

CRISTALIZACION FRACCIONADA Y CONTAMINACION CORTICAL EN EL BATOLITO PATAGONICO (43-46°S)

M. Barbieri*, E. Godoy**, M.J. Haller^o, D. Stanzione^{oo}, M.R. Ghiara^{oo} y C. Trudu*

Introducción

El núcleo de la Cordillera Patagónica está conformado por un batolito de naturaleza granítica, cuyo emplazamiento se produjo durante el Mesozoico tardío y el Terciario^{1, 2}.

Con el objeto de estudiar la composición y las variaciones petrológicas del batolito, se realizó un perfil compuesto de 140 km de longitud, transversal a la cordillera Patagónica, cuyo primer tramo comprende desde el océano Pacífico hasta las nacientes del río Cisnes, a lo largo de su valle. El segundo tramo comprende los valles de los ríos Tecka y Carrenleufú. Otras muestras del valle del Futaleufú complementan los datos aquí presentados. La figura 1 ilustra la distribución de los granitoides en la región y la ubicación de las unidades muestreadas.

Marco Geológico

La Cordillera Patagónica presenta una sucesión estratigráfica cuya unidad más antigua corresponde al basamento metamórfico, aflorante en diversos tramos de la costa pacífica. Su edad es asignada al Paleozoico. Por encima se halla un conjunto de volcanitas y volcanoclastitas de composición predominantemente ácida con términos andesíticos (Formación Ibáñez y equivalentes), cuya edad ha sido asignada al Jurásico Medio y Superior, aunque hay menciones que iniciarían esta sucesión en el Lías³; sobre esta unidad yace un

paquete epiclástico de origen marino, integrado por lutitas, calizas y areniscas, que señala la ingresión tithono-neocomiana en la región (Formación Coyhaique y equivalentes), por encima se encuentra una nueva sucesión volcanoclástica de edad cretácica (Formación Divisadero y equivalentes). La estratigrafía de la región se completa con depósitos intermontanos y efusivos terciarios, volcanitas y glaciogénicos cuaternarios.

El Batolito Patagónico

Las relaciones de campo y las características petrológicas del Batolito Patagónico, entre los 43-45°S, permiten identificar dos unidades plutónicas, las que para los efectos de esta descripción se denominan **Complejo Río Cisnes** y **Complejo Carrenleufú**. El primero comprende los granitoides aflorantes sobre el valle epónimo. Se trata de rocas cuya composición general corresponde al granito (*s.s.*), con términos diferenciados que alcanzan el intervalo de los granitos de feldespatos alcalinos (Fig. 2). El Complejo Carrenleufú agrupa los granitoides cuyos afloramientos se extienden sobre las márgenes de los ríos Tecka y Carrenleufú y en la margen norte del río Futaleufú, sobre el límite internacional argentino-chileno. Su composición comprende granodioritas, tonalitas y monzodioritas cuarzosas con abundante oligoclasa-andesina y feldespato alcalino intersticial, acompañados de escasa hornblenda y biotita (Fig. 2). En general, el grado de meteorización es mayor en Carrenleufú que en las plutonitas del río Cisnes.

Resultados y Discusiones

Los análisis de 21 muestras de rocas graníticas del Batolito Patagónico (entre los 43-45°S) permiten conformar un cuadro preliminar del quimismo de estas

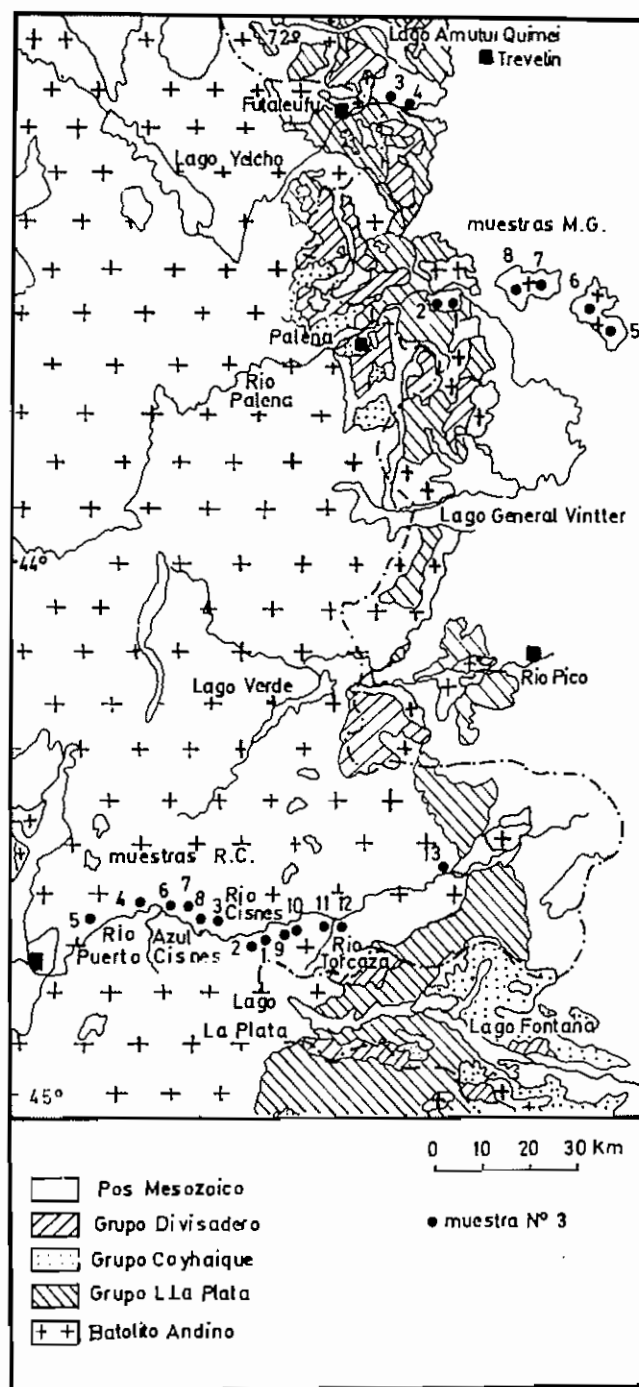
* Dipartimento Scienze della Terra, Università di Roma 'La Sapienza', Roma, Italia.

** Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

^o Centro Nacional Patagónico - CONICET y Universidad de la Patagonia.

^{oo} Dipartimento Scienze della Terra, Università di Napoli, Napoli, Italia.

plutonitas. Las rocas aflorantes en los valles de los ríos Futaleufú y Carrenleufú (sigla MG) presentan contenidos de SiO₂ comprendidos entre 54 y 70%, mientras que las rocas del complejo plutónico del río Cisnes (sigla RC) tienen valores comprendidos entre 64 y 77%. Estas rocas del tipo subalcalino (Fig. 3), con contenidos medio-altos en K₂O (Fig. 4), presentan una marcada afinidad calcoalcalina (Fig. 5, 6). Los valores de composición molecular Al₂O₃/CaO/Na₂O+K₂O comprendidos entre 0,9 y 1,2 indican un carácter moderadamente peraluminoso y tienen una correlación positiva con la sílice (Fig. 7). Estos caracteres podrían deberse a la cristalización de la hornblenda⁴. En el diagrama de Harker (Fig. 8) se grafican los contenidos de los elementos mayoritarios y trazas de las rocas de ambos grupos. Los contenidos en Al₂O₃, Fe₂O₃*, MgO, CaO y P₂O₅ disminuyen con bastante regularidad con el aumento de los contenidos en SiO₂; en los términos gábricos también se observa un débil enriquecimiento en Fe₂O₃*, MgO y P₂O₅. El comportamiento de los álcalis resulta muy disperso y podría deberse a un efecto producido por la contaminación y/o a procesos de alteración. En particular, las rocas del grupo RC muestran un leve incremento en Na, pasando de términos más fémcicos a granitos en los cuales no se aprecian variaciones significativas, mientras que los datos relativos al K son más dispersos. Las rocas del grupo MG presentan contenidos en K de correlación positiva con la sílice, mientras los valores del Na permanecen constantes. En algunos casos las muestras presentan gráficos lineares y continuos para los elementos traza, mientras que en otros resultan muy dispersos y en particular, las mayores dispersiones se verifican para los contenidos en SiO₂ mayores al 70%. El vanadio muestra una buena correlación negativa con la sílice para todas las muestras, mientras que Cr y Ni aumentan progresivamente hasta contenidos en sílice del 59% para luego disminuir regularmente hasta tenores de sílice del 72% y permanecer constantes en las rocas más silíceas. El Rb va aumentando en el grupo MG, aunque no es evidente un buen alineamiento entre los términos más fémcicos y aquellos más ácidos. Se puede reconocer un incremento general de Rb en rocas con contenidos en SiO₂ del 70% y una disminución para valores más altos de sílice. El



Ba aumenta en muestras notablemente ácidas (74,5% en SiO₂) lo que se evidencia en tres comportamientos de este elemento, dos de los cuales se caracterizan por una disminución diferenciada de Ba, asignable a la cristalización del feldespato potásico, y el tercero se identifica por un incremento continuo en Ba, probable-

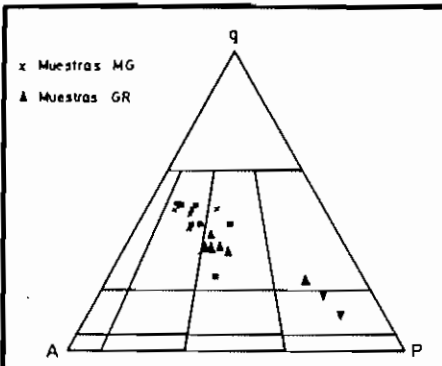


Fig. 2: Diagrama QAP de los granitoides de la cordillera Patagónica.

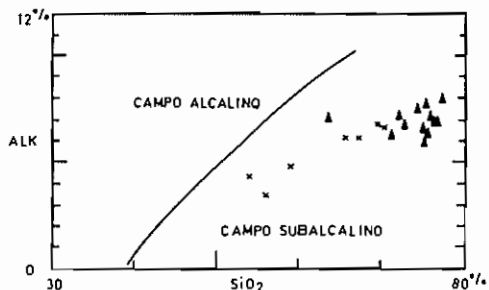


Fig. 3: Diagrama alcali-silíce de los batolitos Patagónicos. Divisiones según Irvine y Baragar (1971)

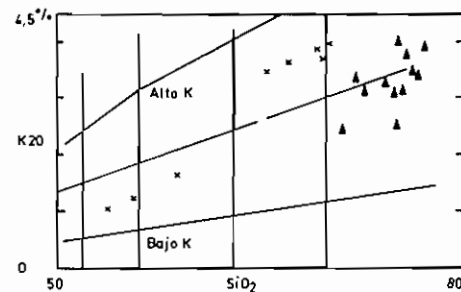


Fig. 4: Diagrama K20 vs. SiO2 para el batolito Patagónico. Divisiones según Peccerillo y Taylor (1976).

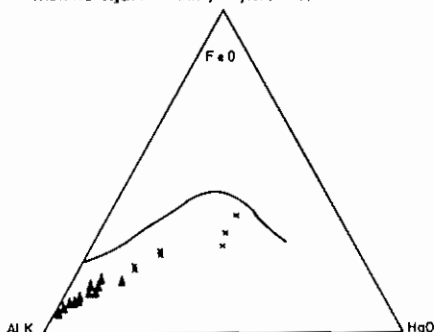


Fig. 5: Diagrama A FM para el batolito Patagónico

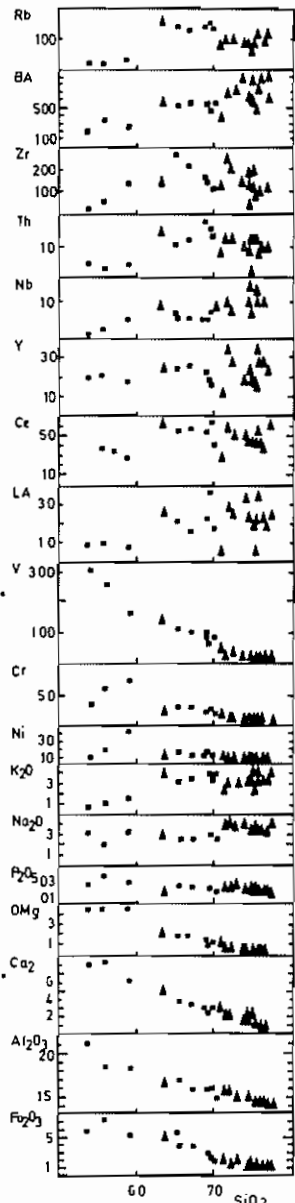


Fig. 7: Diagrama de Harker de los granitoides de la cordillera Patagónica.

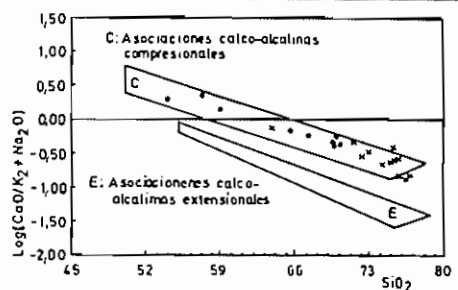


Fig. 6: Diagrama de la relación calco-alcalina de los granitoides del batolito Patagónico. (Brown, 1982/Wu y Kerrich, 1986).

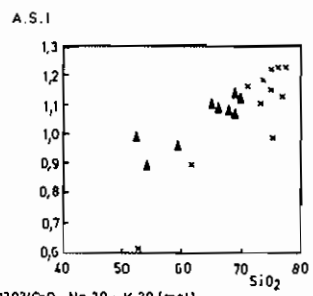


Fig. 7: A 1203/(CaO + Na2O + K2O) [mol] vs sílice. Las rectas dividen granitoides del tipo 1 del tipo 5. (Chappel y White, 1974).

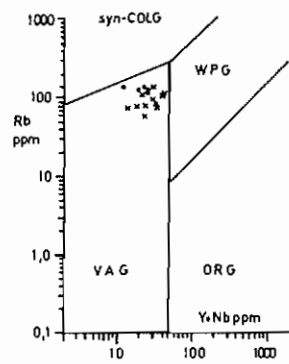


Fig. 9: Diagrama discriminante para granitoides de colisión, arco volcánico, intraplaca y dorsal oceánica. Según Pearce et al. 1984.

Dib. C. Cecilia F. CNP

mente causada por procesos locales de acumulación de feldespato potásico. El Zr muestra un enriquecimiento neto, pasando de contenidos de 24 ppm en rocas con SiO₂ del 54% a 265 ppm de Zr en rocas con el 66% de sílice, para disminuir rápidamente con tenores más altos de acidez; no es evidente ningún alineamiento entre los dos grupos de rocas, pues aunque las muestras RC resultan notablemente dispersas, es posible identificar trenes paralelos para los dos grupos de rocas. El Th presenta un comportamiento análogo, aunque con valores más dispersos. La disminución marcada de Zr y de Th podría deberse a la cristalización de minerales accesorios caracterizados por un coeficiente de participación cristal/líquido mucho mayor que la unidad⁵. Los contenidos en Nb, Y, La y Ce resultan dispersos, particularmente en el grupo RC y en partes se notan trenes no correlacionables entre los términos más fémcicos y aquéllos más ácidos. Tales variaciones podrían ser atribuidas a la presencia de facies accesorias o al hecho de que los granitoides representan en general los productos finales de una cámara magmática, en la cual se producen distintas mezclas de sólidos acumulados y de líquidos cristalizados.

Las muestras de composición intermedia y los granitos, ploteados en los diagramas discriminantes Y+Nb versus Rb (Fig. 11) e Y versus Nb, caen en el campo de los granitoides de arco volcánico⁶.

En general, el comportamiento de los elementos mayoritarios y trazas en los diagramas de Harker parecen ser compatibles con un proceso de cristalización fraccionada que involucra facies fémcicas y feldespáticas. La presencia contemporánea de procesos de asimilación (*latu sensu*) no modifica marcadamente los trenes de los elementos mayoritarios y traza. Para evaluar el rol desarrollado por los feldespatos, la mica y los anfíboles durante el proceso de cristalización fraccionada de las rocas granitoides, son importantes las variaciones de los contenidos en Rb, Sr y Ba⁷. Los comportamientos más bien dispersos de tales elementos, podrían deberse al control ejercido por los fluidos magmáticos sobre los elementos de gran radio iónico (LIL)⁸. La correlación negativa Rb-Sr en el grupo Mg indica cristalización de plagioclasa en el pasaje de los términos más fémcicos a los granodioríticos, con un

incremento del Rb de aproximadamente un factor cinco (Rb = 30-150) y una disminución en Sr de aproximadamente a la mitad. En el grupo RC, por el contrario, los términos más fémcicos tienen contenidos más altos en Rb que en Sr y en los sucesivos productos granodioríticos y graníticos hay una disminución de contenidos de un orden de magnitud para el Sr (406-40) y de la mitad para el Rb (150-60) respectivamente, imputables a la cristalización de plagioclasa y biotita. La relación Rb/Sr varía bastante regularmente con el contenido de Sr, aunque el intervalo de los valores es mucho menor (Mg: 0,04-0,6; EC: 0,3-1,7).

El diagrama de elementos traza muestra mecanismos de fraccionamiento de cristalización de plagioclasa⁷ similares para los dos grupos. Ba y Rb aumentan ambos hasta los contenidos en SiO₂ del 72%, debido, probablemente, a que sus componentes no son suficientes para producir coeficientes de partición cristal/líquido más altos que la unidad. Las relaciones K/Rb y K/Ba no muestran variaciones particulares en todo el intervalo composicional, evidenciando el rol subordinado de la biotita y del feldespato potásico en el proceso de cristalización. Mientras que las relaciones Ba/Sr varían con regularidad, presentando un comportamiento coherente con la cristalización de plagioclasa; los valores constantes en el intervalo de sílice 65-75% indican cristalización de biotita.

Conclusiones

- Las plutonitas de este sector del Batolito Patagónico, tienen afinidad calco-alcalina y caracteres moderadamente peraluminosos, variando de gabros a granitos.
- Las plutonitas presentan características de los granitoides de arco volcánico.
- El proceso de cristalización es controlado, principalmente, por el fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda, y en las rocas más evolucionadas, también por biotita y feldespato potásico.
- Los trenes dispersos de los elementos de gran radio iónico (LIL) y la presencia de muestras con características geoquímicas decididamente anómalas, evidencian la importante influencia de fluidos magmáticos y de los minerales accesorios durante la cristalización.

Agradecimientos

La presente es una contribución al PCGI No. 249 «Magmatismo Andino y su Emplazamiento Tectónico». El CONICET, en CIUNPAT y en CNRS contribuyeron a financiar aspectos parciales de este estudio.

Referencias

1. Niemeyer, H.; Skarmeta, J.; Fuenzalida, R.; Espinoza, W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 60-61.
2. Haller, M.J.; Lapido, O.R. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 35, No. 2, p. 230-247. Buenos Aires.
3. Haller, M.J.; Lapido, O.R. 1982. The Jurassic-Cretaceous Volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth Science Reviews*, No. 18, p. 395-410.
4. Cawthorn, R.G.; Brown, P.A. 1976. A model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. *Journal of Geology*, No. 84, p. 467-476.
5. Fourcade, S.; Allegre, C.J. 1981. Trace elements behavior in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrenees, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 76, p. 177-195.
6. Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Trindle, A.J. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 25, p. 956-983.
7. Hanson, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 38, p. 26-43.
8. Neiva, A.N.R.; Neiva, J.M.C.; Parry, S.J. 1987. Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra de Estrela, Central Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 51, p. 439-454.