

ORTOGNEISES CHARNOQUÍTICOS Y GRANULITAS MÁFICAS DEL COMPLEJO CERRO OLIVO, SURESTE DE URUGUAY, PARTE 2: LITOGEOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL Y TERMOBAROMETRÍA

CHARNOCKITIC ORTHOGNEISSES AND MAFIC GRANULITES OF THE CERRO OLIVO COMPLEX, SOUTH-EAST URUGUAY, PART 2: LITHOGEOCHEMISTRY, MINERAL CHEMISTRY AND THERMOBAROMETRY

Henri Masquelin¹, Cristine Lenz², Luis Alberto Dávila Fernandes²

hmasquel@fcien.edu.uy

¹ Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias – UdelaR

² CeGeo, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

RESUMEN

El Complejo Cerro Olivo (SE Uruguay) presenta diversos tipos de ortogneises: con biotita, anfibólicos y/o con ortopiroxeno-biotita (charnoquíticos). Estos ortogneises se asocian con granulitas máficas, incluyendo tipos de alta y baja presión. Se presenta la litogeoquímica y química mineral comparada de los ortogneises charnoquíticos y las granulitas máficas asociadas. Existe una afinidad de los ortogneises a biotita y charnoquíticos con una suite calcoalcalina, mientras que las rocas máficas podrían derivar de gabros toleíticos. Estos resultados permiten discriminar dos tipos de rocas máficas: Alto y bajo MgO, representando respectivamente granulitas máficas con y sin granate. El ortopiroxeno de los ortogneises con Opx-Bt es rico en hierro mientras que las rocas máficas magnesianas presentan hiperstena. Los datos termobarométricos de las metabasitas muestran temperaturas superiores a 850°C pero dos asociaciones minerales contrastantes, una formada a ~11 Kbar y 770°-800°C (pre-M₁) y la otra a 5,5 Kbar y 680°-700°C (M₁). Estos resultados sugieren la existencia de protolitos con composiciones contrastantes para explicar la estabilidad de dos asociaciones minerales diferentes.

Palabras clave: Granulita máfica, charnoquítico, geoquímica, termobarometría, Uruguay.

ABSTRACT

The Cerro Olivo Complex in SE-Uruguay shows different kinds of orthogneisses containing biotite, amphibole and/or orthopyroxene-biotite (charnockitic gneisses). Minor occurrences of mafic granulites are associated. They include low and high pressure kinds. We present the lithogeochemistry and compared mineral chemistry analyses of both the charnockitic orthogneisses and the mafic rocks. There is a calc-alkaline geochemical affinity of the biotite-bearing and charnockitic gneisses, while the mafic rocks could derive from tholeiitic gabbros. These results allow discriminating two kinds of mafic rocks: Low and high MgO contents, both representing respectively garnet-bearing and garnet-free mafic granulites. The orthopyroxene in the Opx-Bt orthogneisses is Fe-rich while MgO-rich mafic rocks show hypersthene. The thermobarometric data of mafic granulites show temperatures higher than 850°C and two contrasting mineral assemblages, one formed by ~11 Kbar and 770°-800°C (pre-M₁), and the other by 5.5 Kbar and 680°-700° (M₁). The mineral chemistry suggests the occurrence of contrasting protoliths to explain the stability of two different mineral associations.

Keywords: Mafic granulite, charnockitic, geochemistry, thermobarometry, Uruguay.

INTRODUCCION

La litogeoquímica de rocas orto-derivadas plutónicas en complejos de alto grado metamórfico puede ser más el reflejo de cambios generados durante el metamorfismo que del proveniente de la composición original de los protolitos magmáticos. Aun así, debido a la baja circulación de fluidos metamórficos en facies granulita, los perfiles geoquímicos pueden reflejar claramente su composición original. Se necesita investigar estas modificaciones para comprender la evolución geológica de un complejo metamórfico ortoderivado. Este trabajo tiene como primer objetivo esbozar las series magmáticas presentes y sus ambientes geotectónicos comparando la geoquímica de los ortogneises y rocas máficas asociadas (Masquelin 2004).

Por otra parte, las rocas máficas proporcionan evidencias petrográficas de asociaciones minerales de pico térmico (Spear 1993). Muchas constituyen guías termobarométricas primarias permitiendo establecer el sentido de la trayectoria relativa P-T-t de la orogénesis implicada. En estas rocas se suelen conservar las texturas vinculadas a equilibrios / desequilibrios de reacción desarrollados entre el pico metamórfico y la temperatura de cierre a la difusión iónica de los minerales en equilibrio. Esto permite controlar los procesos vinculados con el intercambio y transferencia de calor y fluidos. Son procesos de particular interés para la geología económica, puesto que pueden ser responsables de la dispersión o concentración de minerales de mena, en particular en rocas máficas provenientes de arcos magmáticos.

El Complejo Cerro Olivo presenta un núcleo granulítico central constituido a la vez por rocas orto y paraderivadas (Masquelin 2002; Figura 1). Los ortogneises grises de las Sierras de Rocha pueden ser descritos como ortogneises biotíticos aunque, en menor proporción, ocurren ortogneises con ortopiroxeno y biotita, lo cual permite considerarlos como ortogneises "charnoquíticos" (Masquelin 2009). Sin embargo estos ortogneises derivarían esencialmente de tonalitas, granodioritas y trondhjemitas de arco magmático y no de charnoquitas *sensu stricto* (Masquelin & Tabó 1990; Masquelin & Gómez Rifas 1998; Masquelin 2002; Lenz et al., *sometido*).

Las rocas máficas asociadas a los ortogneises son generalmente granulitas máficas a dos piroxenos y anfíbol. Se presentan como xenolitos o cuerpos tabulares boudinados (¿diques máficos pre-tectónicos?) representando restos de una suite gabro-diorítica afectada por metamorfismo de alto grado.

Para determinar la afinidad magmática y ambiente geotectónico de las rocas máficas y los ortogneises a biotita y charnoquíticos, es preciso realizar diversos estudios geoquímicos.

También se deben determinar las edades absolutas por métodos geocronológicos combinados (Sm-Nd, U-Pb, etc.).

En este trabajo, se presentan datos preliminares de litogeoquímica y química mineral para: (i) determinar la semejanza con protolitos hipotéticos, (ii) verificar la pertenencia a suites geoquímicas y ambientes geotectónicos, (iii) determinar la distribución de elementos químicos en soluciones sólidas, (iv) comparar la química mineral entre diferentes tipos de roca máfica, y (v) confirmar las condiciones de presión y temperatura representadas por las asociaciones minerales presentes.

LITOGEOQUÍMICA

Los análisis litogeoquímicos realizados incluyen la casi totalidad de los elementos traza y Tierras Raras. Los datos nuevos (Tabla 1) se obtuvieron en ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá) por emisión ICP y espectrometría de masas (grupos 4A y 4B). Se trata de dos muestras de ortogneises charnoquíticos de la unidad Cerro Bori (Ac104-a y Ac104-b), una muestra de ortogneises a ojos de la unidad Centinela (Ac367) y dos muestras de granulitas máficas a dos piroxenos y anfíbol (Ac296 y Ac133-b; Masquelin et al., *sometido*; Lenz et al., *sometido*). Fueron adicionados a la tabla tres análisis previos de ortogneises biotíticos obtenidos en la cantera Dutra (muestras Fer-10 a 12; Preciozzi et al. 1993) pero solo con datos de elementos mayores.

Elementos mayores

Los elementos mayores tales como Al_2O_3 (Figura 2a) o MgO vs. SiO_2 (Figura 2b) muestran una correlación positiva aunque mucha dispersión en el diagrama de Harker. Las rocas máficas no son suficientes para mostrar una tendencia. En los ortogneises, el K_2O presenta una correlación negativa, tanto con SiO_2 (Figura 2c) como con Al_2O_3 (Figura 2d). El Na_2O presenta correlación negativa con SiO_2 (Figura 2e) y Al_2O_3 (Figura 2f). El FeO , muestra correlación negativa en los ortogneises pero positiva en las rocas máficas (Figura 2g), al igual que el CaO respecto de SiO_2 (Figura 2h). Los ortogneises biotíticos y charnoquíticos definen un intervalo de acidez entre 63% y 66% de SiO_2 (Tabla 1), compatible con la acidez media de tonalitas y granodioritas. Todos ellos agrupan en el campo cuarzo-diorítico del diagrama TAS (Cox et al. 1979) mientras que las rocas máficas lo hacen en el campo gabro-diorítico (Figura 3a). En el diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) los ortogneises definen una serie calcoalcalina mientras que las rocas máficas definen una serie toleítica (Figura 3b). Finalmente los ortogneises se agrupan en el campo cálcico del diagrama de Peacock (Peacock 1931; Figura 3c). Los ortogneises a ojos Centinela (Ac367) contrastan con los ortogneises Cerro Olivo (con Bt u Opx-Bt), debido a que los primeros son mucho más félsicos y ricos en feldespato alcalino.

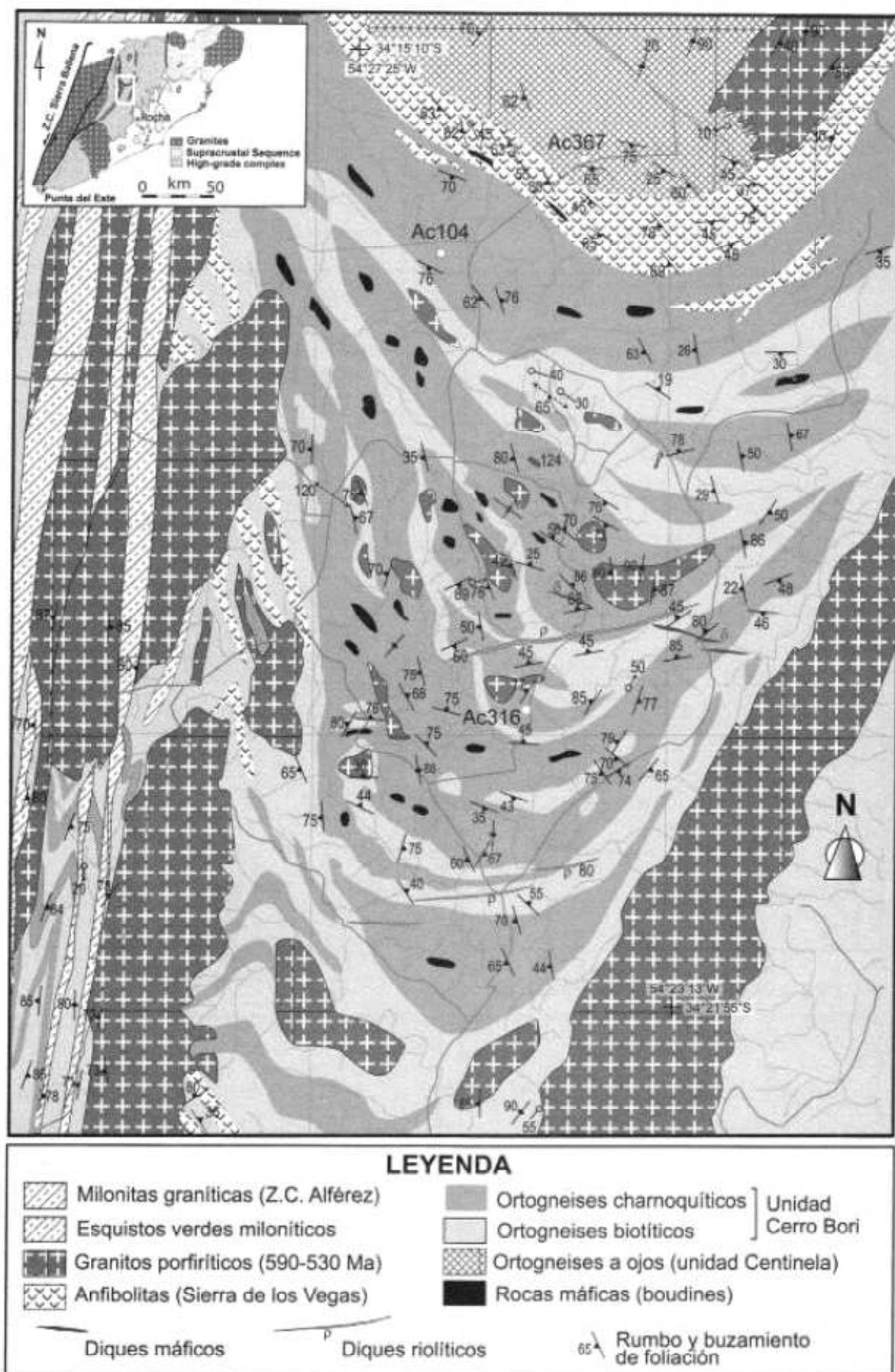


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio.
Figure 1: Geological map of the studied area.

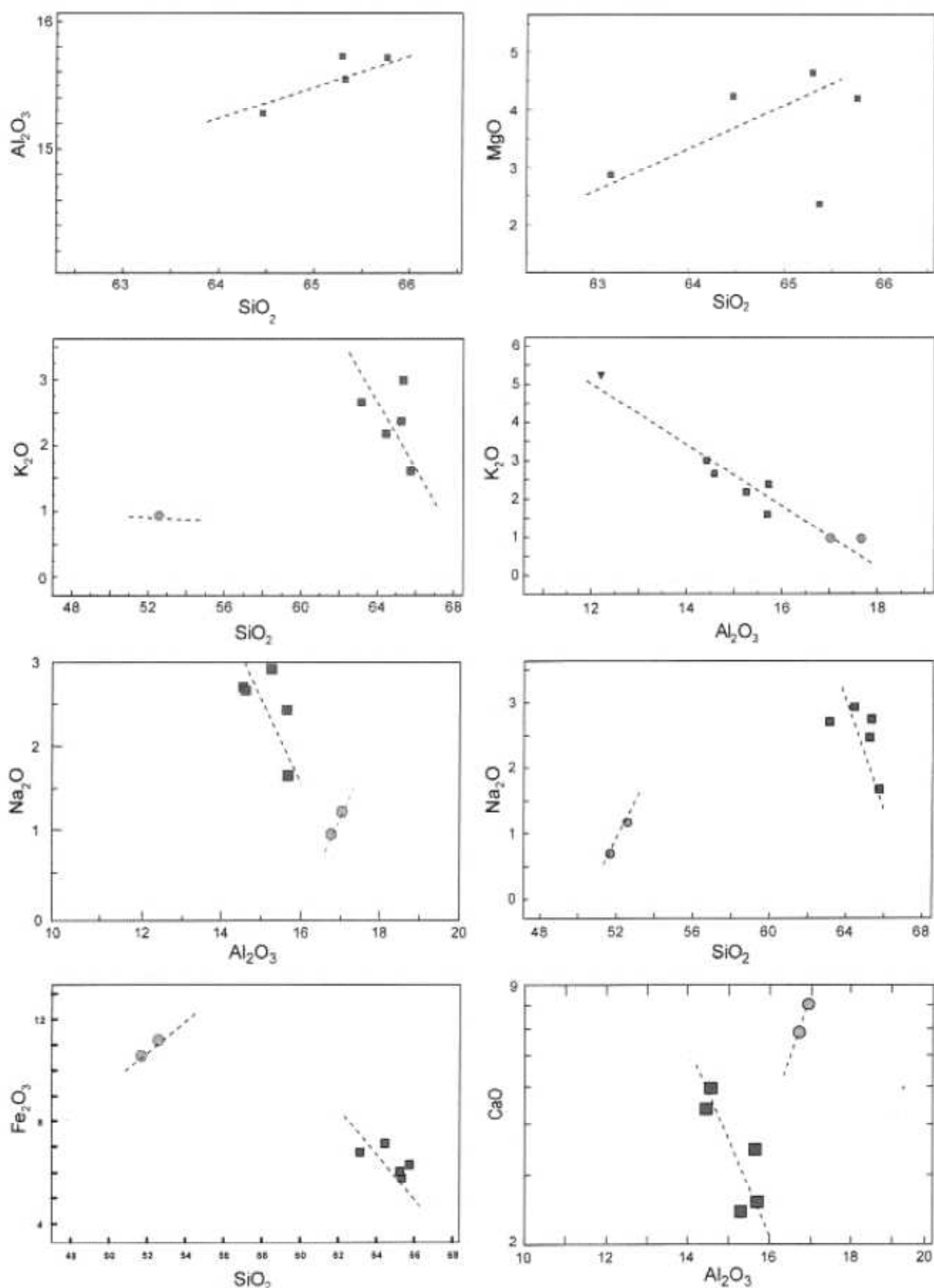


Figura 2: Diagramas de Harker para los ortogneises a ojos (triángulo), ortogneises a Bt y Bt-Opx (cuadrados) y las rocas máficas asociadas (círculos).

Figure 2: Harker Diagrams for the augen gneisses (triangle), Bt and Bt-Opx orthogneisses (squares) and the associated mafic rocks (circles).

Elementos trazas y Tierras Raras

En los ortogneises, el diagrama araña normalizado para composición media de corteza inferior (Weaver y Tarney 1984) muestra una anomalía negativa para elementos litófilos de gran radio iónico (LIL) pronunciada en particular para Sr y Ti (Fig. 3d). Las rocas máficas presentan: la primera (Ac133-b), una anomalía positiva de Ti, mientras que en la otra (Ac296) no se observa anomalía. El patrón de ETR normalizado para condritas (Sun y McDonough 1989)

muestra en los ortogneises con biotita y charnoquíticos un perfil de pendiente suave. Esto indica un decrecimiento moderado de Tierras Raras pesadas y no presenta más que una débil anomalía negativa de Eu (Figura 3e). Por otra parte, las rocas máficas (círculos) muestran dos perfiles contrastados, uno con anomalía de Eu positiva y la otra negativa (Figura 3f). Los ortogneises a ojos Centinela presentan un patrón de ETR contrastado, mostrando una fuerte

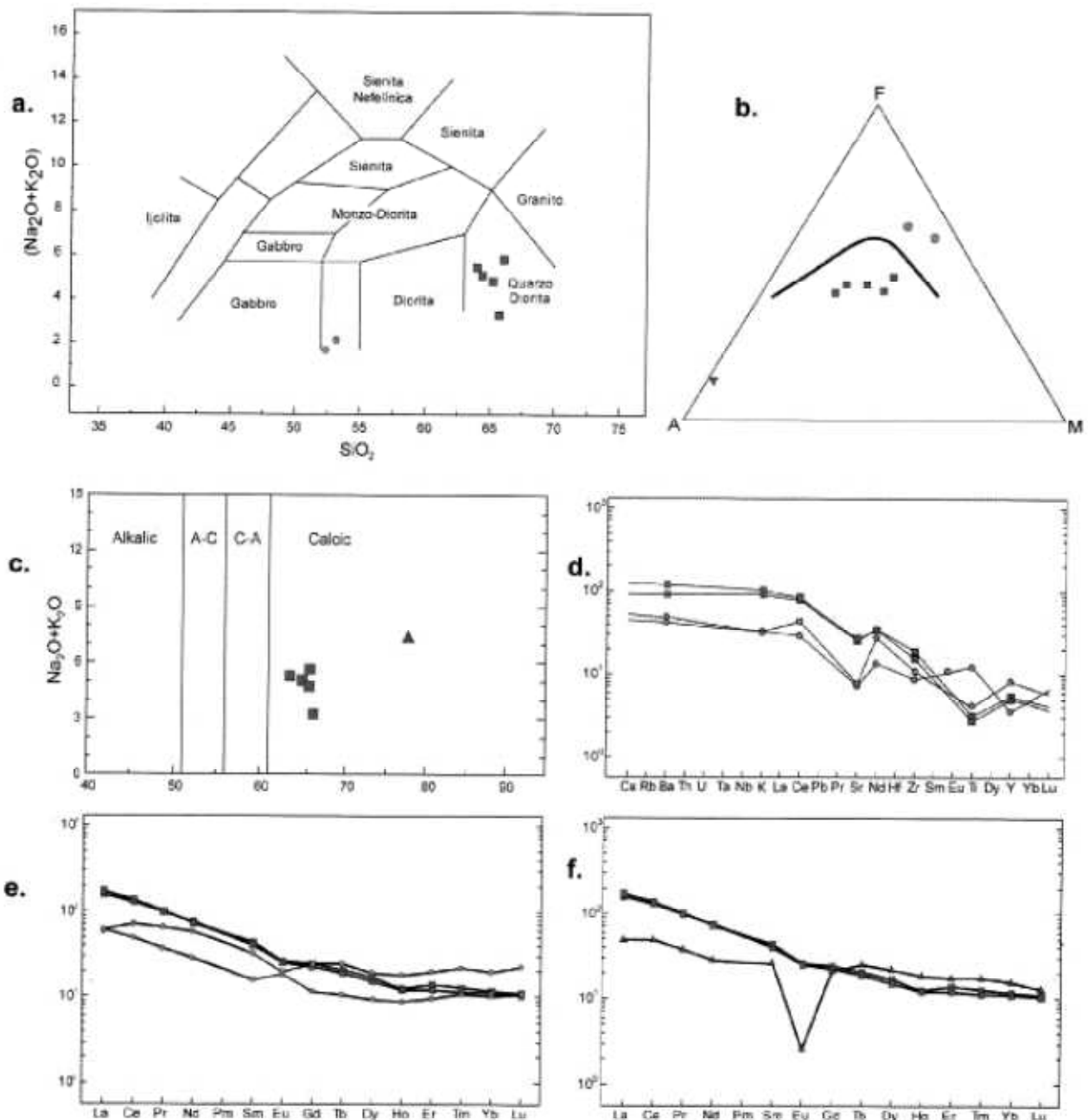


Figura 3: Diagramas discriminantes: a) TAS (Cox et al. 1979); b) AFM (Irvine y Baragar 1971); c) Alcalinidad (Peacock 1931); d) Diagrama araña (Weaver y Tarney 1984); e) y f) ETR normalizados para condritas (Sun y McDonough 1989)

Figure 3: Discriminator diagrams: a) TAS (Cox et al. 1979); b) AFM (Irvine and Baragar 1971); c) Alkalinity (Peacock 1931); d) Spidergram (Weaver and Tarney 1984); e) and f) Chondrite-normalized REE (Sun and McDonough 1989)

Discriminantes de ambiente geotectónico

Los ortogneises con Bt y Bt-Opx se agrupan en el campo de arco magmático de tipo sincolisional según el diagrama SiO_2 vs. $\text{FeO}_T / (\text{FeO}_T + \text{MgO})$ (Maniar y Piccoli 1989; Fig. 4a). Las rocas máficas también aparecen en el mismo campo. El diagrama Y vs. Nb (Pearce et al. 1984; Figura 4c) confirma el mismo ambiente pero en el diagrama $[\text{Y}+\text{Nb}]$ vs. Rb (Pearce et al. 1984; Figura 4d) muestra que solamente pertenecen a ese ambiente sincolisional los ortogneises a ojos Centinela. Mientras tanto, los ortogneises a Bt-Opx y las rocas máficas aparecen en

el campo VAG (granitos de arco volcánico sensu stricto).

Estos datos preliminares indican que la unidad Cerro Bori estaría formada esencialmente por tonalitas y cuarzo-dioritas de una suite calcoalcalina y metaluminosa representando un arco magmático continental de margen convergente. Restos de gabros o dioritas de una suite toleítica habrían sido incorporados durante el desarrollo de ese magmatismo. Posteriormente, todas las rocas descritas serían afectadas por el metamorfismo de alto grado.

	Ac104a*	Ac104b	Ac367	Dutra-10	Dutra-11	Dutra-12
SiO ₂ (%)	63,19	65,37	77,17	64,47	65,76	65,30
TiO ₂	0,63	0,55	0,11	0,92	0,96	0,60
Al ₂ O ₃	14,59	14,43	12,20	15,28	15,71	15,72
FeOT	6,74	5,75	1,64	6,83	6,03	5,72
MnO	0,12	0,11	0,02	0,11	0,12	0,03
MgO	2,86	2,35	0,11	4,12	4,20	4,62
CaO	4,95	4,40	0,31	2,40	3,49	2,56
Na ₂ O	2,69	2,74	2,21	2,93	1,67	2,46
K ₂ O	2,65	2,98	5,22	2,16	1,60	2,36
P ₂ O ₅	0,18	0,15	0,14	0,41	0,21	0,34
Cr ₂ O ₃	0,030	0,032	0,007	---	---	---
LOI	1,0	0,8	0,7	0,4	0,5	0,4
Total	99,68	99,68	99,87	100,03	100,25	100,11
Rb (ppm)	87,5	90,3	351,4	---	---	---
Sr	476,2	493,9	22,4	---	---	---
Ba	544	719	45	---	---	---
Zr	189,1	152,1	71,4	---	---	---
Y	21,7	19,9	31,6	---	---	---
Nb	12,0	11,6	8,5	---	---	---
Th	5,5	11,0	15,7	---	---	---
Ta	0,5	0,8	0,5	---	---	---
Hf	6,1	4,7	3,2	---	---	---
U	0,4	0,5	5,1	---	---	---
Cu	8,1	7,6	1,7	---	---	---
Ni	76,0	108,7	18,7	---	---	---
As	0,8	1,0	9,4	---	---	---
La	37,3	40,4	11,5	---	---	---
Ce	78,5	83,5	29,9	---	---	---
Pr	9,18	9,43	3,58	---	---	---
Nd	34,9	34,2	13,0	---	---	---
Sm	6,64	6,14	3,92	---	---	---
Eu	1,50	1,47	0,15	---	---	---
Gd	4,97	4,64	4,30	---	---	---
Tb	0,76	0,70	0,95	---	---	---
Dy	4,21	3,79	5,54	---	---	---
Ho	0,69	0,67	1,03	---	---	---
Er	2,26	1,94	2,83	---	---	---
Tm	0,32	0,29	0,44	---	---	---
Yb	1,97	1,87	2,63	---	---	---
Lu	0,28	0,26	0,32	---	---	---

Tabla 1: Datos litogeoquímicos de diferentes rocas del Complejo Cerro Olivo.
Table 1: Lithogeochemical data of different rocks from Cerro Olivo Complex.

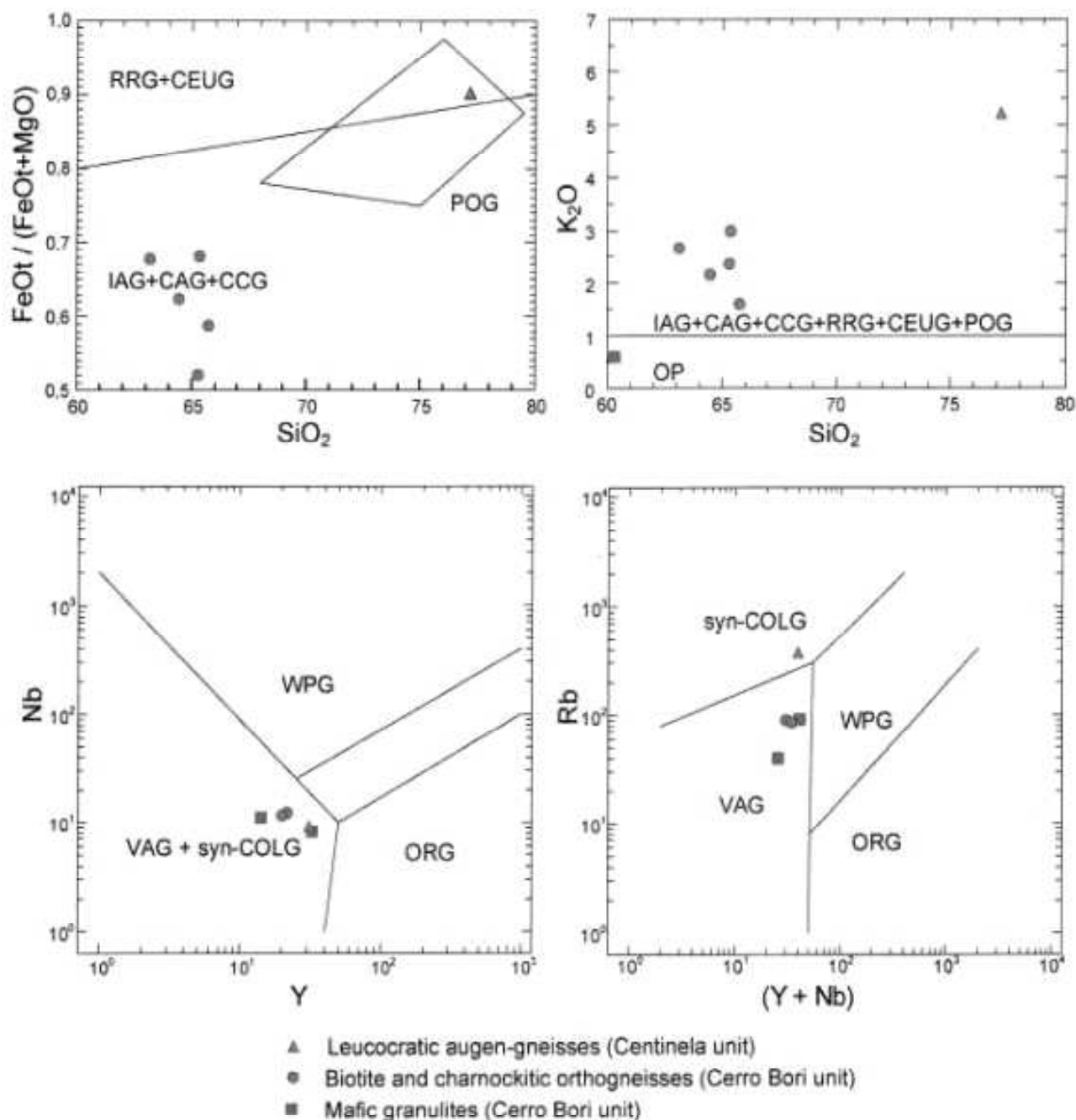


Figura 4: El diagrama de Maniar y Piccoli (1989) (a) separa los granitoides pos-orogénicos (POG; Centinela) de las tonalitas de arco magmático (VAG; Cerro Bori); Se diferencian de las rocas máficas por su contenido en K₂O (b); En el diagrama Y vs. Nb (c) no se distinguen pero sí en el diagrama (Y+Nb) vs. Rb [Pearce et al. 1984] (d).

Figure 4: The Maniar & Piccoli (1989) diagram (a) separates the post-orogenic Centinela granitoids from the Cerro Bori volcanic arc tonalites; They distinguish from the mafic rocks because of their K₂O contents (b); In the Y vs. Nb diagram (c) they do not separate but they do in the (Y+Nb) vs. Rb diagram [Pearce et al. 1984] (d).

QUÍMICA MINERAL

La química mineral permite determinar el grado de homogeneidad química de una roca metamórfica, parámetro que indica el grado de equilibrio químico alcanzado. En temperaturas extremas (>800°C) existen restricciones para conocer la evolución del

metamorfismo progrado debido a que la zonación química de soluciones sólidas puede estar afectada por la difusión en alta temperatura borrando parcial o totalmente la historia de cristalización del mineral (Harley 1989).

Mineral	Voltaje del haz de electrones (kV)	Flujo electrónico (nA)	Diámetro haz electrónico (μm)	Elementos analizados	Tiempo de excitación (ms)
Feldespatos	15	10	1	K, Ca, Fe	20
				Na, K, Mg, Al	30
Granate, Ilmenita	15	25	1	Ca, Mn, Fe	20
				Cr, Mg, Al, Si, Ti	30
Carbonatos	15	10	5	Ca, Mg, Mn, Fe, Sr	30
Piroxenos	15	10	5	Ca, Fe, Mn, Ti	20
				Na, Mg, Al, Si, Cr	30
Anfiboles	15	10	5	Cl, K, Mn, Ti, Fe	20
				Na, Si, Fe, Mg, Al, Cr	30
Micas	15	10	1	Cl, K, Mn, Ti, Fe	20
				Na, Si, Fe, Mg, Al, Cr	30

Tabla 2: Rutinas analíticas utilizadas por la microsonda electrónica Cameca SX-50, en el laboratorio del IG / UFRGS. –

Table 2: Analytical routines used by Cameca SX-50 electronic beam, at the IG / UFRGS laboratory

TAP	PET	LIF	TAP
-1F K α (CaF ₂)	-1Cl K α (Clap)	4Ti K α (TiO ₂)	3Na K α (Jade)
2Mg K α (MnHO)	1K K α (asbe)	2Fe K α (MnOH)	4Si K α (anor)
3Al K α (anor)	3Ca K α (anor)	---	2Sr L α (anor)
---	3Cr K α (Cr ₂ O)	---	---
---	2Mn K α (MnOH)	---	---

Tabla 3: Picos espectrométricos utilizados para el análisis de química mineral (Microsonda electrónica Cameca SX-50)

Table 3: Spectrometric peaks used for the mineral chemistry analysis (with the Cameca SX-50 electron-beam)

El equilibrio químico es una condición necesaria para validar la determinación termobarométrica. En particular, las texturas de reacción (e.g. coronas y symplectitas) se interpretan como típicas estructuras de desequilibrio textural y químico, en respuesta al cambio de las condiciones P-T. Sin embargo, para rocas granulíticas, las determinaciones no deben ser realizadas exclusivamente basándose en estas evidencias, debido a un conjunto de limitaciones bien conocidas (Vernon 1996).

Calibración de condiciones analíticas

Los datos de química mineral fueron obtenidos a través de la microsonda electrónica perteneciente al Laboratorio de petrología y geoquímica de la UFRGS (CPGq). Esta microsonda es del modelo CAMECA SX-50, equipada con cuatro espectrómetros de dispersión de longitud de onda (WDS) y cuatro cristales detectores de fuente sólida

de alta resolución (EDSS). El método micro-analítico empleado para todas las muestras fue WDS. Una corrección para los tenores de Fe³⁺ y H₂O de constitución e hidratación fue obtenida por tablas, utilizando el software incluido en la microsonda. Algunos minerales accesorios (e.g. epidoto, apatito, monacita) fueron detectados por el método microanalítico EDSS. La calibración fue realizada utilizando patrones minerales provistos por el propio laboratorio. Las rutinas analíticas para cada elemento, en cada fase mineral analizada (Tablas 2 y 3). La aceptación de los datos micro-analíticos por el método WDS se condicionó a la prueba estequiométrica, determinada por la fórmula estructural de cada mineral.

Selección y preparación de muestras

La química mineral se realizó en diferentes tipos de rocas máficas. Se determinó la moda de los

anfíboles, piroxenos, granate, biotita y opacos. La preparación preliminar de las muestras consistió en realizar fotomosaicos de las áreas de análisis, determinando las coordenadas de los objetivos minerales (Tabla 4).

Se analizaron 9 muestras de roca máfica, incluyendo: (i) Granulitas máficas magnesianas sin granate (i.e. Ac133c, Ac133g), (ii) granulitas máficas con granate (i.e. Ch43c, Ch43j, Ch45c, Ch45f), (iii)

anfíbolitas de alto grado (i.e. Ch43, Ve1), y (iv) ortogneises charnoquíticos con Opx-Bt (i.e. Ac315). Los minerales analizados por WDS fueron: (i) Granate, (ii) ortopiroxeno, (iii) clinopiroxeno, (iv) anfíbol; (v) biotita; (vi) plagioclasa, y (vii) ilmenita. Los diagramas de clasificación fueron realizados para cada familia de minerales analizados. Se utilizó la ayuda del software MINPET ver. 2.02 de Richard (1992).

Muestras	Or	Pl	Opx	Cpx	Hbl	Cm	Bt	Grt	Ilm
Ch43c		✓	✓		✓		✓	✓	✓
Ch43j		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓
Ch45c		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓
Ch45f		✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓
Ch43		✓	✓	✓	✓		✓		✓
Ve1		✓		✓	✓				✓
Ac133g		✓	✓		✓		✓		✓
Ac133c		✓	✓		✓	✓			✓
Ac315	✓	✓	✓				✓		✓

Tabla 4: Cuadro mineralógico comparativo para las muestras analizadas; abreviaturas de minerales según Kretz (1983).

Table 4: Mineralogical table comparing the analysed specimens; Mineral abbreviators following Kretz (1983).

RESULTADOS

Granate

Se tomaron 27 medidas en granates de las muestras Ch43c, Ch43j y Ch45c [ej. Anexo 1]. Aparecen dos tipos: (i) porfiroblastos ameboides casi sin inclusiones (Grt₁), y (ii) pequeñas muescas triangulares diminutas no analizables (Grt₂), posibles restos del consumo por reacción (Figura 5).

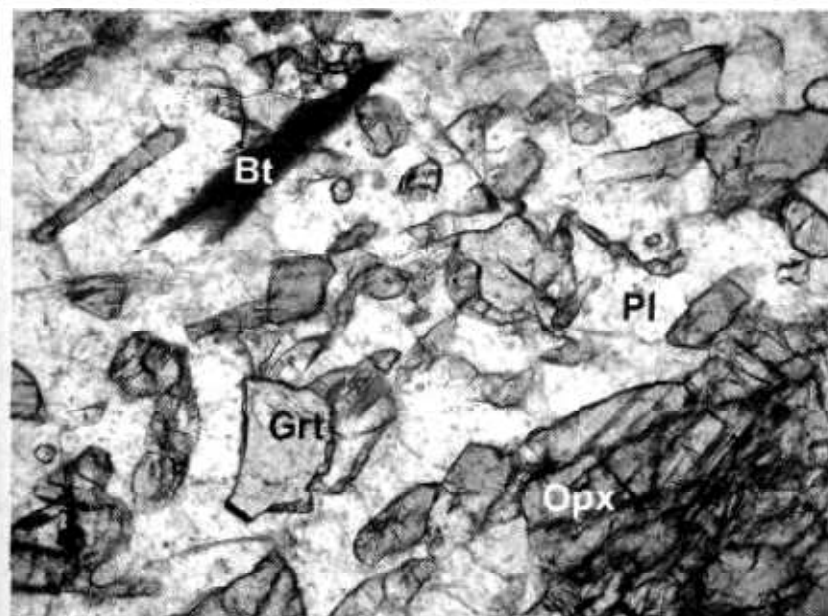
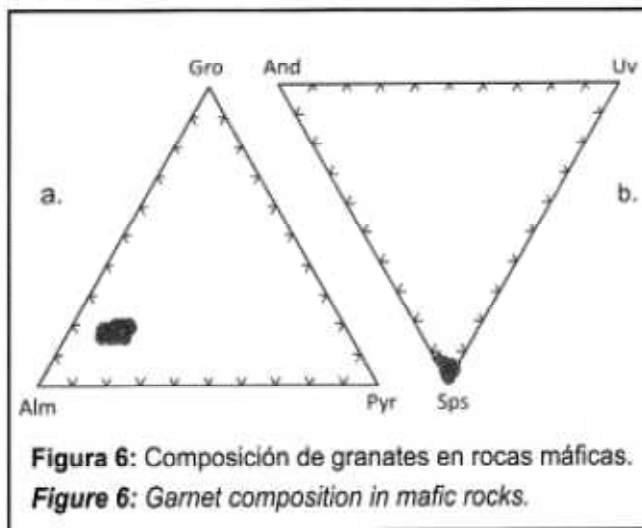


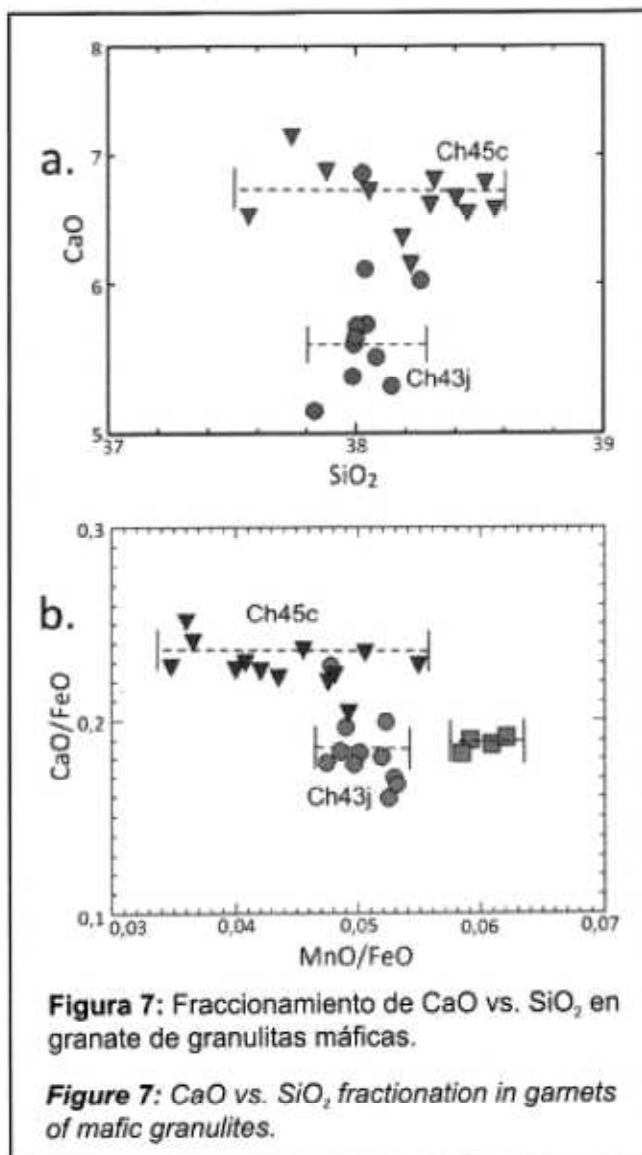
Figura 5: Pequeños granates, restos del consumo por reacción.

Figure 5: Minute garnets, remaining from the break-down reaction.

Los porfiroblastos (Grt₁) presentaron una fórmula Alm₆₀₋₇₁Pyp₉₋₁₈Grs₁₄₋₁₉ rica en almandino y espesartita (Figura 6).

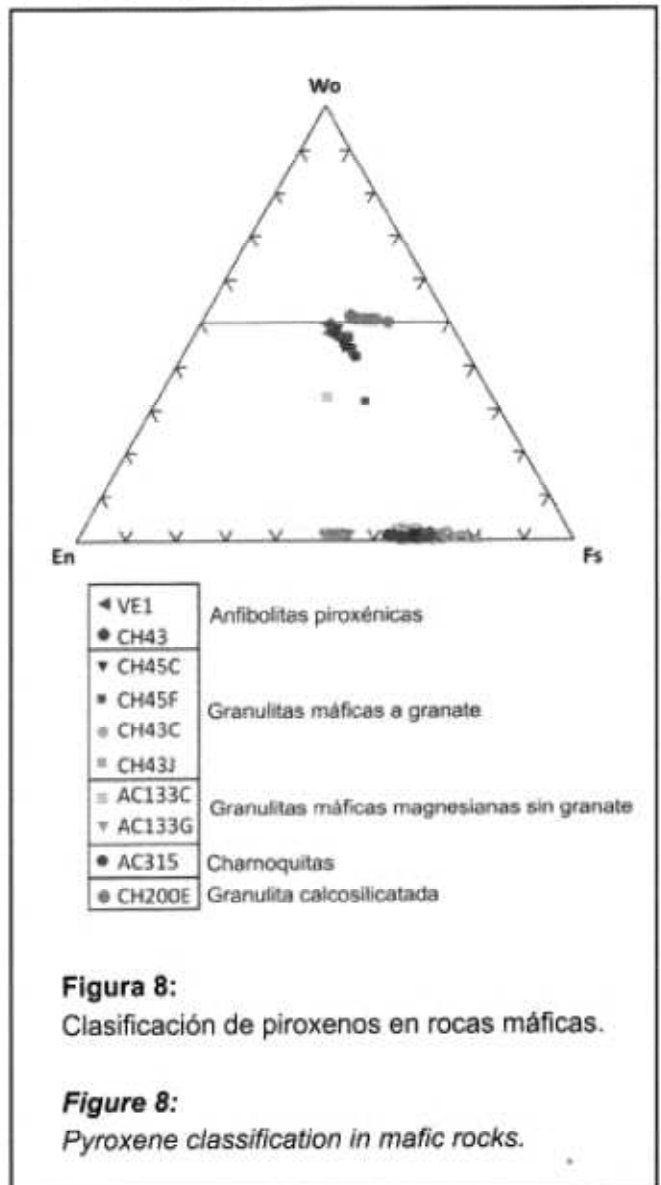


En el diagrama [CaO vs. SiO₂] (Figura 7) el fraccionamiento de CaO con la cristalización varía entre 7,3 y 5% de CaO, siendo compatible con la composición de metabasaltos en condiciones de alto grado metamórfico.



Ortopiroxeno

Se realizaron 57 medidas de Opx en 8 muestras (Anexo 1). El diagrama triangular MgSiO₃ – FeSiO₃ – CaSiO₃ (Figura 8) separa los orto de los clinopiroxenos. Los Opx se subdividen en dos grupos de composición: (i) Fs₆₀₋₈₀ tanto en granulitas máficas a Cpx (e.g. Ch43, Ch45f) como en charnoquitas (e.g. Ac315), y (ii) Hiperstena (Fs₆₀₋₈₀), únicamente en granulitas máficas magnesianas (i.e. Ac133g).



La granulita máfica a granate presenta Opx enriquecido en FeO, en muestras sin Cpx (i.e. Ch43j).

La única muestra con la asociación Opx + Cpx + Grt que fue analizada integralmente por microsonda es la Ch45c y desarrolla una corona de Opx alrededor de Cpx (Figura 9).

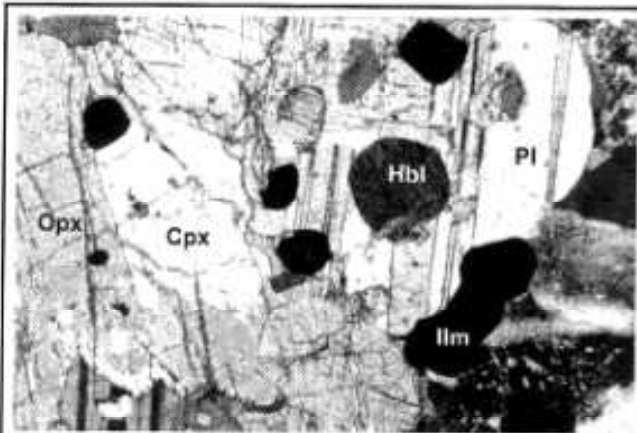


Figura 9: Corona de Opx alrededor del Cpx; inclusiones redondeadas de Hbl en Pl (muestra Ch45c).

Figure 9: Opx rim around Cpx; rounded inclusions of Hbl in Pl (Ch45c sample).

El diagrama TiO_2/Al_2O_3 vs. $MgO / (MgO+FeO)$ (Figura 10) muestra dos grupos de Opx: (i) bajo MgO en granulitas máficas a Grt, y (ii) alto MgO en granulitas máficas con hiperstena y sin granate. Los Opx de ortogneises charnoquíticos son ricos en hierro y se agrupan junto con las granulitas máficas con granate. Las venas de fusión parcial incongruente (Figura 11a) son a la vez empobrecidas en MgO y TiO_2 .

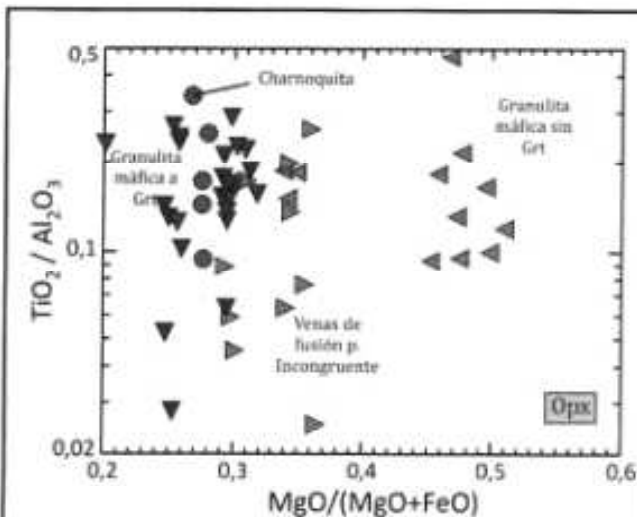


Figura 10: Variación de MgO y TiO_2 en Opx de diversas metabasitas.

Figure 10: MgO and TiO_2 trend in Opx from different metabasites.

Clinopiroxeno

Se analizaron 20 puntos de Cpx, en 4 granulitas máficas (i.e. Ch45f, Ch45c, Ac133g, Ch43; Anexo 1). El Cpx ocurre: (i) En la matriz de anfibolitas transicionales (Ve1; Figura 11a), (ii) en venas de fusión parcial incongruente de composición tonalítica

(Ch43; Figura 11b), (iii) en granulitas máficas con dos piroxenos y granate (Figura 9), y (iv) no es común en los ortogneises con Bt-Opx (i.e. Ac315). Las granulitas máficas sin granate (Ac133c, Ac133g) muestran la asociación Cpx – Opx con una variación composicional del Cpx dentro del campo de estabilidad de las augitas (Figura 11c).

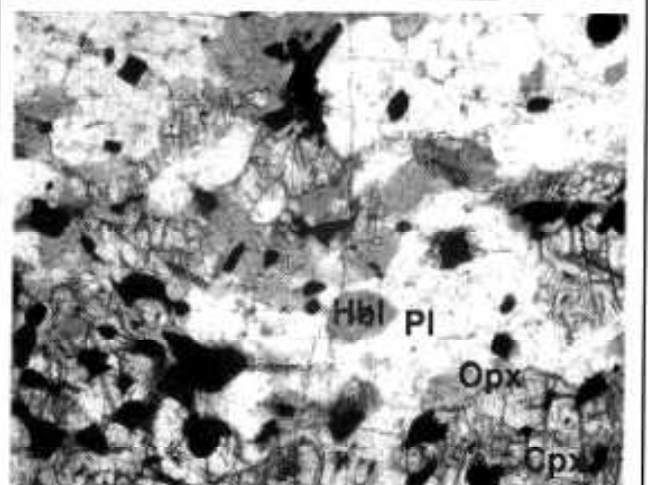
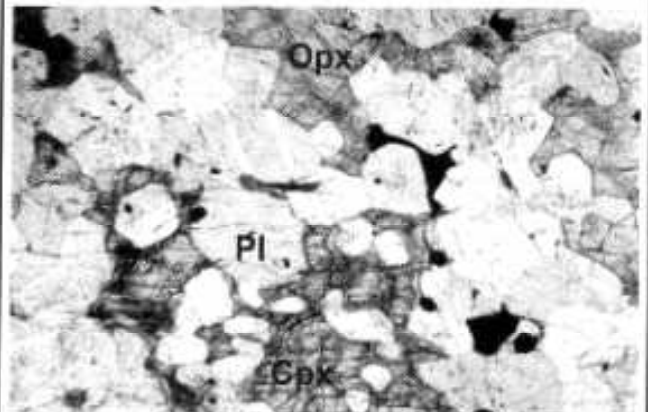
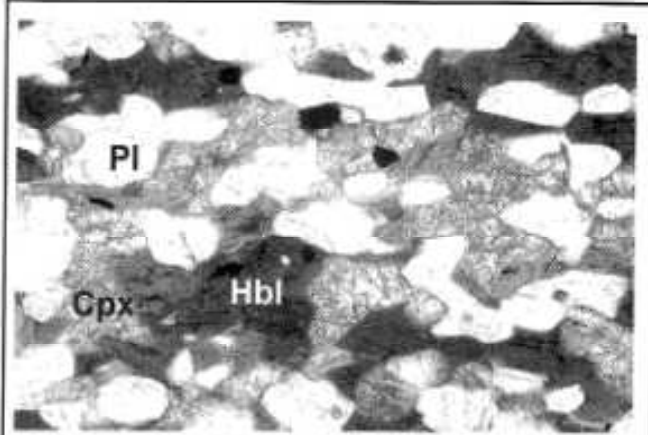


Figura 11: Clinopiroxeno en diversas rocas básicas:
a) anfibolita; b) vena tonalítica;
c) granulita máfica.

Figure 11: Clinopyroxene in different kinds of basic rock:
a) amphibolites; b) tonalitic vein;
c) mafic granulite.

En el diagrama $MgO / (MgO + FeO)$ vs. SiO_2 (Figura 12) se observa un enriquecimiento relativo de MgO en los piroxenos de las anfibolitas de grado medio y un empobrecimiento relativo en las granulitas máficas con granate (i.e. Ch45c y f).

El incremento de Al^{VI} es característico de piroxenos en condiciones de alto grado (cf. Aranovich & Berman 1997). Los Cpx situados en la vena de fusión parcial tonalítica registran bajos tenores de MgO (i.e. Ch43). Las muestras Ac133c y f indican un contenido de MgO superior a la media. Los Opx no agrupados (abajo a la derecha) podrían presentar la composición del Opx naciente en las simplectitas de anfibolitas.

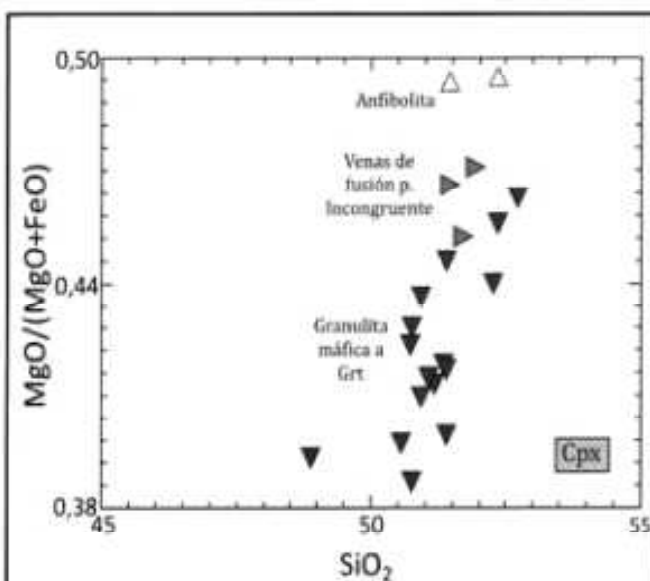


Figura 12: Variación de MgO en Cpx en diversas metabasitas.

Figure 12: MgO trend in Cpx from different metabasites.

Anfibol

Se obtuvieron 35 puntos de análisis en Ti-hornblenda marrón-verde oliva de seis muestras [Anexo 1]: (i) Anfibolitas piroxénicas (i.e. Ve1), (ii) anfibolitas transicionales (i.e. Ch43; Figura 13), (iii) inclusiones de anfíbol contenidas en porfiroblastos de las granulitas máficas de alta presión (i.e. Ch43c), y (iv) porfiroblastos de anfíbol en granulitas máficas de baja presión (i.e. Ac133g).

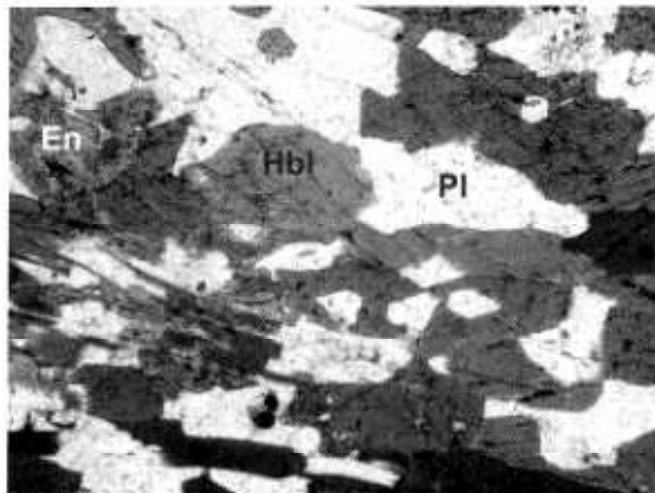


Figura 13: Anfibolitas transicionales mostrando simplectitas de reacción con orto-enstatita.

Figure 13: Transitional amphibolites showing reaction symplectite with ortho-enstatite.

La clasificación de los anfíboles para los análisis obtenidos en el diagrama $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ vs. $[Si^{IV}]$ muestra dos grupos de anfíbol: (i) magnesio-cummingtonítico, y (ii) hastingsítico (cf. Leake *et al.* 1997; Figura 14a). Los anfíboles hastingsíticos se agrupan en alto (Ch43), medio (Ve1, Ac133g) y bajo magnesio (Ch45g). Los anfíboles magnesio-cummingtoníticos ocurren en la única muestra analizada con dos tipos de anfíbol (Ac133g). El diagrama FeO vs. CaO (Figura 14b) muestra dos conjuntos de anfíboles, uno de alto FeO y otro de bajo FeO , para composiciones de CaO semejantes. Los anfíboles pobres en FeO provienen todos de la misma muestra magnesiánica (i.e. Ac133g).

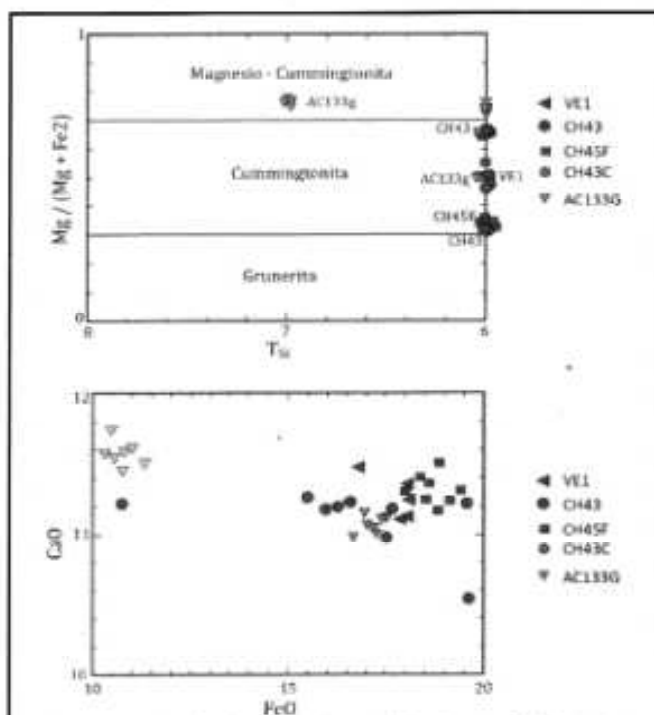


Figura 14: Química mineral de los anfíboles de rocas máficas.

Figure 14: Amphibole Mineral chemistry from mafic rocks.

El diagrama MgO vs. MnO / FeO (Figura 15) muestra una tendencia evolutiva de anfíboles y un ligero empobrecimiento del MgO. Este diagrama muestra la transición progradada entre anfíbolitas (Ve1), pasando por anfíbolitas con venas de fusión parcial incongruente (Ch43; transición anfíbolita - granulita) hasta francas granulitas máficas (Ch45c). En otro perfil, los anfíboles magnesio - cummingtoníticos (muestra Ac133g) presentan su propia tendencia evolutiva particular. Esta se interpreta como resultante de la diferencia en composición del protolito de la muestra Ac133g.

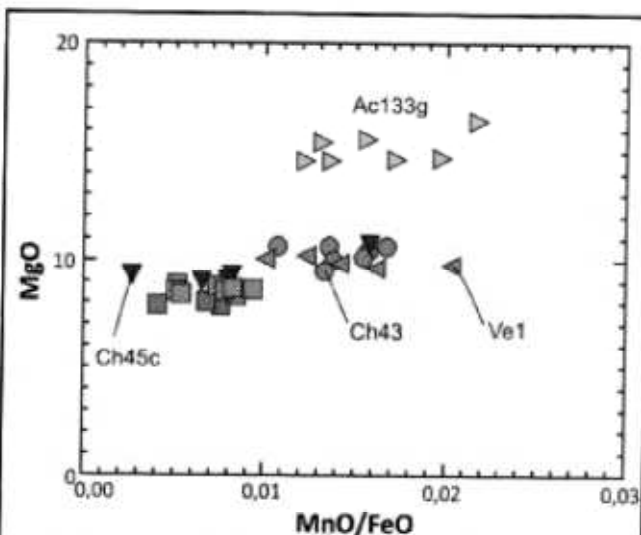


Figura 15: Discriminación de anfíboles magnesianos en muestra Ac133g.

Figure 15: Magnesium amphiboles discrimination in Ac133g sample.

La muestra Ac133g es la única proveniente de un *boudin* asociado a los ortogneises charnoquíticos. Las demás rocas máficas ocurren como cuerpos pequeños dentro de los paragneises migmatíticos. La reacción de quiebra progresiva del anfíbol para generar líquido incongruente, en el cual cristaliza ortopiroxeno en dendritas se puede observar en la muestra Ch43 (Figura 16).

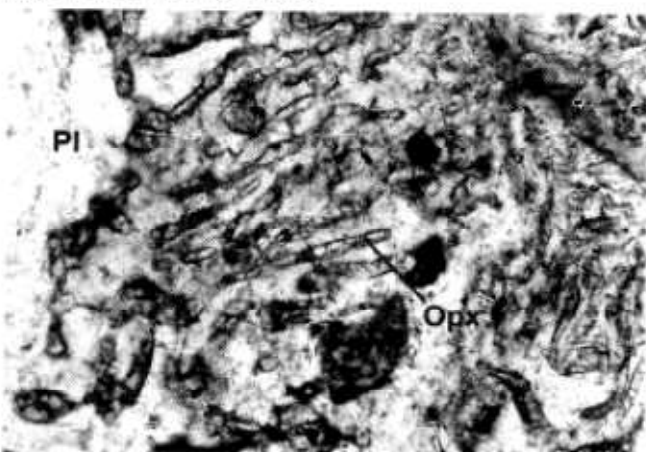


Figura 16: Simplectitas radiales con desarrollo dendrítico de enstatita.

Figure 16: Radial symplectite with development of enstatite dendrites.

Biotita

Entre 42 biotitas provenientes de 8 muestras [Anexo 1], se separan dos grupos composicionales de biotita: (i) bajo Al^{VI} (Figura 17a), y (ii) alto Al^{VI} (Figura 17b). En el primero, se agrupan las biotitas de granulitas máficas (*i.e.* Ch43c, Ch45c, Ch45f, Ac133g).

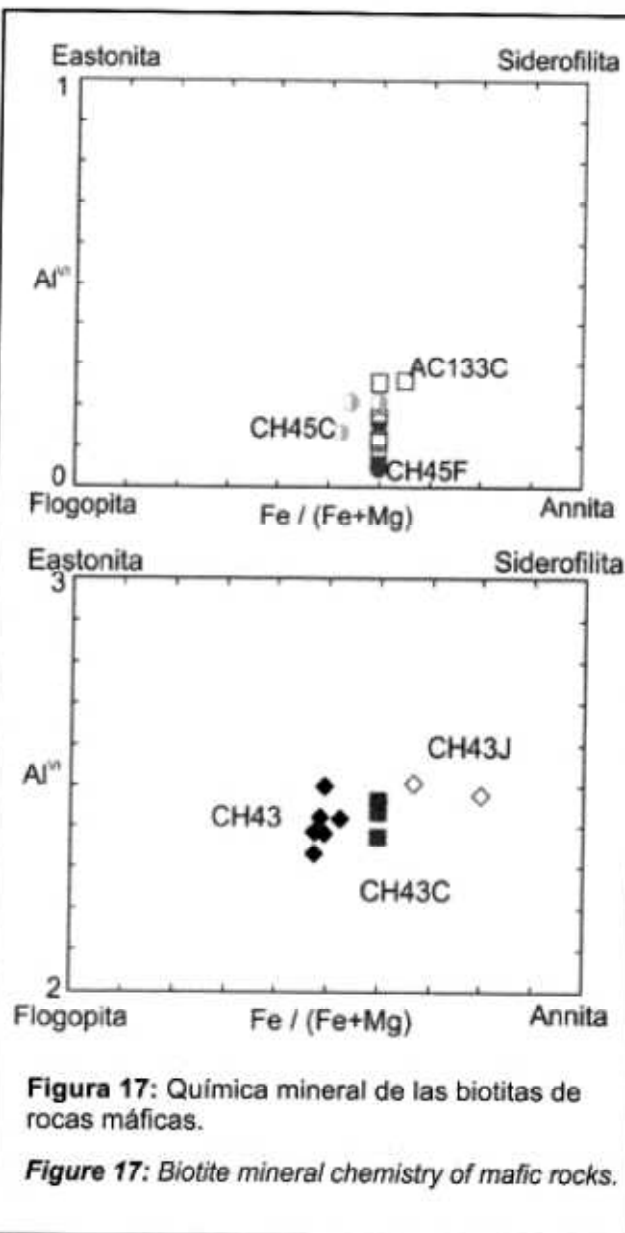


Figura 17: Química mineral de las biotitas de rocas máficas.

Figure 17: Biotite mineral chemistry of mafic rocks.

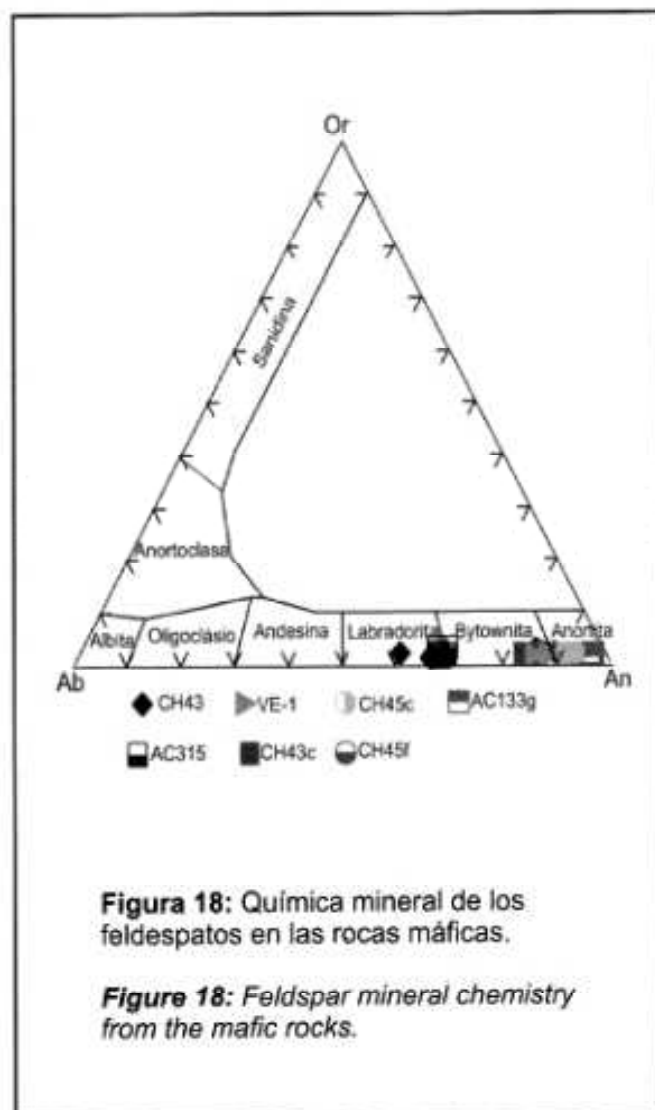
En el segundo, se agrupan biotitas de la anfíbolita Ch43 con venas de fusión parcial tonalítica. La composición de la biotita solo refleja el equilibrio metamórfico en su cierre térmico (granulita o anfíbolita).

El Al^{VI} muestra valores de entre 0 y 0,35 para biotitas de granulitas máficas (Bt_2) y valores de entre 1 y 2 para biotitas de anfíbolitas (Bt_1). Los valores más altos de sustitución diadójica en el radical de la fórmula se observan en biotitas de una granulita máfica a granate (*i.e.* Ch43j).

Plagioclasa

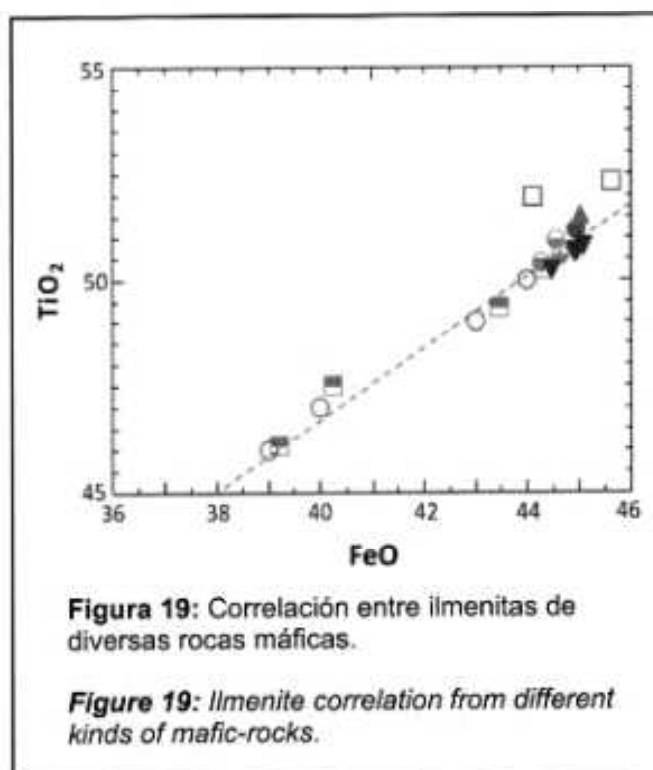
Se realizaron 46 puntos en plagioclasa de 8 de las muestras analizadas [ej. **Anexo 1**]. La plagioclasa fue el único feldespato observado en rocas máficas, salvo en los ortogneises charnoquíticos, en los que también ocurre microclina. El diagrama Ab-Or-An (**Figura 18**) muestra la distribución de valores. Los tenores An% varían según el tipo considerado. En granulitas máficas, la composición media es bytownítica (An_{70-95}).

La concentración de K_2O es baja (Or% entre 0,02 y 0,11). Dos series de cristalización pueden ser interpretadas, según la distribución en este diagrama: (i) una serie conteniendo An_{70} constante; (ii) otra serie con bytownita y anortita (An_{85-100}). La plagioclasa menos cálcica (An_{55}) aparece en el contacto entre una vena tonalítica y la anfibolita encajante (i.e. Ch43). Los ortogneises charnoquíticos contienen xenolitos de granulita máfica estirados, pero también poseen asociaciones minerales con biotita y ortopiroxeno. Presentan bajos tenores relativos de plagioclasa cálcica (An_{70}), aunque son coherentes con el tipo de roca. Las tasas más elevadas (An_{95}) aparecen en inclusiones de plagioclasa dentro de porfiroblastos de piroxeno (i.e. AC-133g).



Ilmenita

Se analizaron 14 granos de ilmenita repartidos en 8 muestras [ej. **Anexo 1**]. Las muestras corresponden a granulitas máficas con y sin granate, anfibolitas y gneises tonalíticos (i.e. Ac315). El diagrama TiO_2 vs. FeO presenta una correlación positiva y casi todas las ilmenitas se encuentran alineadas (**Figura 19**). La cantidad de TiO_2 varía entre 47,5 y 52,3%. Las ilmenitas más pobres en TiO_2 y FeO , presentan valores anormales de Al_2O_3 . Estas provienen de granulitas máficas a dos piroxenos. Las más magnesianas presentan un tenor de Al_2O_3 inversamente proporcional al tenor de FeO .



TERMOBAROMETRIA

Metodología

La termobarometría consiste en el cálculo de temperaturas y presiones de equilibrio, utilizando la dependencia de una reacción respecto de la constante de equilibrio en las condiciones de temperatura y presión (Spear 1993). Los geotermómetros son las reacciones más sensibles a la variación térmica (fuertes S, H), y menos sensibles a la variación bórica (débil V). Los geobarómetros, son lo contrario. La termobarometría se basa en el cálculo de la constante de equilibrio de esas reacciones. Los datos termodinámicos internamente consistentes (H, S, C_p e V) son proporcionados en tablas basadas en modelos experimentales (Holland y Powell 1998). El valor de la constante de equilibrio es calculado a partir de composiciones de los minerales en equilibrio presentes en la muestra. Una línea de equilibrio puede ser trazada en el diagrama P-T. La intersección entre dos de esas líneas permite definir un único par de

datos puntuales P y T de equilibrio, conocido como "punto invariante". Las reacciones pueden ser de tres tipos: (i) intercambio catiónico, (ii) *solvus* continuo, y (iii) equilibrio con transferencia de red.

En este trabajo, se obtuvieron los resultados con la ayuda del programa THERMOCALC v. 3.1 (Holland & Powell 1998) que utiliza las actividades químicas de los miembros finales de las asociaciones minerales en equilibrio, según la ecuación general de equilibrio. Las actividades fueron obtenidas por medio del programa AX (Holland & Powell 1998), que utiliza modelos propios de actividad para calcular datos termobarométricos simples.

Resultados

Los resultados termobarométricos se obtuvieron en granulitas máficas con y sin granate. La presencia de este mineral fue utilizada como diagnóstico primario de media / alta presión (De Waard 1965; Bohlen & Liotta 1986; Harley 1989). Los geotermómetros utilizados fueron: (i) el basado en el intercambio catiónico entre ortopiroxeno y clinopiroxeno (cf. Kretz 1982; Andersen *et al.* 1993), y (ii) el basado en el equilibrio de intercambio catiónico entre Opx y Cpx que interesa la solubilidad inversa de Al_2O_3 en el ortopiroxeno (cf. Wood & Banno, 1973; Bertrand *et al.* 1987; Gasparik, 1987).

Termómetro	Reacción	P (Kbar) Fija	4	5	6	7	8	9	10	stdT	stdP
Granate – biotita	ann + py = phl + alm	T (°C) Calculada	847	854	860	866	872	878	884	153	25
Granate – ortopiroxeno	2py + 3fs = 2alm + 3en	T (°C) Calculada	652	663	674	685	697	708	719	177	16
Granate – clinopiroxeno	2py + 3fs = 2alm + 3en	T (°C) Calculada	615	621	626	632	638	643	649	96	17
Barómetro	Reacción	T (°C) Fija	700	750	800	850	900	950	1000	StdT	Step
	2alm+gr+ 3q = 3an + 3fs	P (Kbar)	5.6	6.1	6.6	7.1	7.7	8.2	8.8	93	0.99
P y T medias – Método de intersección de múltiples reacciones											
$T_{MEDIA} = 733^{\circ}C$, stdT = 82 $P_{MEDIA} = 5.8$ Kbar, sd = 1.3											

Tabla 5: Datos termobarométricos calculados con el Programa THERMOCALC v. 3.1. (Holland & Powell 1998)

Table 5: Thermobarometric data calculated with THERMOCALC v. 3.1. (Holland & Powell 1998)

Alta presión

La asociación mineral de alta presión está representada por: $\text{Opx}_{\text{porf}} + \text{Cpx}_{\text{porf}} + \text{Pl}_{\text{And}} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Qtz}$, que es típica de granulitas ricas en Fe. Esta asociación es previa al metamorfismo regional (M_1), o sea pre- M_1 .

Con la deshidratación de la hornblenda, se produce la asociación $\text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Pl}$, a partir de un protolito basáltico típico (Spear 1993). La desaparición casi total de la Hbl puede deberse a la reacción de solvus continuo: $\text{Hbl} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$. Con esta reacción, las condiciones metamórficas de granulitas máficas a granate superarían fácilmente los 800°C (Bucher & Frey 1994). La presencia del granate indica condiciones de presión media a alta (Green & Ringwood 1967; Sen & Bhattacharya 1984; Bucher & Frey 1994).

Sin embargo, las bajas temperaturas relativas obtenidas con los geobarómetros $\text{Cpx} - \text{Grt}$ y $\text{Opx} - \text{Grt}$ (~670°-700°C) pueden ser atribuidas a: (i) la presencia de laminillas de exsolución en los porfiroblastos de piroxeno, que pueden generar errores grandes en el cálculo de la temperatura, y (ii) la difusión continua de Fe - Mg entre los granates y los piroxenos durante el inicio de trayectoria retrógrada. Las temperaturas obtenidas con el termómetro $\text{Grt} - \text{Bt}$ se aproximan más a los valores estimados por el análisis de asociaciones minerales (T~800-850°C para P~6-7.0 Kbar).

Baja presión

El metamorfismo M_1 está representado por la asociación mineral: $\text{Opx}_{\text{simplect}} + \text{Pl}_{\text{And}} + \text{Qtz} + \text{Spl}$. Sobre la asociación mineral de alta presión (pre- M_1), se desarrollan simplectitas en el contacto entre Cpx y Grt , resultado de la reacción: $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} = \text{Opx} + \text{Pl}$. Esa reacción ocurre en condiciones retrógradas, pudiendo indicar que la asociación mineral M_1 fue generada por disminución de presión por despresurización isotérmica (Harley 1989) o bien por un segundo metamorfismo de BP - AT superpuesto al metamorfismo pre- M_1 .

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La litogeoquímica de los ortogneises y metabasitas aquí estudiados permitió establecer la existencia pasada de un arco magmático situado en margen continental convergente y formado principalmente por tonalitas y granodioritas que fueron afectadas por un metamorfismo en facies granulita. Mientras que los ortogneises constituyen una suite calcoalcalina de arco magmático, las metabasitas derivarían de una suite toleítica adicional, sugiriendo que la misma se habría formado en un arco de islas donde ambos magmatismos suelen coexistir, previo al cierre definitivo del océano, argumento a favor de la existencia de una cuenca de trasarco.

La química mineral permitió identificar dos tipos de roca máfica de alto grado: (i) Una magnesiana, incluida en ortogneises grises con Bt y Opx-Bt (unidad Cerro Bori) que corresponde a estas toleitas de arco, y (ii) otra más férrica, asociada con paragneises migmatíticos. En la primera no aparece granate y el Opx es típicamente hipersténico. En la otra los ortopiroxenos son ricos en hierro y muestran almandino ya que provienen de condiciones de más alta presión, siendo posiblemente anteriores al emplazamiento de las tonalitas de arco magmático.

En baja presión, las granulitas más ricas en hierro presentan una asociación $\text{Hbl} + \text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl}$, estable luego de una despresurización isotérmica, que consumió parcial o totalmente los granates y produjo coronas de Opx alrededor del Cpx. Estas rocas alcanzaron $T > 850^\circ\text{C}$, dada la casi total ausencia de anfíbol.

Diferencias de composición iniciales en las metabasitas debido a series y edades diferentes para ambas rocas constituye una alternativa a la interpretación de un metamorfismo que fue afectando homogéneamente a los diferentes materiales que se habrían emplazado paulatinamente a través de la trayectoria P-T-t. Esta idea alternativa puede asumirse en ausencia de edades absolutas como una opción lógica para comprender la evolución de un margen activo con arco magmático.

Sin embargo, para cualquier hipótesis los datos de química mineral indican que hay que tener cuidado con: (i) la posición de la muestra (*in situ* o reequilibrada dentro de un magma en condiciones de P muy diferentes), (ii) la composición del protolito, más típico de un basalto o más magnesiano, (iii) el uso exclusivo de simplectitas y coronas para caracterizar una descompresión isotérmica, y (iv) el significado de las facies transicionales entre anfibolita y granulita, que no deben interpretarse necesariamente como el resultado de una zonación metamórfica.

El estudio petrológico permite postular el siguiente modelo de evolución tectónica (Cuadro VIII):

1. Un metamorfismo alta presión (pre-M₁) generó granulitas máficas, preservadas en restos parcialmente fundidos dentro de migmatitas y en xenolitos de granitoides post-metamórficos.
2. Un metamorfismo regional principal (M₁) de facies anfibolita superior y baja presión pasaría en transición documentada a facies granulita.
3. La transición entre facies anfibolita y granulita se evidencia por: (i) la inyección de venas de fusión parcial incongruente en anfibolitas, generando ortopiroxeno como fase sólida, (ii) Coronas y simplectitas radiales generando dendritas de Opx en anfibolitas transicionales, y (iii) La estabilidad de las asociaciones minerales con Opx en los ortogneises charnoquíticos.
4. El emplazamiento de las tonalitas Cerro Bori pudo ocurrir durante la transición entre el metamorfismo de alta y el de baja presión, siendo afectadas por este último.
5. Un evento tectónico transpresivo tardío se asoció a un metamorfismo local (M₂), retrogradando a las rocas de alto grado, a las facies anfibolita y esquistos verdes. Se localiza en zonas de alta deformación. Los esquistos verdes se desarrollan ya en condiciones muy someras, asociados al funcionamiento de las zonas de cizalla transcurrentes NE-SW.

El registro de condiciones de alta a media presión (10 – 11 Kbar) es inédito para la región. El metamorfismo de alto grado M₁ del complejo Cerro Olivo sugiere entonces una trayectoria P-T-t relativa horaria.

Las granulitas máficas muestran restos de texturas iniciales de grano muy grueso, tal vez magmáticas o de pico térmico, pero que fueron sustituidas parcial o totalmente por texturas formadas en un segundo evento de recrystalización en facies granulita (texturas simplectíticas intrincadas de menor tamaño de grano).

Las condiciones del metamorfismo M₁ debieron ser suficientes para producir reacciones con fusión parcial. Es probable un origen anatético para las granulitas máficas, las cuáles serían un producto residual de la fusión parcial incongruente de anfibolita (Fyfe 1973; White & Chappel 1977).

Por el momento existen más interrogantes que soluciones para responder a estas teorías, no siendo suficientes las evidencias planteadas hacia un único evento de metamorfismo regional.

El metamorfismo de AT-BP del complejo Cerro Olivo debió acompañar una descompresión por colapso orogénico, trayendo granulitas de alta presión, arrastradas desde la profundidad por el magma granítico Granodiorita Piriz), hacia condiciones más someras, durante la exhumación tectónica del terreno metamórfico.

Las condiciones P-T alcanzadas por las metabasitas para el primer evento metamórfico (M₁) son similares a las deducidas en metapelitas. La corteza continental habría alcanzado grandes espesores por efecto de la subducción neoproterozoica antes de ser exhumada.

Agradecimientos

Se agradece la ayuda financiera de CSIC Proyecto DT, el financiamiento de una pasantía por parte de PEDECIBA Geociencias y la beca parcial CNPq (Brasil) para la obtención de los datos de química mineral durante el Doctorado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSEN, D.J.; LINDSEY, D.H.; DAVIDSON, P.M. (1993) QUILF, a Pascal program to assess equilibria among Fe - Mg - Mn - Ti oxides, pyroxenes, olivine, quartz. **Computers and Geosciences**, 19(9), 1333-1350.
- ARANOVICH, L.Y.; BERMAN, R.G. (1997) A new garnet / orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ orthopyroxene. **American Mineralogist**, 82(3-4), 345-362.
- BERTRAND, P. ; SOTIN, C. ; GAULIER, J.-M.; MERCIER, J.-C. (1987) La solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène: Inversion globale des données expérimentales du système $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. **Bull. Société Géologique de France** (7), Paris, 8, 821-832.
- BHATTACHARYA, S.; KAR, R.; TEIXEIRA W.; BASEI, M. (2003) High temperature anatexis in a clockwise P-T-t path: isotopic evidence from a granulite-granitoid suite from the Eastern Ghats Belt, India. **Journal of the Geological Society of London**, 160, 39-46.
- BOHLEN, S.R.; LIOTTA, J.J. (1986) A barometer for garnet - amphibolites and garnet-granulites. **Journal of Petrology**, 27, 1025-1056.
- BUCHER, K.; FREY, M. (1994) **Petrogenesis of metamorphic rocks**. New York, Springer-Verlag, pp. 1-318.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. (1979) **Interpretation of Igneous Rocks**. London, Allen & Unwin.
- DE WAARD, D. (1965) The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondack Highlands. **Journal of Petrology**, 6, 165-191.
- DE WAARD, D. (1969) The occurrence of charnockite in the Adirondacks: A note on the origin and definition of charnockite. **American Journal of Science**, 267, 983-987.
- DROOP, G.T.R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. **Mineralogical Magazine**, 51, 431-437.
- FYFE, W.S. (1973) The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. **Philosophical Transactions Roy. Soc. London**, 273, 457-461.
- GASPARIK, T. (1987) Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. **Contributions to Mineralogy & Petrology**, 96, 357-370.
- GREEN, D.H.; RINGWOOD, A.E. (1967) An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. **Geochimica & Cosmochimica Acta**, 31, 767-833.
- HANSEN, B. (1981) The transition from pyroxene granulite facies to garnet clinopyroxene granulite facies: Experiments in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. **Contributions to Mineralogy & Petrology**, 76, 234-242.
- HARLEY, S.L. (1989) The origins of granulites: a metamorphic perspective. **Geological Magazine**, 126, 215-247.
- HOLLAND, T.J.B.; POWELL, R. (1998) An internally consistent thermo-dynamic data set for phases of petrological interest. **Journal of Metamorphic Geology**, 16, 309-343.
- HOLLOCHER, K. (1991) Prograde amphibole dehydration reactions during high-grade regional metamorphism. **American Mineralogist**, 76, 956-970.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, 8, 523-548.
- JONES K.A.; BROWN, M. (1990) High temperature clockwise P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. **Journal of Metamorphic Geology**, 8, 551-578.
- KRETZ, R. (1983) Symbols for rock - forming minerals. **American Mineralogist**, 68, 277-279.
- LEAKE, B.E. *et al.* (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Sub-committee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. **American Mineralogist**, 82, 1019-1037.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 101: 635-643. discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 101: 635-643.
- MASQUELIN, H. (2002) **Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico Cerro Olivo, SE do Uruguai**. Tese de Doutorado (PhD). CP/Geo-UFRGS, 2 tomos, 1: 1-227, 2: 1-117.
- MASQUELIN, H. (2004) Análisis estructural y revisión litoestratigráfica del Terreno Punta del Este. En: **Congreso Uruguayo de Geología**, 4, Oct. 2004, Montevideo. Actas (CD).
- MASQUELIN, H. (2009) Ortogneises charnoquíticos y granulitas máficas del Complejo Cerro Olivo, Basamento Proterozoico, SE del Escudo Uruguayo, Parte I: Geología. **Rev. Sociedad Uruguaya de Geología**, 15, 24-39.
- MASQUELIN, H.; GOMEZ RIFAS, C. (1998) Tectonic

- evolution of Neoproterozoic to early Palaeozoic units from Uruguay. **Zentralblatt für Geologie und Paläontologie**, Teil I, 1997(3-6), 681-699. Stuttgart.
- MASQUELIN, H.; NESSI, A.; PARIS, A. (2005) Rocas metapelíticas de la Suite Metamórfica Chafalote (SE del Escudo Uruguayo). **Rev. Sociedad Uruguaya de Geología**, 12, 57-72. Montevideo.
- MASQUELIN, H.; SILVA, A.; FERNANDES, L.A.D.; PORCHER, C.C. (2001) Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, basamento prebrasiliiano, Sudeste de Uruguay. En: **Congreso Latino-americano de Geología, Nov. 2001, Montevideo, 11**. Actas (CD) Nº 191.
- MASQUELIN, H.; TABÓ, F. (1990) Carta geológica escala 1:100.000, Hoja Chafalote (D26). DINAMIGE-UdelaR. Mapa y memoria, pp. 1-12.
- NEWTON, R.C. (1992) An overview of charnockite. **Precambrian Research**, 55, 399-405.
- PEACOCK, M.A. (1931) Classification of igneous rocks series. **Journal of Geology** 39, 65-7.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrology**, 25(4), 956-983.
- PRECIOZZI, F.; MASQUELIN, H.; SÁNCHEZ BETTUCCI, L. (Eds.) (1993) Geología de la porción Sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. En: **Simp. Intern. Neoproterozoico - Cámbrico Cuenca Del Plata, Abril 1993, La Paloma**. DINAMIGE – UdelaR. Guía Excursión, pp. 3-39.
- RICHARD, L. (1992) **Mineralogical and Petrological Data Processing System (MinPet)**.
- RIDLEY, J. (1992) On the origins and tectonic significance of the charnockite suite of the Archaean Limpopo Belt, Northern Marginal Zone, Zimbabwe. **Precambrian Research**, 55(1-4), 407-427.
- SEN, S.K.; BHATTACHARYA, A. (1984) An orthopyroxene - garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. **Contributions to Mineralogy & Petrology**, 88, 64-71.
- SPEAR, F.S. (1980) The gedrite – antophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. **American Mineralogist**, 65, 1103-1118.
- SPEAR, F.S. (1993) Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature- Time Paths. **Mineralogical Society of America**, Monograph. Washington, DC, pp. 1-799.
- THOMPSON, A.B. (2001) Clockwise P-T paths for crustal melting and H₂O recycling in granite source regions and migmatite terrains. **Lithos**, 56, 33-45.
- VERNON, R.H. (1996) Problems with inferring P-T-t path in low-P granulite facies rocks. **Journal of Metamorphic Geology**, 14, 143-153.
- WEAVER, B.L.; TARNEY, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, 310: 575-557.
- WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. **Tectonophysics**, 43, 7-22.
- WOOD, B.J.; BANNO, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. **Contributions to Mineralogy & Petrology**, 42, 109-124.
- YARDLEY, B.W.D. (1994) **Introdução à petrologia metamórfica**. Editora UnB, Brasília (trad. Português), pp. 1-340.

Recibido: 19 de julio de 2009.

Aceptado: 20 de diciembre de 2009.