



ASPECTOS PETROGRÁFICOS Y GEOQUÍMICOS DE LOS INTRUSIVOS DEL YACIMIENTO RÍO BLANCO-LOS BRONCES EN EL CONTEXTO DEL CINTURÓN EL TENIENTE.

MÖLLER A.[@], RABBIA O.M, HERNÁNDEZ L.B, KING R.W, y LÓPEZ-ESCOBAR L.

Grupo Magmático, Instituto GEA, Casilla 160-C, Universidad de Concepción, Chile
@ E-mail: amoller27@yahoo.es

RESUMEN

Relaciones espacio-temporales entre las granodioritas y los pórfidos tardíos, en el yacimiento Río Blanco-Los Bronces (RB-LB), avalados por datos texturales y geoquímicos, sugieren que el área habría experimentado una serie de importantes alzamientos a partir del Mioceno. Estos eventos habrían permitido el ascenso de las granodioritas equigranulares que conforman la caja, a niveles corticales superiores, en donde fueron intruídas por pórfidos félsicos tardíos. El alzamiento de la zona habría continuado hasta dejar expuesto en superficie a la totalidad del sistema.

Esta historia tectónica de alzamientos tiene un correlato petrológico relativo a la evolución de magmas, en donde la geoquímica de los magmas sugiere que las unidades granodioríticas encajantes habrían evolucionado a partir de una fuente menos profunda que la de los pórfidos. Esto podría ser interpretado como la respuesta de los magmas a un engrosamiento cortical, el cual a su vez, podría vincularse con los eventos de alzamiento del sector.

Las rocas más diferenciadas están empobrecidas en abundancia de REE (LREE y HREE) con respecto a las menos diferenciadas. El empobrecimiento en HREE de las rocas más diferenciadas se debería al fraccionamiento de anfíbola.

Las altas razones La/Yb, Sr/Y asociadas a altos contenidos de Al₂O₃ y Na₂O y bajos contenidos de Y y HREE, observada tanto en los pórfidos como en las granodioritas encajantes, reflejaría la acción de procesos petrogenéticos a alta presión, involucrando en la fuente de estos magmas la presencia de granate ± anfíbol (?) y la ausencia de plagioclasa como fases residuales. Estas características geoquímicas pueden explicarse sin necesidad de invocar la fusión parcial de la placa de Nazca.

INTRODUCCIÓN

La presente publicación forma parte de un trabajo mayor que involucra el estudio de los principales depósitos porfídicos de Cu-Mo del Cinturón Mio-Plioceno “El Teniente” (Los

Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente). En esta oportunidad se darán a conocer resultados petrográficos y geoquímicos de las unidades presentes en el yacimiento Río Blanco-Los Bronces (RB-LB) (33°08' LS y 70°15' LO; Fig.1).

El pórfido cuprífero RB-LB de edad Mio-Pliocena, se encuentra emplazado en la sección oriental del Batolito San Francisco. En el área del yacimiento afloran rocas volcánicas andesíticas del Oligoceno superior a Mioceno medio (Formación Farellones), intruidas por granitoides de edad Mioceno inferior a medio (granodioritas Cascada y Río Blanco). Estas unidades constituyen la roca de caja tanto de las brechas mineralizadas (brecha magmática y de turmalina), de edad Mioceno superior a Plioceno inferior, como de los pórfidos tardíos de edad Plioceno inferior (Serrano y otros, 1996). Representados en este estudio por el pórfido Don Luis (PDL), pórfido Feldespático (PF), pórfido Cuarzo Monzonítico (PQM) y la chimenea riolítica del sector La Copa (Chr) (Fig. 2).

Desde el punto de vista tectónico, el yacimiento RB-LB se encuentra emplazado en la zona de transición (límite sur) entre el segmento de subducción plana o *flat slab*, y la parte norte de la zona volcánica sur (SVZ). Además, este depósito se ubica al este de la fosa chilena y sobre la actual trayectoria de subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Fig.1).

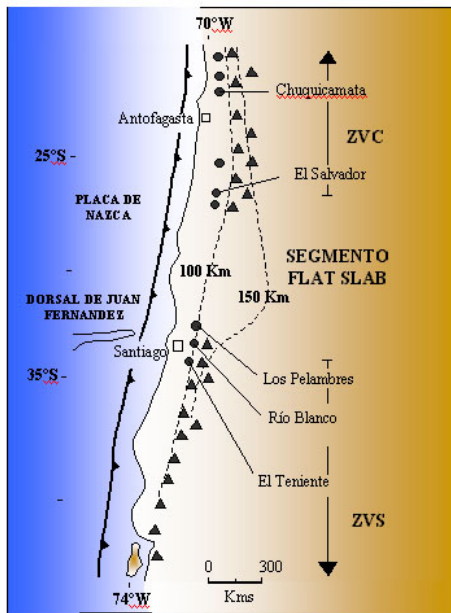


Figura 1. Ubicación de los yacimientos de Cu del mioceno tardío en relación a los segmentos tectónicos Andinos.

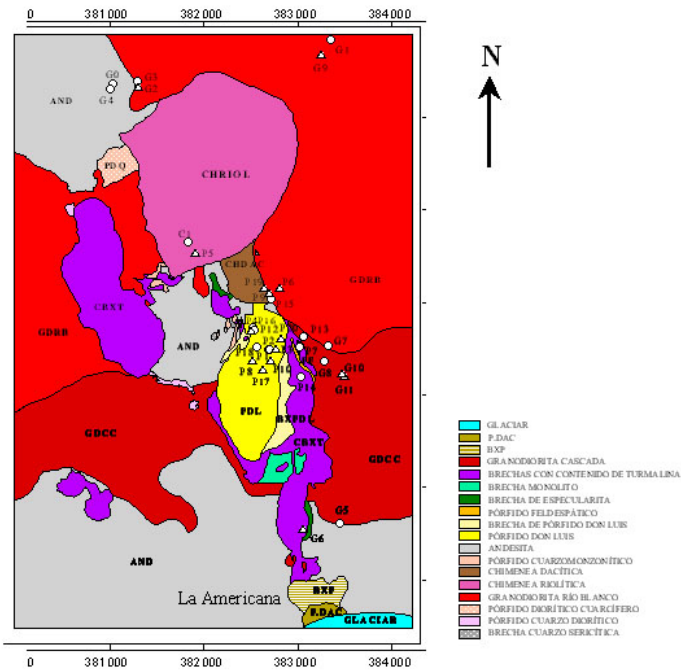


Figura 2. Geología del Yacimiento Río Blanco-Los Bronces (RB-LB), modificado de Frikken (2001). Las rocas analizadas se muestran como triángulos (conteo modal) y como círculos (geoquímica y conteo modal).

PETROGRAFÍA

En el primer grupo, se incluyen las rocas porfídicas pertenecientes a los cuerpos intrusivos subvolcánicos PDL, PF y PQM, antes mencionados.

Macroscópicamente estas rocas varían en color desde un blanco grisáceo (PDL) hasta un gris oscuro (PF). Microscópicamente pueden clasificarse como rocas leucocráticas, con un índice de color que varía entre 2.5 y 6. Son además, rocas holocristalinas desde faneríticas a afaníticas, con texturas inequigranulares de tipo porfírica seriada desde idiomórfica a hipidiomórfica (Fig 3a). Ocasionalmente, la textura es glomeroporfírica, en la que los cúmulos consisten de fenocristales de plagioclasa.

La mineralogía esencial de los pórfidos incluye fenocristales tabulares de plagioclasa (Pl) (~ 0.1 a 4 mm), cristales euhedrales de biotita (Bt) (~ 0.1 a 1.2 mm), cuarzo (Qz) subhedral de tendencia bipiramidal (~0.1-3.5 mm) y cantidades menores de feldespato potásico (FK) peritítico. El FK se presenta ocasionalmente como megacristales euhedrales (~5-12 mm) con textura poiquilítica (Fig. 3c) hospedando chadacristales euhedrales de Pl, Bt y menos frecuentemente opacos. El fenocristal dominante en los pórfidos es la Pl (~30-45 % vol.), seguido por el cuarzo (~2-12 % vol.), Bt (~1.2-4% vol.) y minoritariamente FK (~0.8-5.8 % vol.). Apatita y circón son los minerales accesorios más comunes. Como mineralogía secundaria se presentan cristales de rutilo, calcita y anhidrita en oquedades. Los minerales opacos presentes son pirita ± calcopirita en intercrecimiento simple y magnetita + pirita en cristales de biotita primaria.

La textura de la masa fundamental permite, a su vez, diferenciar dos tipos de pórfidos. Uno en donde la masa fundamental esta constituida mayoritariamente por un agregado felsítico criptocristalino y cuarzo anhedral + prismas de plagioclasa (~0.04-0.07 mm) parcialmente fragmentados (Fig. 3a). En este grupo se incluyen las muestras del PDL. El otro tipo de pórfidos, que comprende a las muestras del PF y PQM, presentan una masa fundamental felsítica microcristalina (~0.05 a 1 mm), relativamente equigranular (Fig. 3b), formada por feldespatos, mayoritariamente Pl, y Qz anhedral. Ocasionalmente, la textura es aplítica dominada por cuarzo (ej.: muestra P15, Fig. 2). Otra diferencia entre estos dos grupos de pórfidos esta dada por la abundancia relativa de fenocristales. Por ejemplo, existen marcadas diferencias entre el contenido modal de fenocristales del PF (~35-55 % vol.) y del PDL (~52-65 % vol.).

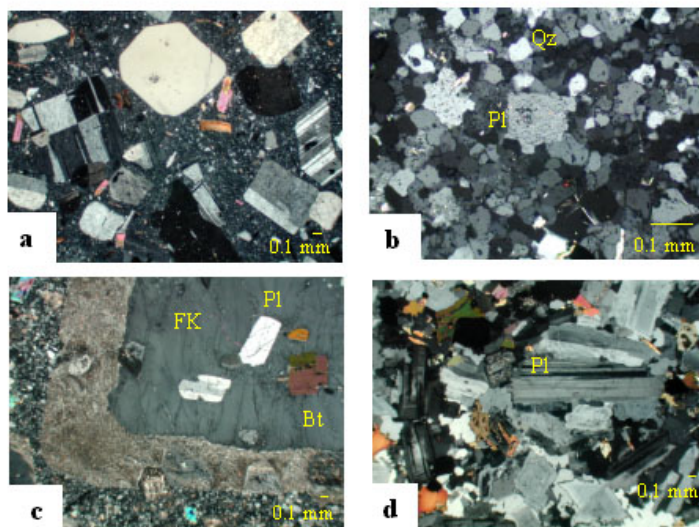


Figura 3. Microfotografías de rocas porfídicas, (a) vista general, (b) masa fundamental, (c) detalle de corona de reacción en FK, y rocas equigranulares (d) granodiorita.

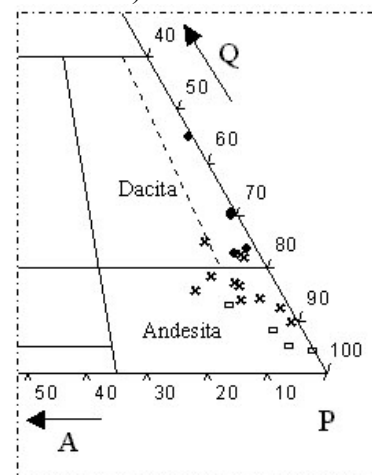


Figura 4. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para las rocas porfíricas. Simbología: pórfido Feldespático (□); pórfido Don Luis (×); pórfido Cuarzomonzonítico (◆).

El conteo modal, incluyendo fenocristales y masa fundamental, en cinco muestras del PQM permitió, usando el diagrama QAP (Fig. 4), clasificarlas como pórfidos dacíticos. El carácter afanítico de la masa fundamental de algunos de los pórfidos, particularmente del PF y PDL, solo permitió el conteo modal de los fenocristales, mostrando, como era de esperar, composiciones menos evolucionadas (andesíticas) en el diagrama QAP (Fig. 4), que aquellas muestras con una moda completa.

PETROGRAFÍA DE LAS GRANODIORITAS ENCAJANTES (NO PORFÍRICAS)

En este segundo grupo, se describen las rocas del batolito San Francisco que constituyen la caja de los pórfidos. Se incluyen las granodioritas Río Blanco (GDRB) y Cascada (GDCC) (Fig. 2). Macroscópicamente, las GDRB son rocas holocristalinas, faneríticas de color gris rosáceo. Microscópicamente, presentan textura equigranular idiomórfica, con tamaño de grano medio (~1-3.5 mm en promedio).

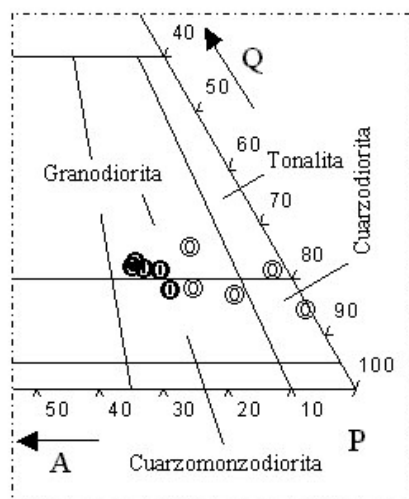


Figura 5. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para las rocas encajantes. Simbología:
Granodiorita Río Blanco (●);
Granodiorita Cascada (○)

La mineralogía esencial de las granodioritas se compone de cristales tabulares y euhedrales de Pl (~49-54 % vol.) de grano medio (1-4 mm), FK perfitico (~17-21 % vol.) y cristales de Qz subhedral (~14-23 % vol.). Frecuentemente el Qz ocupa posiciones intersticiales en relación a los cristales de Pl y FK, presentando una tendencia semigráfica. Es común, además, la presencia de intercrecimientos micrográficos y granofídicos de Qz-FK.

Biotita (Bt) y anfibola (Anf) son los minerales máficos dominantes (1-3 mm). La Anf, se presenta, frecuentemente como agregados cristalinos, es de hábito prismático, presenta inclusiones de Pl y magnetita (Mt) y se encuentra parcialmente reemplazado por Bt fina. Esfeno, apatita y circón son los minerales accesorios más comunes. La mineralogía secundaria incluye calcita, rutilo, trazas de epidota, muscovita fina, magnetita y, ocasionalmente, pirita.

Macroscópicamente, las GDCC son rocas de grano más fino (~0.5-2.5 mm en promedio) que las GDRB. Por lo demás, presentan características texturales similares, aunque poseen un carácter menos equigranular (Fig. 3b) y más hipidiomórfico. Además, presentan un mayor contenido modal de Pl (~58-69 % vol.) asociado a uno menor de FK. El contenido de cuarzo es similar en ambas litologías (~14-23 % vol.).

La composición modal para estas rocas varía desde cuarzodioritas hasta granodioritas, pasando por tonalitas y cuarzomonzodioritas, como se puede apreciar en el diagrama QAP (Fig. 5).

GEOQUÍMICA

Del total de muestras analizadas (n=16), 4 corresponden al PDL (P1, P2, P16, P12), 3 al PF (P13, P14, P7), 1 a la ChR (C1), 1 tomada en una posición intermedia entre el PDL y el PQM (P15) y finalmente, 7 a las encajantes GDRB y GDCC (G0, G1, G3, G4, G5, G7, G8). La ubicación de estas muestras (en su proyección sobre un plano horizontal) se representa en el mapa geológico de la Figura 2. Los análisis realizados incluyeron elementos mayoritarios, minoritarios y trazas.

En general, las rocas presentan una alteración moderada a baja (Tabla 1). En algunos casos, el efecto del hidrotermalismo se puede observar al microscopio (ej. alteración cuarzo-turmalina en G0) mientras que en otros se refleja principalmente en los valores de LOI (ej.: G7, P12 Tabla 1).

Tabla 1. Valores de LOI (perdida por calcinación).

Muestra Código.	P1 AN- 746/337	P2 AN- 746/344	P16 AN- 616/186	P15 AN- 617/486	P13 AN-D 85/438	P7 AN- 737/65	P14 AN- 673/249	P12 AN- 375/246	C1 AN- 406/339	G0 AN-D 174/53	G1 AN-D 170/63	G3 AN-D 173/12	G4 AN-D 174/203	G5 AN-D 143/252	G7 AN-D 176/488	G8 AN- 702/271
LOI	1.02	1.53	1.42	2.19	2.9	1.92	1.94	2.15	1.28	1.08	0.49	0.71	0.65	0.45	2.38	1.67
SiO ₂	72.15	71.09	70.49	69.54	68.95	68.83	68.79	68.6	72.1	75.45	66.73	66.41	66.73	66.47	58.38	66.5

ELEMENTOS MAYORES Y MENORES

En general tanto los pórfidos como los encajantes muestran una afinidad subalcalina, como se muestra en el diagrama de álcalis v/s SiO₂ (Fig. 6a). Las rocas del PDL presentan un mayor contenido de álcalis, pero aún se ubican dentro del campo subalcalino definido por MacDonal (1968). Por comparación, se muestran los datos correspondientes a los intrusivos de los yacimientos El Teniente y Los Pelambres.

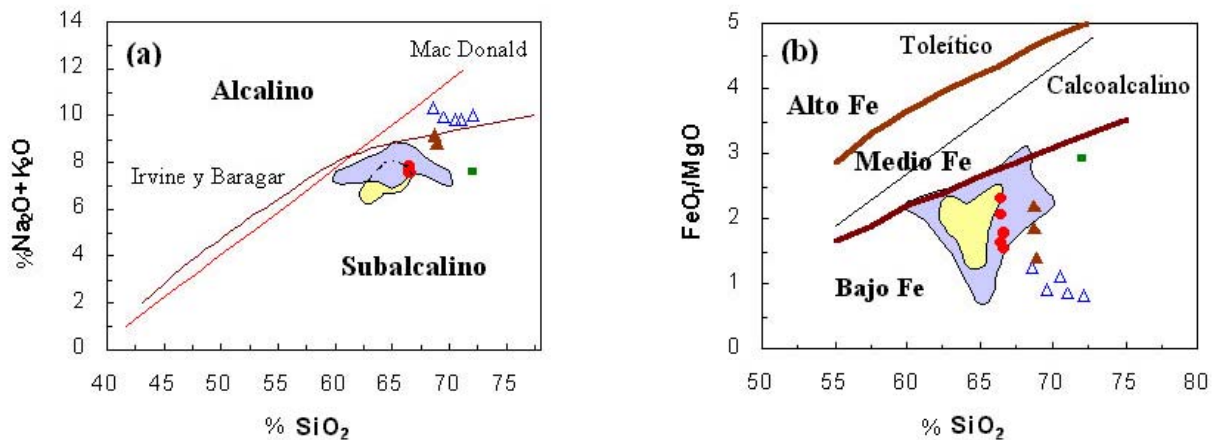


Figura 6. Diagramas discriminantes. (a) entre carácter alcalino y subalcalino de acuerdo al contenido de álcalis v/s SiO₂; (b) caracterización de las series subalcalinas en base a la razón FeO_T/MgO v/s SiO₂ (según Arculus, 2003).

Simbología: granodioritas encajantes ●, pórfido Feldeespático ▲, pórfido Don Luis △, chimenea riolítica ■
El Teniente □, Los Pelambres □ (Rojas 2002, Reich 2001) y (Henriquez, et al, este volumen)

Adicionalmente, el diagrama FeO_T/MgO v/s SiO₂ (Fig. 6b) permite caracterizar a las rocas como calcoalcalinas de bajo contenido en Fe (según la curva de Miyashiro, 1974).

En los diagramas de Harker (Fig. 7), se puede observar que los valores de SiO₂ de las muestras analizadas, varían entre ~66 y 72 % (porcentaje en peso). Las granodioritas encajantes (GDRB y GDCC) muestran menores contenidos de sílice (66 y 67 %) que los pórfidos (68 y 72 %), presentando en ambos casos, valores relativamente altos de Al₂O₃ (~15.4-16.1 %) comparables a los de los intrusivos presentes en los depósitos de El Teniente (Reich, 2001 y Rojas, 2002) y Los Pelambres (Henriquez, et al., este volumen), para iguales rangos de SiO₂. El K₂O varía entre ~2.9 y 3.5 %, el Na₂O entre ~4 y 6.9 %, los contenidos de MgO entre ~0.5 y 1.8 %, los de CaO entre

~0.6 y 4.1 % y los de Fe_2O_{3T} entre ~0.4 y 3.5 %. El total de los elementos minoritarios de estas rocas es, en cada caso, inferior al 1 % ($\text{TiO}_2 < 1 \%$; $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.1-0.2 \%$ y $\text{MnO} < 0.1 \%$).

De los diagramas de variación para elementos mayoritarios también se desprende que, en términos de contenido de sílice y álcalis, los pórfidos presentes en el depósito RB-LB se encuentran entre los más evolucionados del Cinturón El Teniente (Fig. 7). En cambio, las unidades GDRB y GDCC, que conforman la caja de los pórfidos, presentan un rango de SiO_2 similar al de los demás intrusivos del Cinturón asociados a pórfidos de Cu-Mo, aunque con mayores contenidos de CaO, K_2O y MgO y menores tenores de Al_2O_3 (Fig. 7).

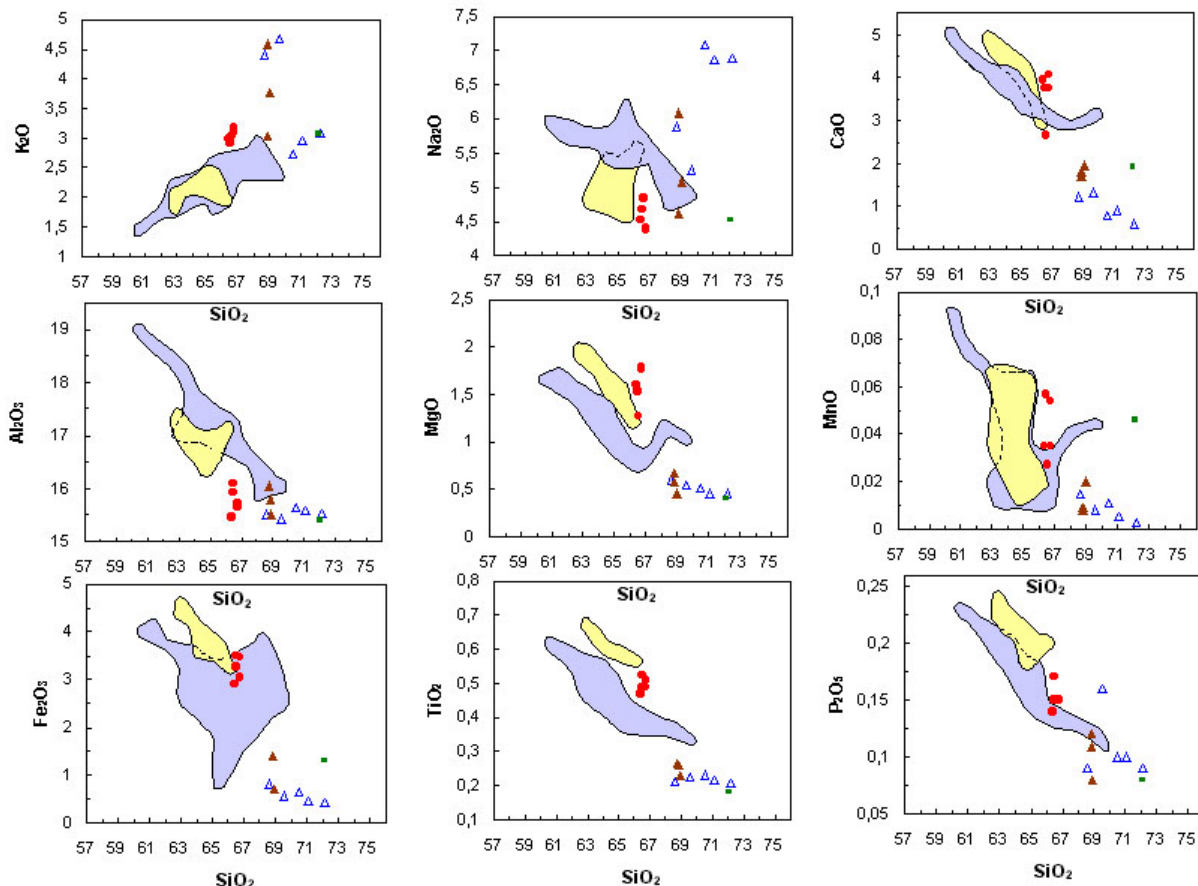


Figura 7. Diagramas de variación de Harker para óxidos del yacimiento RB-LB. Los valores de óxidos se expresan en porcentaje en peso. La simbología es la misma que la de la figura 6.

ELEMENTOS TRAZAS

Los elementos trazas incluidos en este estudio pertenecen a los grupos de los LILE (Cs, Rb, K, Ba, Sr), HFSE (Y, Nb, Sc, Th, U, Hf, Zr, Ta, Ti) y de las tierras raras (La-Lu).

En el diagrama multielemental (Fig. 8) se aprecia el enriquecimiento de los LILE, el empobrecimiento de algunos de los HFSE, siendo característica la anomalía negativa en Nb tanto en las granodioritas de caja como en los pórfidos, rasgos estos, claramente indicativos de una afinidad con un ambiente de subducción. Una característica que se repite sistemáticamente en todas las muestras es la anomalía positiva de Sr, aún en las rocas más evolucionadas del PDL con hasta 72% SiO_2 . En términos generales, los pórfidos presentes en RB-LB presentan menores contenidos de HFSE y REE que las rocas de caja.

Una vez más se puede observar que las unidades de caja (GDRB y GDCC) poseen más similitudes con el patrón general de elementos trazas de las rocas de El Teniente y Los Pelambres que con los patrones de los pórfidos espacialmente asociados.

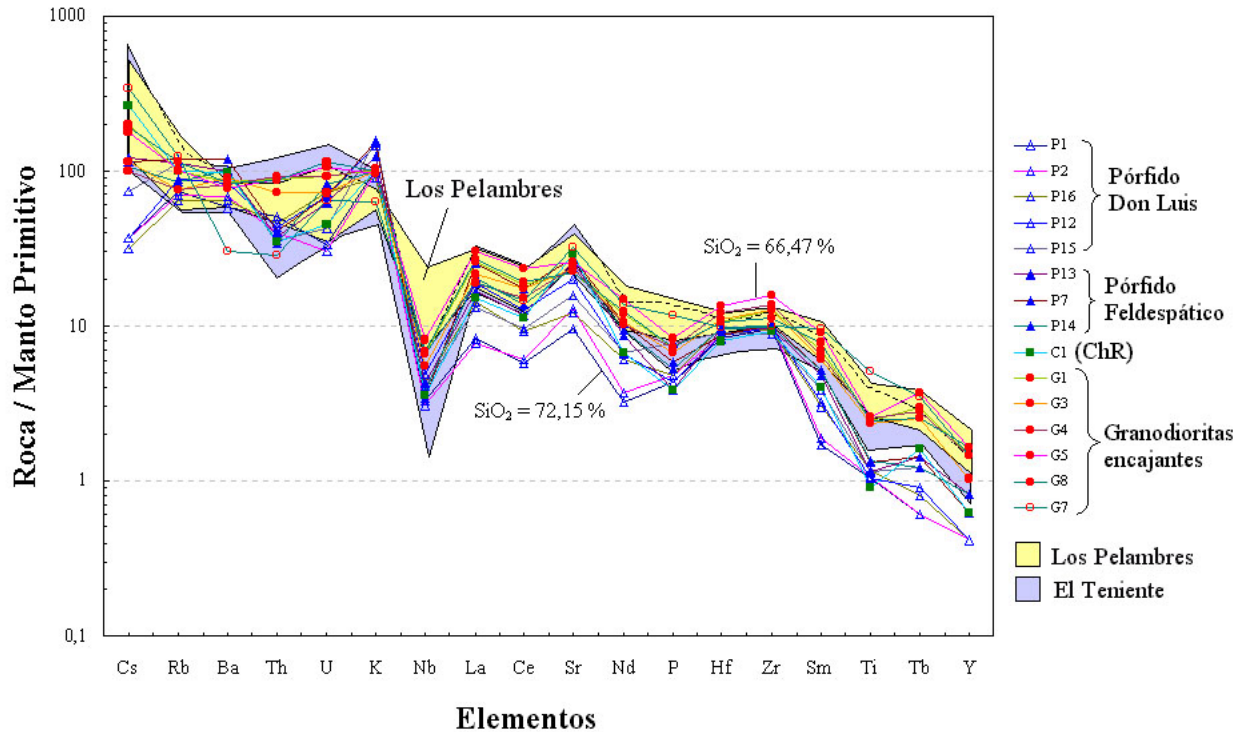


Figura 8. Diagrama multielemental para elementos trazas de las rocas intrusivas del yacimiento RB-LB (este estudio), Los Pelambres (Henríquez et al., este volumen) y El Teniente (Reich, 2001, Rojas, 2002). Las concentraciones (partes por millón o ppm) se han graficado en escala logarítmica y están normalizadas a los valores del manto primitivo de Wood et al (1979).

TIERRAS RARAS

La figura 9 presenta la abundancia de las REE, de las distintas muestras del yacimiento RB-LB, normalizadas con respecto a los valores condriticos. Como comparación, se incluyen, además, los patrones de REE de los intrusivos Mio-Pliocénos de El Teniente y Los Pelambres.

La característica más sobresaliente del patrón de REE de las rocas de RB-LB es su fuerte fraccionamiento entre LREE y HREE (La/Yb_N 10-40), la falta de anomalías importantes de Eu y el quiebre del patrón al pasar de las MREE a las HREE.

En general, el contenido de REE totales es claramente mayor en las granodioritas encajantes (GDRB y GDCC) que en las rocas porfíricas. Al igual que con los elementos mayoritarios, los LILE y algunos HFSE, los contenidos de REE en las granodioritas encajantes del depósito RB-LB son muy similares a los presentados por el resto de los pórfidos del Cinturón El Teniente, mientras que las rocas porfíricas se pueden diferenciar con claridad debido a sus menores contenidos de REE (Fig. 9).

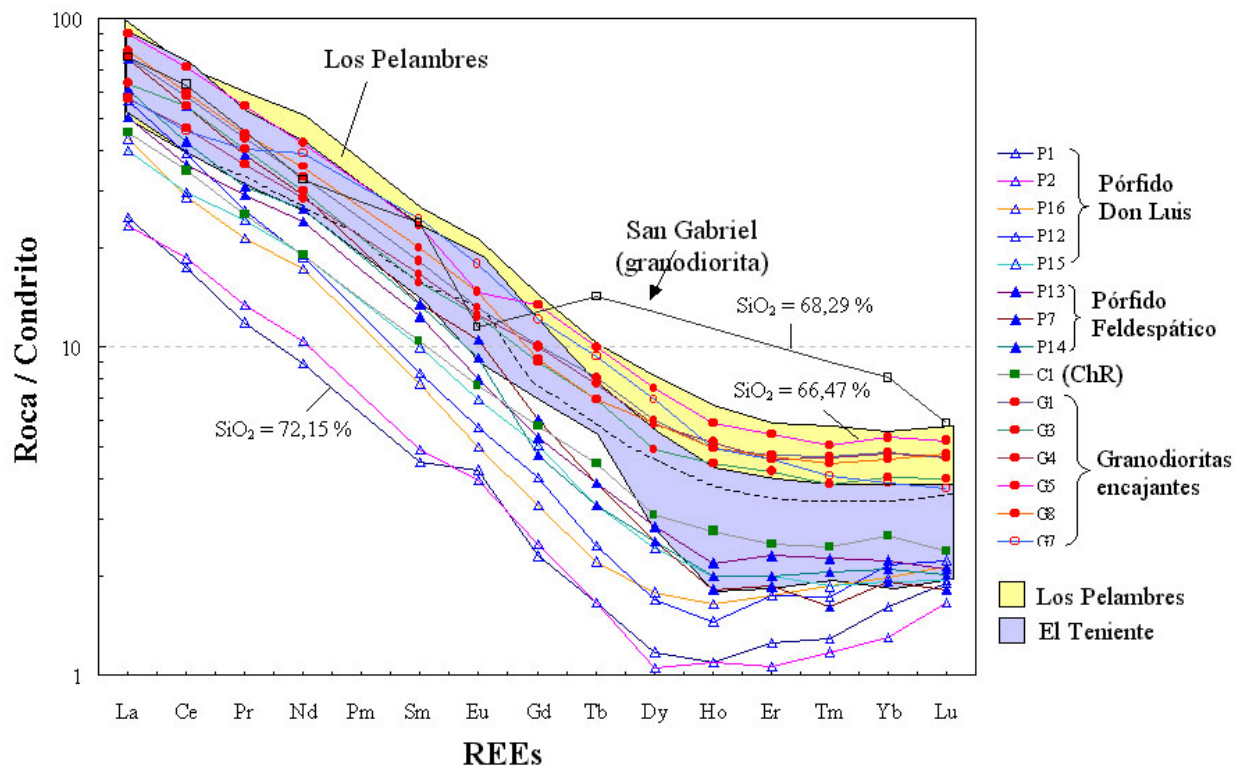


Figura 9. Patrones de REEs de las rocas intrusivas del yacimiento RB-LB (este estudio), Los Pelambres (Henríquez et al, este volumen) y El Teniente (Reich, 2001, Rojas, 2002). Los datos graficados han sido normalizados a los valores condriticos de Mc Donough y Sun (1995) y se presentan en escala logarítmica.

Finalmente, al comparar los patrones de REE de las muestras de RB-LB con los de una muestra de granodiorita del plutón San Gabriel (33° 47.13' LS y 70° 13.26' LO), de edad Mioceno medio (~10.6 m.a., Kay, 1995), se pueden apreciar diferencias en los contenidos de HREE y en la razón La/Yb_N (Fig. 9). Esto último, también se evidencia en la figura 10.

DISCUSIÓN GENERAL

Las relaciones de contacto observadas en terreno, sumado a los datos petrográficos de los pórfidos y de sus cajas encajantes, sugieren que, a partir del Mioceno, el área del depósito RB-LB habría sufrido una serie de importantes alzamientos. Estos eventos habrían permitido, primero, el ascenso a niveles corticales superiores de las actuales unidades encajantes de los pórfidos, las granodioritas (GDRB y GDCC), emplazadas originalmente en profundidad, como se desprende de sus texturas equigranulares dominantes. Estas unidades habrían sido posteriormente intruídas en su nuevo nivel estructural por los complejos de brechas mineralizadas y los magmas félsicos tardíos, de emplazamiento poco profundo, como lo atestiguan sus texturas inequigranulares de tamaño de grano más fino. El alzamiento de la zona habría continuado hasta dejar expuestos en superficie, a la totalidad del sistema.

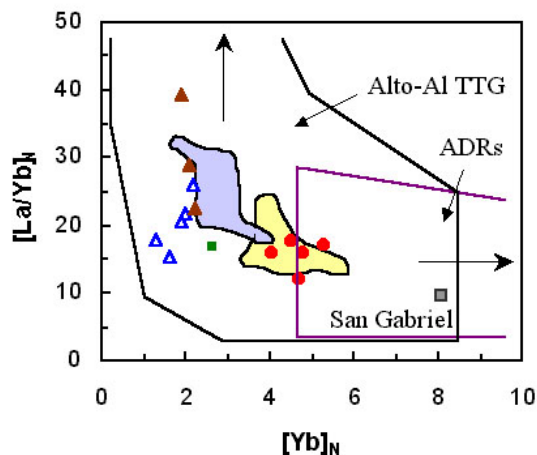


Figura 10. Razón $[La/Yb]_N$ v/s $[Yb]_N$. Simbología es igual que la figura 6. Además, se muestran los campos de las suites TTG (Alto Al) y ADRs (rocas de arco típicas) (Drummond y Defant, 1990).

Esta historia tectónica de alzamientos tiene un correlato petrológico relativo a la evolución de los magmas que originaron estas rocas, tal como se aprecia en las figuras 9 y 10. Los datos químicos, en términos de mineralogía residual dominante de los magmas granodioríticos, sugieren que las unidades encajantes habrían evolucionado a partir de una fuente menos profunda (La/Yb_N : ~16; Yb_N : 4-5; Fig. 10) que la de los pórfidos (La/Yb_N : ~16-40; Yb_N : ~2; Fig. 10). Esto podría ser interpretado como la respuesta de los magmas a un engrosamiento cortical, el cual podría vincularse, a su vez, con los eventos de alzamiento del sector, inferidos a partir de la petrografía.

Esta línea argumental es consistente con las conclusiones alcanzadas en trabajos previos, en

donde, por ejemplo, una parte importante de la historia de alzamientos experimentados por esta región, particularmente en el período de formación de los depósitos minerales, fue reconocida y registrada mediante el estudio de inclusiones fluidas, por Skewes y Holmgren (1993), mientras que las causas del alzamiento tectónico y engrosamiento cortical asociado, fue esencialmente vinculado a la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Skewes y Stern, 1994). La relación entre la proyección hacia el Este de la megaestructura compuesta por la mencionada dorsal asísmica y la zona de fractura Challenger, dispuesta casi transversalmente al orógeno Andino, y el ascenso de los magmas involucrados en el sistema mineralizado de RB-LB, ya había sido tempranamente sugerida por Warnars et al. (1985).

Los menores contenidos en HREE observados en las rocas más diferenciadas (ej.: PDL ~68.6-72.15 %), pero con los mismos patrones de distribución de las REE que las rocas menos evolucionadas (GDRB y GDCC, Fig. 9), sugiere un fraccionamiento importante de anfíbola durante la evolución de los magmas que dieron origen a los pórfidos. Por otra parte, el que estas últimas rocas estén también empobrecidas en LREE con respecto a las granodioritas encajantes y, además, sus razones La/Yb_N (Fig. 10) presenten una correlación negativa con la SiO_2 (gráfico no mostrado) sugiere el fraccionamiento de una fase más afín con las LREE que con las HREE.

En general, las altas razones La/Yb , Sr/Y asociadas a altos contenidos de Al_2O_3 y Na_2O y bajos contenidos de Y y HREE observada tanto en los pórfidos como en las granodioritas encajantes, se asemejan a las características geoquímicas de las suites TTG de alto Al_2O_3 del Arqueano y/o a los magmas adakíticos del Fanerozoico (ver Martin, 1990). Esto reflejaría, en principio, la acción de procesos petrogenéticos a alta presión, involucrando en la fuente de estos magmas la presencia de granate \pm anfíbol (?) y la ausencia de plagioclasa como fases residuales. Estas características geoquímicas pueden, bajo ciertas condiciones, darse en el margen Andino sin que sea necesario invocar la acción de procesos tales como la fusión parcial de la placa de Nazca subductada, tal como ya ha sido discutido en otros trabajos (Kay y Kurtz, 1995, Kay et al 1999, Rabbia y Hernández, 2000, Kay y Mpodozis 2002, Rabbia et al, 2002, entre otros).

AGRADECIMIENTOS

A. Möller agradece a los investigadores integrantes del Grupo Magmático del Instituto GEA por el apoyo otorgado y por el financiamiento otorgado a través del proyecto FONDECYT Líneas Complementarias (800-0006). Así mismo, se agradece por la ayuda desinteresada del personal del taller de cortes del Instituto GEA. Por último, muy sinceramente la ayuda y apoyo logístico de la Superintendencia de Exploración y Reservas de la División Andina de CODELCO-Chile. Este trabajo es parte de la Memoria de Título del primer autor, A. Möller.

REFERENCIAS

- Arculus, R. 2003. Use and Abuse of Terms Calcalkaline and Calcalk. *Journal of Petrology*. Vol. 44. p. 929-935.
- Drummond, M. y Defant, M. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 95. p. 21503-21521.
- Donough, Mc. y Sun, S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*. Vol. 120. p. 223-253.
- Henriquez, E., Rabbia, O., King, R., Hernández L. y López-Escobar, L., 2003. Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas del yacimiento Los Pelambres, este volumen. 10 pp.
- Frikken, P., 2001. Geology of the Río Blanco-Los Bronces breccia hosted Cu-Mo deposit. AMIRA P511: Giant Ore Deposits-Porphyry Cu. module. Centre for Ore Deposits Research, University of Tasmania. 28 pp.
- Kay, S. y Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Final report to division El Teniente, Codelco-Chile. 180 pp.
- Kay, S., Mpodozis C. y Coira, B. 1999. Magmatism, tectonics and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). In Skinner B. (ed) *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists Special Publication. Vol. 7. p. 27-59.
- Kay, S. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 15. p. 39-57.
- Macdonald, G. 1968. Composition and Origin of Hawaiian lavas. *Memoir of the Geological Society of America*. Vol. 116. p. 477-522.
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean Granitoids. *Lithos*. Vol. 46. p. 411-429.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*. Vol. 274. p. 321-55.
- Reich, M., 2001. Estudio petrográfico, mineraloquímico y geoquímico de los cuerpos intrusivos de Sewell y La Huifa, yacimiento El Teniente, VI región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra. 111 pp.
- Rojas, A., 2002. Petrografía y geoquímica del pórfido Teniente, ubicado en el sector norte del yacimiento El Teniente. Provincia de Cachapoal, VI región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra. 133 pp.
- Rabbia, O. y Hernández, L. 2000. Quartz diorite trend in porphyry copper deposits: underlying petrological processes and implications in copper metallogenesis. *Mineral Metal*. Vol 6. p. 416-423.
- Rabbia, O., Hernández, L., King R. y López-Escobar L. 2002. Discussion on "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism" by Oyarzun et al. (*Mineralium Deposita* 36:794-798, 2001). *Mineralium Deposita*. Vol. 37. p. 791-794.
- Serrano, L., Vargas, R., Stambuk, V., Aguilar, C., Galeb, M., Holmgren, C., Contreras, A., Godoy, S., Vela, I., Skewes, M. A. y Stern, C. R., 1996. The Late Miocene to Early Pliocene Río Blanco-Los Bronces Copper deposits, Central Chilean Andes. In "Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny". Society of Economic Geologists Special Publication N° 5, Camus, F., Sillitoe, R. H. and Petersen, R., eds. p. 119-130.
- Serrano, L., Vargas, R., Stambuk, V., Aguilar, C., Blondel, J., y Galeb, M., 1995. The Río Blanco porphyry copper and hydrothermal breccias deposits, central Chile. Informe inédito. División Andina Codelco-Chile. 30 pp.
- Skewes, M. A. y Holmgren, C., 1993. Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile Central (33° S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 20. p. 71-84.
- Skewes, A. y Stern, C. R., 1994. Tectonic trigger for the formation of late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Chile. *Geology*. Vol. 22. p. 551-554.
- Skewes, M. A., and Stern, C. R., 1996. Late Miocene mineralized breccias in the Andes of central Chile; Sr and Nd isotopic evidence for multiple magmatic sources. Society of Economic Geologists, Special Publication N° 5. p. 33-40.

Stern, C. R., and Skewes, M. A., 1995. Miocene to present magmatic evolution at the Northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 22. p. 261–272.

Wood, D., Joron, J., Treuil, M., Norry, M. y Tarney, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 70. p. 319-339.