñeira, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: aspectos cronológicos y geoquímicos. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile*, 145 p. Santiago.
- Espiñeira, D.; Parada, M. A. 1987. Geology of the Jurassic plutonic complex of the Chilean Coastal Range between

- 32°30' and 33°S. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 10, *Actas*, Vol. 4, p. 15-17. Tucumán, Argentina.
- Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, provincias de Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 18, No. 1, p. 55-67.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, p. 10153-10192.
- Huppert, H.E.; Sparks, R.S.J. 1988. Generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, Vol. 29, p. 599-624.
- Hyndman, D.W.; Foster, D.A. 1988. The role of tonalites and mafic dikes in the generation of the Idaho Batholith. *Journal of Geology*, Vol. 96, p. 31-46.
- López-Ruiz, J. 1986. Aplicación de la geoquímica de elementos trazas a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geológicos*, Vol. 42, p. 239-258.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 153-180.
- Nabelek, P.I. 1986. Trace-element modeling of the petrogenesis of granophyres and aplites in the North Peak granitic stock, Utah. *The American Mineralogist*, Vol. 71, Nos. 3-4, p. 460-471.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Moscoso, R.; Maksae, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, No. 24-25, p. 77-111.
- Pankhurst, R.J. 1990. The Paleozoic and Andean magmatic arc of West Antarctica and southern South America. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, N° 241, p. 1-7. Boulder, Colorado.
- Pankhurst, R.J.; Hole, M.J.; Brook, M. 1988. Isotope evidence for the origin of Andean granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol. 79, p. 123-133.
- Parada, M.A. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications: a review. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241, p. 51-66. Boulder, Colorado.
- Parada, M.A.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M.; Hervé, F.; Puig, A.; Munizaga, F.; Brook, M.; Pankhurst, R.J.; Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'-32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 249-260.
- Parada, M.A.; Levi, B.; Nyström, J. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30°-33°S); petrogenetic implications and a tectonic discussion. In *Andean Magmatism and its tectonic setting* (Harmon, R.S.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 265, p. 99-112. Boulder, Colorado.
- Pearce, J. A.; Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 69, p. 33-47.
- Poli, G.E.; Tommasini, S. 1991. Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *Journal of Petrology*, Vol. 32, No. 3, p. 657-666.
- Reid, J.B. Jr.; Evans, O.C.; Fates, D.G. 1983. Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 66, p. 243-261.
- Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M.; Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32°S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 24, p. 63-74.
- Siña, A. 1987. Geología y petrogénesis de las rocas plutónicas del batolito de la Costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile central 33°31'S), Región de Valparaíso. Memoria de Título (Inédito). *Universidad de Chile*, 139 p. Santiago.
- Siña, A.; Parada, M.A. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo; antecedentes de terreno, petrográficos y de química de elementos mayores para una mezcla de magma. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, *Actas*, Vol. 3, p. 512-530. Antofagasta.
- Vernon, R.H. 1884. Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, Vol. 309, p. 438-439.
- Yunker, L.W.; Vogel, T.A. 1976. Plutonism and plate dynamic: the origin of circum-pacific batholiths. *Canadian Mineralogist*, Vol. 14, p. 238-244.