

Geología e interpretación petrológica de los granitos y pegmatitas de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina

Alejandro J. TOSELLI^{1,2}, Juana N. ROSSI² y Miguel A. S. BASEI³

Resumen: *GEOLOGIA E INTERPRETACION PETROLOGICA DE LOS GRANITOS Y PEGMATITAS DE LA SIERRA DE MAZÁN, LA RIOJA, ARGENTINA.* La sierra de Mazán se ubica al NE de la sierra de Velasco y al SO de la sierra de Ambato en el ámbito de las sierras Pampeanas Noroccidentales. Fallas regionales cenozoicas controlan la elongación N-S de la sierra y producen su basculamiento al oeste. Está formada por un basamento de edad cámbrica de bajo grado metamórfico, de afloramientos muy restringidos, conocido como Formación La Cébila, en el que intruye el granito porfirítico cordierítico tipo S, fuertemente peraluminoso, de edad ordovícica, que constituye la mayor parte de la sierra de Mazán. En íntima asociación con el granito cordierítico se desarrollan dos fases félsicas tardías con afloramientos más restringidos: un leucogranito equigranular peraluminoso, que contiene vetas mineralizadas de cuarzo con casiterita y wolframita, y una fase pegmatítica bandeada, estéril, en la que alternan capas con megacristales de microclino perítico, turmalina, cuarzo y moscovita, con capas equigranulares graníticas, ricas en albita y pobres en microclino, con cuarzo, moscovita y turmalina. En este nivel, las texturas gráficas y symplectíticas son muy comunes.

Todo el conjunto granítico muestra estrechas relaciones geológicas y por la continuidad de la deformación plástica que los afecta, se infiere que los eventos intrusivos son ordovícicos y están temporalmente poco separados entre sí.

Abstract: *GEOLOGIC AND PETROLOGIC INTERPRETATION OF GRANITES AND PEGMATITES OF SIERRA DE MAZÁN, LA RIOJA, ARGENTINA.* The Sierra de Mazán is located in Northern Sierras Pampeanas, nearby the Sierra de Velasco and the Sierra de Ambato. The Sierra is tilted to the west by Cenozoic regional faults, which control the NS elongation. A low metamorphic basement is represented by the Cambrian La Cébila Formation which is intruded by Lower Ordovician, strongly peraluminous S-type porphyritic cordierite-bearing granite, that makes up most of the Sierra de Mazán. Two minor felsic phases are close related with the S-type granite: The one is an equigranular peraluminous leucogranite that contains mineralized quartz veins with cassiterite and wolframite, known as La Quebrada Granite. The other barren felsic phase shows a textural layering defined by alternating bands of pegmatite, composed of megacrysts of perthite-microcline. Quartz, muscovite, minor albita and tourmaline, make up the remainder of the coarse layer. An alternated medium-grained layer, display an equigranular texture composed of quartz, albita, muscovite, scarce microcline and tourmaline. Graphic and symplectitic textures are common in this layer.

The cordierite-granite and its two felsic phases display plastic deformation, and are genetically interpreted as synchronous and continuous during the Ordovician times.

The magmatic history of different granitic phases is interpreted following these steps: 1) An S-type granitic melt originated deep in the crust by incongruent partial melting of fluid – absent aluminous greywackes. These conditions allowed the rise and crystallization of magma and its location at shallow levels. 2) The remaining melt after the principal crystallization consisted of a felsic silicate melt with some S and W complexes. 3) The water rich last melt produced a layered barren pegmatite rich in boron.

The geochemistry of the different stages from the cordierite granite to pegmatite phases suggest, an evolution by fractional crystallization of cordierite granite, where the major oxide elements Fe, Mg, and Ca decrease while the SiO₂ increases. Ba, Sr, Zr and Ti trace elements are strongly depleted in the pegmatitic melt.

The fractionation of zircon, monazite and apatite produced REE depletion and a strong negative Eu anomaly in the residual pegmatitic melt, in equilibrium with a boron-rich aqueous phase. This process produced the tetrad effect displayed by the REE patterns.

^{1,2} CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán.

E-mail: ajtoselli@yahoo.com.ar

³ Instituto de Geociencias. Universidade de São Paulo, Rua do Lago. São Paulo. Brasil. E-mail: baseimas@spider.usp.br

La historia magmática de las diferentes fases graníticas pudo desarrollarse según las siguientes etapas: 1) el magma granítico “tipo-S” se debe haber originado profundamente en la corteza, por fusión parcial incongruente de grauvacas aluminosas, en ausencia de fluidos. Estas condiciones permitieron el ascenso del magma y su emplazamiento en niveles someros. 2) El residuo remanente, después de la cristalización principal consistió en una fase silicática félsica con algunos complejos de Sn y W, que resultó en la fase granítica mineralizada. 3) El último fundido, rico en agua y boro produjo la pegmatita bandeada estéril.

La geoquímica de las distintas fases, desde máficas en el granito cordierítico, terminando en fases félsicas y desarrollo de pegmatitas, sugiere una evolución por cristalización fraccionada del granito porfiróide cordierítico, en el que los óxidos de elementos mayores: Fe, Mg y Ca disminuyen, con el aumento en SiO₂ y de igual forma, los elementos trazas Ba, Sr, Zr y Ti sufren una disminución notable en las pegmatitas.

El fraccionamiento de circón, monacita y apatita produjo empobrecimiento de las Tierras Raras del fundido félsico residual pegmatítico, que ha debido estar en equilibrio con una fase acuosa rica en boro, que se manifiesta por el marcado efecto tetradra en las Tierras Raras, la fuerte anomalía negativa del Eu.

Key words: Sierra de Mazán. Ordovician magmatism. Cordierite-bearing granites. Felsic phases. Layered pegmatites.

Palabras clave: Sierra de Mazán. Magmatismo ordovícico. Granitos cordieríticos. Fases félsicas. Pegmatitas bandeadas.

Introducción, ubicación y antecedentes

En la Zona Batolítica Central de las Sierras Pampeanas afloran granitos porfíricos fuertemente peraluminosos, de tamaño batolítico, que contienen cordierita y biotita, intruídos durante el Ordovícico inferior. Ejemplos de ellos se encuentran en la sierra de Capillitas, en las quebradas de Amanao y El Cura (Rossi *et al.*, 2002). Otros afloramientos de granitos cordieríticos corresponden a los stocks del Señor de la Peña y de la Quebrada Aberastain (Rossi *et al.*, 2005).

La sierra de Mazán se desarrolla entre los paralelos 28°35' y 28°56' de latitud S y los meridianos de 66°25' y 66°39' de longitud O, estando ubicada entre el NE de la sierra de Velasco y el SO de la sierra de Ambato en la provincia de La Rioja (figura 1).

El primer trabajo de investigación geológico y petrográfico de detalle sobre la Sierra de Mazán fue realizado por Keidel y Schiller (1913). Estos autores reconocieron un intrusivo arealmente dominante al que llamaron “el granito antiguo”, constituido por megacristales de microclino en una matriz gruesa compuesta por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, moscovita y cordierita, la cual fue identificada por primera vez en granitos de nuestro país y reconocieron también la presencia de abundantes enclaves meta-sedimentarios. Observaron asimismo, la deformación del granito en ciertas zonas, con formación de “gneises de ojos” (milonitas) y una alteración que afecta gran parte del granito impartándole una coloración marrón rojiza.

Según Keidel y Schiller (1913) un “granito joven” irrumpe en el “antiguo” englobándolo en fragmentos aislados o atravesándolo como diques y apófisis. Consiste en un granito equigranular, formado por microclino predominante, cuarzo, plagioclasa, moscovita y menor cantidad de biotita, que es mucho más fresco que el “antiguo”, del cual se distingue por su coloración clara y aspecto félsico. Keidel y Schiller (1913) asociaron genéticamente los filones de cuarzo con casiterita y wolframita, con estos granitos. Los trabajos posteriores se dedicaron esencialmente al estudio de los yacimientos y su importancia económica (Schalamuk *et al.*, 1989; Fogliata y Avila, 1997; Fogliata *et al.*, 1998; Fogliata, 2000).

Últimamente, se prestó atención al desarrollo y origen de las pegmatitas bandeadas que constituyen la fase félsica del complejo granitoide (Rossi y Toselli, 2010).

El propósito de este trabajo es contribuir al esclarecimiento del origen y evolución magmática de este sistema granítico-pegmatítico, interpretando los datos geológicos y geoquímicos

obtenidos, usando nuevas dataciones radimétricas y con ello poder inferir una conexión genética entre ambos granitos, tratando de demostrar que la generación y evolución de las pegmatitas se habría realizado por diferenciación del granito cordierítico.

Geología

La sierra de Mazán constituye un cordón alargado en dirección NNE-SSO, con relaciones axiales ancho-largo $>1:5$. Litológicamente está constituida por afloramientos restringidos de un basamento metamórfico de bajo grado correspondiente a la Formación La Cébila, en la que intruyen los “Granitos Antigo y más Joven”, que a su vez están afectados por fajas de deformación, que dan lugar al desarrollo de foliaciones y de zonas miloníticas (figura 1).

La morfología de la sierra está controlada esencialmente por fallas cenozoicas inversas, que se desarrollan sobre el flanco oriental, que sufre marcado levantamiento, con dirección aproximada N-S y que origina una suave pendiente hacia el oeste que sumerge a la sierra debajo de los sedimentos modernos, durante la orogenia Andina. Asimismo se observan fracturas menos notables de dirección E-O a NO-SE, con desplazamiento de rumbo, que configuran algunos accidentes geográficos importantes tales como la quebrada de Mazán, o la que se desarrolla a lo largo de la quebrada del Araucito, aprovechando la discontinuidad litológica producida entre el granito y la faja milonitizada (figura 1).

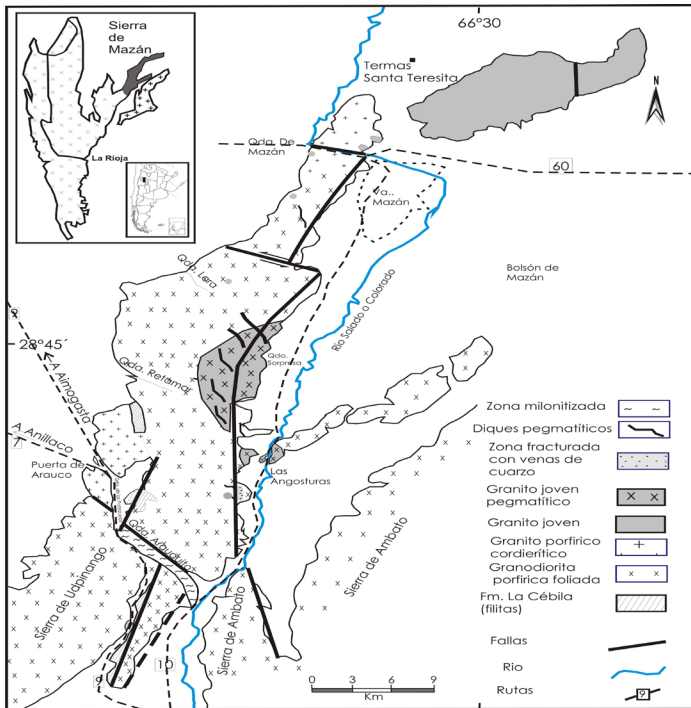


Figura 1. Mapa geológico de la sierra de Mazán, sobre la base de Toselli *et al.* (1991, 2007), Fogliata (2000), Lazo (2007), con modificaciones propias de los autores. / **Figure 1.** Geological sketch of the Sierra de Mazán after Toselli *et al.* (1991, 2007), Fogliata (2000), Lazo (2007), and modifications from the authors.

Formación La Cébila

Las rocas metamórficas corresponden a la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951; Espizúa y Caminos, 1979) encontrándose la localidad tipo en la quebrada homónima en el límite entre las provincias de La Rioja y Catamarca, en la sierra de Ambato. Los afloramientos, en la sierra de Mazán son escasos y están restringidos a pequeños sectores en el oeste de la sierra, tanto al norte de la Puerta de Arauco, como hacia el sur, constituyendo una delgada faja a lo largo de aproximadamente 12 km y con un espesor que no sobrepasa el centenar de metros (figura 2). Se presentan en contacto tectónico con los granitos, o bien como bloques aislados en su interior.

Las rocas son esencialmente flitas, originadas a partir de pelitas y grauvacas, de color gris oscuro a verdoso, con fuerte cataclasis, producto de la tectónica andina. Los minerales presentes corresponden a biotita, moscovita, clorita, feldespatos, cuarzo y opacos, que permiten su asignación a la Facies Esquistos Verdes. No se han observado fenómenos de metamorfismo de contacto, como el desarrollo de corneanas o de texturas moteadas.

La edad de esta formación, si bien hoy es todavía materia de debate, es atribuida por Höckenreiner (1998) al Cámbrico medio – superior y que en base a la geología y a la litología, la homologa con el Grupo Mesón. Posteriormente, el análisis de los zircones detríticos realizados por Finney *et al.* (2003) habría corroborado esta edad. Verdecchia (2009) atribuye a la Fm. La Cébila una edad ordovícica en base al hallazgo de fauna de braquiópodos del género *Fynnonia*, en una localidad situada varios km al norte de la Quebrada la Cébila, en las estribaciones de la Sierra de Ambato. Aquí, consideramos a esta formación como de edad cámbrica superior por las consideraciones expresadas por Höckenreiner (1998).



Figura 2/3. Afloramientos de Formación La Cébila, a la vera de la ruta provincial 9. / **Figure 2/3.** Outcrops of La Cébila Formation along the 9th Province Road. **A-** Foto del Granito Porfírico cordierítico. **B-** Foto Granito La Quebrada. Quebrada de Mazán. / **A-** Porphyritic cordierite-bearing granite. **B-** La Quebrada granite. Location: Quebrada de Mazán.

Granito porfiroide cordierítico (GPC)

Está constituido por granodioritas y monzogranitos, con textura porfídica foliada a masiva y conforma la mayor parte de los afloramientos de la sierra, desde la quebrada de Mazán hasta más al sur de La Angostura y en la rama orográfica que partiendo de La Angostura se desarrolla hacia el NE. Asimismo en el sur de la sierra, continúa en la sierra de Udpinango y en la sierra de Ambato (figura 1).

Las edades K/Ar determinadas por Linares y González (1990) dieron resultados entre 420 y 453 Ma. Actualmente, se cuenta con una determinación U-Pb SHRIMP en circón, de 484,2 +/-3,1 Ma, medido en muestras tomadas sobre la ruta Provincial No.10 (28° 43' 31" S; 66° 34' 31" W, Pankhurst *et al.*, 2000) que se considera la edad más ajustada de la cristalización del granito.

Las rocas en general son de grano grueso, con alteración caolínica-sericitica y con tonalidades variables desde rojizas a gris verdosas. La fábrica porfídica está definida por fenocristales de microclino perítico, con inclusiones de biotita, que resaltan en una matriz de grano mediano constituida por plagioclasa (oligoclasa básica, An 24), cuarzo y microclino, con biotita, cordierita, turmalina, escasa moscovita y rara andalucita. Zircón, monacita y apatita son accesorios comunes.

En la zona de La Angostura, el granito porfídico cordierítico (GPC) es de grano más grueso y con megacristales de microclino de menor tamaño que en la quebrada de Mazán. La cordierita localmente forma cristales prismáticos pseudo-hexagonales de 2 a 3 cm y su cantidad, parece variar inversamente con el contenido de biotita (figura 3A).

En estos granitos, se encuentran enclaves que se sistematizan en tres grupos según su composición y texturas: A) microgranulares, constituidos por cuarzo, plagioclasa y menores cantidades de microclino y biotita, con turmalina esporádica. B) microgranulares finos y ligeramente esquistosos, formados esencialmente por cuarzo, plagioclasa y biotita. Los enclaves A y B se interpretan de origen ígneo. C) granoblásticos a porfidoblásticos, de origen metasedimentario, que además de cuarzo, plagioclasa y biotita contienen microclino perítico, cordierita, andalucita y fibrolita. No es raro encontrar nódulos de hasta 10 cm de largo, de cordierita poiquiloblástica que contiene microclino, biotita, cuarzo, con prismas y agujas de sillimanita.

Mineralogía del Granito porfiroide cordierítico (GPC)

Las composiciones de los minerales componentes del GPC fueron realizadas con una Microsonda Camebak-Cameca SX 50 del Laboratorio Central del Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania. Las condiciones de operación fueron: potencial de aceleración de 15,0 Kv, con corriente de 15 nA y conteo de 8 s, utilizándose para las correcciones de rutina el programa ZAF. Las fórmulas estructurales de los minerales se calcularon usando el programa MINCALC de ese laboratorio.

Las composiciones minerales determinadas corresponden a cordierita, feldespatos (plagioclasa, microclino), biotita, moscovita e ilmenita.

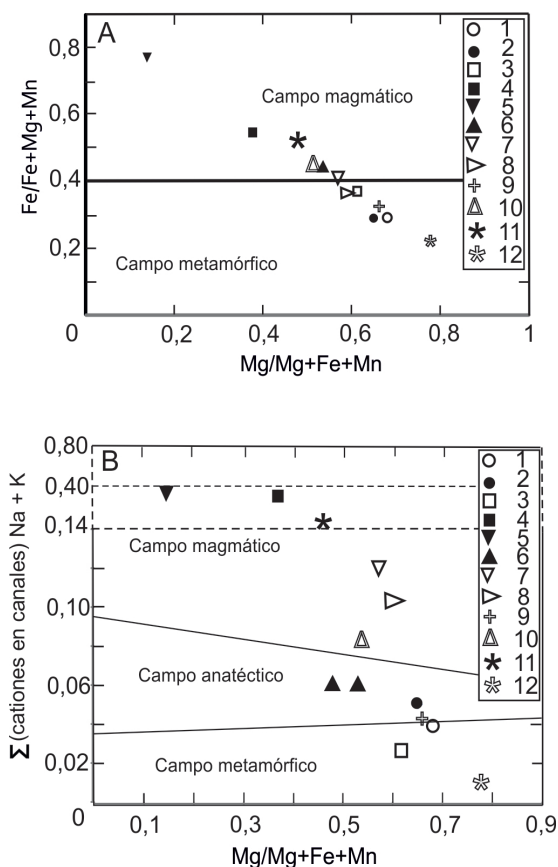


Figura 4. A: Diagramas de las relaciones molares promedio de $(Fe/Fe+Mg+Mn)$ vs. $(Mg/(Mg+Fe+Mn))$ de las cordieritas del granito porfiróide y de otros orígenes, que se proyectan en el campo composicional entre 0,40 y 0,60, típico de las cordieritas de origen magmático. Los valores inferiores a 0,40 corresponden a cordieritas de origen metamórfico (Schreyer, 1965; Clarke, 1981, 1995). **B:** $(Na + K)$ versus XMg . (Pereira y Bea 1994). Un número mayor de cordieritas se proyectan en el campo magmático. Símbolos: 1 Tuani, metamórfico; 2 Tuani, granito (Dalhquist *et al.* 2005); 3 Corneana La Puerta (Rossi y Toselli, 2004); 4 Pegmatita El Peñón (Gordillo *et al.* 1985); 5 Pegmatita (Villaseca y Barbero, 1994); 6 Enclave, Mazán (Rossi y Toselli, 2006); 7 Granito Señor de la Peña (Rossi y Toselli, 2006); 8 Granito Capillitas (datos inéditos); 9 Granito Pampa La Viuda (inédito); 10 Granito Mazán (Rossi y Toselli, 2006); 11 y 12 Granulita Comechingones (Otamendi *et al.* 2001). *Figure 4. A: Mean molar ratios $(Fe/Fe+Mg+Mn)$ vs. $(Mg/(Mg+Fe+Mn))$ of the granite cordierites and other origins, plot in a compositional field between 0.4 and 0.6, typical of cordierites of a magmatic origin; lower values than 0.4 belong to cordierites of metamorphic sources (Schreyer 1965; Clarke 1981, 1995). B: $(Na + K)$ versus XMg . This diagram shows that many more cordierites plot in a magmatic field (modified after Pereira and Bea 1994). Symbols: 1 Tuani, metamorphic basement; 2 Tuani, granite (Dalhquist *et al.* 2005); 3 La Puerta hornfels (Rossi y Toselli, 2004); 4 El Peñón pegmatite (Gordillo *et al.* 1985); 5 Pegmatite (Villaseca and Barbero, 1994); 6 Mazán enclave (Rossi y Toselli, 2006); 7 Señor de la Peña granite (Rossi y Toselli, 2006); 8 Capillitas granite (unpublished data); 9 Pampa La Viuda granite (unpublished); 10 Mazán granite (Rossi y Toselli, 2006); 11 y 12 Comechingones granulite (Otamendi *et al.* 2001).*

Cordierita

Los análisis químicos y fórmulas estructurales de ocho cordieritas seleccionadas del granito y dos de enclaves metamórficos en el mismo, se muestran en la tabla 1. El Fe se deter

| 5854 | 5 | 14 | 15 | 21 | 28 | 34 | 37 | 42 | 6691 | 6702 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45,80 | 46,70 | 46,07 | 46,42 | 47,19 | 46,91 | 46,90 | 46,71 | 45,26 | 46,14 |
| Al ₂ O ₃ | 31,53 | 31,84 | 31,56 | 31,77 | 32,14 | 32,22 | 32,23 | 31,98 | 31,17 | 31,83 |
| TiO ₂ | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,0 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| FeO | 10,26 | 9,54 | 9,54 | 10,79 | 9,21 | 9,87 | 9,75 | 9,69 | 10,05 | 11,53 |
| ZnO | 0,03 | 0,08 | 0,04 | 0,19 | 0,03 | 0,0 | 0,0 | 0,15 | 0,05 | 0,05 |
| MnO | 0,40 | 0,33 | 0,32 | 0,49 | 0,56 | 0,48 | 0,61 | 0,59 | 0,38 | 0,27 |
| MgO | 6,28 | 6,89 | 6,98 | 6,14 | 7,31 | 6,80 | 7,11 | 6,76 | 6,77 | 6,03 |
| CaO | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0,32 | 0,48 | 0,34 | 0,33 | 0,39 | 0,35 | 0,38 | 0,42 | 0,26 | 0,30 |
| K ₂ O | 0,37 | 0,05 | 0,0 | 0,02 | 0,02 | 0,16 | 0,0 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| BaO | 0,08 | 0,0 | 0,02 | 0,12 | 0,0 | 0,0 | 0,07 | 0,04 | 0,0 | 0,02 |
| Suma | 95,12 | 95,97 | 94,93 | 96,35 | 96,93 | 96,84 | 96,84 | 96,36 | 94,91 | 96,41 |
| Si | 4,96 | 4,98 | 4,97 | 4,97 | 4,97 | 4,97 | 4,96 | 4,97 | 4,94 | 4,95 |
| Al | 4,02 | 4,00 | 4,01 | 4,01 | 3,99 | 4,02 | 4,02 | 4,01 | 4,02 | 4,02 |
| Sum1 | 8,98 | 8,98 | 8,98 | 8,98 | 8,96 | 8,99 | 8,98 | 8,98 | 8,96 | 8,97 |
| Ti | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0 |
| Fe | 0,93 | 0,85 | 0,86 | 0,97 | 0,81 | 0,87 | 0,86 | 0,86 | 0,92 | 1,03 |
| Mn | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,02 |
| Mg | 1,01 | 1,09 | 1,12 | 0,98 | 1,15 | 1,07 | 1,09 | 1,07 | 1,10 | 0,96 |
| Zn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0 |
| Sum2 | 1,98 | 1,98 | 2,02 | 2,01 | 2,02 | 1,99 | 2,00 | 2,00 | 2,06 | 2,02 |
| Ca | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0 |
| Na | 0,07 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,06 | 0,06 |
| K | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,0 | 0,00 | 0,0 | 0 |
| Ba | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0 |
| Sum3 | 0,12 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,06 | 0,07 |
| X _{Mg} | 0,51 | 0,55 | 0,56 | 0,49 | 0,57 | 0,54 | 0,55 | 0,54 | 0,53 | 0,48 |
| X _{Fe} | 0,47 | 0,43 | 0,43 | 0,49 | 0,40 | 0,44 | 0,43 | 0,43 | 0,45 | 0,51 |

Tabla 1. Cordieritas seleccionadas del GPC y promedios de dos enclaves incluidos en el mismo./ **Table 1.** *Electron-Microprobe analysis and structural formulae of the GPC selected cordierites and average of two cordierite-bearing enclaves.*

minó como FeO total. Las fracciones molares: (Mg/Mg+Fe+Mn) y (Fe/Fe+Mg+Mn) promedian 0,54 y 0,44, respectivamente y la relación Mg/Fe: 1,2. Los contenidos de agua de cordieritas de granitos tipo S, según Harley *et al.* (2002) están entre 1,3 y 1,9 %. Los cálculos aquí se interpretaron a partir de la diferencia a 100% de los análisis químicos, dando valores entre 2 y 3%, teniendo en cuenta que en parte se debe a la alteración de las cordieritas.

El diagrama de las relaciones X_{Fe} (Fe/Fe+Mg+Mn) vs. X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe+Mn)) muestra que el promedio de las cordieritas analizadas del granito biotítico-cordierítico, se proyecta en el campo entre 0,40 y 0,60, con relaciones entre 0,44 y 0,54 que corresponde al campo de las cordieritas de origen magmático. Se proyectaron asimismo como comparación, cordieritas de otros orígenes (figura 4A). Los valores de X_{Fe} inferiores a 0,40 y superiores a 0,60 corresponden a cordieritas de origen metamórfico (Schreyer, 1965; Clarke, 1981). El diagrama de la figura 4B de (Na+K) versus X_{Mg} , está dividido en tres campos (Pereira y Bea, 1994), en él se proyecta un mayor número de cordieritas en granitos, en el campo magmático. Las cordieritas de pegmatitas (Gordillo *et al.*, 1985; Villaseca y Barbero, 1994) tienen altos valores de (Na+K).

La cordierita es un mineral que da información significativa acerca de la formación de magmas graníticos fuertemente peraluminosos con los que está relacionada (Le Breton y Thompson, 1988; Clemens, 2003).

Feldespatos (Plagioclasa- Feldespatos alcalinos)

Se realizaron cuatro análisis de feldespatos: dos de microclino perítico, un feldespato sódico-potásico y una oligoclasa básica (tabla 2b). La plagioclasa (An23) está en equilibrio con el microclino perítico (Or88 a OR92) y feldespato alcalino (Ab61:Or39). La composición de la plagioclasa concuerda en su asociación paragenética con cordierita (figura 5A).

Ilmenita

| 5854 | 7 | 13 | 26 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 0,01 | 0,02 | 0,03 |
| TiO ₂ | 51,26 | 52,38 | 51,84 |
| Al ₂ O ₃ | 0,06 | 0,05 | 0,02 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,04 | 0 | 0,01 |
| FeO | 44,35 | 44,48 | 44,81 |
| MnO | 2,59 | 2,22 | 2,23 |
| MgO | 0,1 | 0,08 | 0,07 |
| CaO | 0 | 0,01 | 0,03 |
| Total | 99,16 | 100,05 | 99,86 |
| Fe | 0,95 | 0,94 | 0,95 |
| Mn | 0,06 | 0,06 | 0,05 |
| Mg | 0 | 0 | 0 |
| Ca | 0 | 0 | 0 |
| Suma | 1,01 | 0,99 | 1,01 |
| Ti | 0,99 | 1,00 | 0,99 |
| Cr | 0 | 0 | 0 |
| Al | 0 | 0 | 0 |
| Si | 0 | 0 | 0 |
| Suma | 0,99 | 1,00 | 0,99 |

Feldespatos

| 5854 | 1 | 3 | 4 | 8 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 64,18 | 63,58 | 65,59 | 60,77 |
| Al ₂ O ₃ | 18,43 | 18,44 | 19,00 | 23,43 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,04 |
| BaO | 0,14 | 0,1 | 0,13 | 0 |
| CaO | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 5,06 |
| Na ₂ O | 1,28 | 0,89 | 6,85 | 8,76 |
| K ₂ O | 15,08 | 15,68 | 6,64 | 0,3 |
| SumK | 99,2 | 96,86 | 98,36 | 98,37 |
| Si | 2,99 | 2,98 | 2,98 | 2,75 |
| Al | 1,01 | 1,02 | 1,02 | 1,25 |
| Fe ³⁺ | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Suma | 4,00 | 4,00 | 4,00 | 4,00 |
| Ba | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ca | 0 | 0 | 0 | 0,24 |
| Na | 0,12 | 0,08 | 0,60 | 0,77 |
| K | 0,90 | 0,94 | 0,39 | 0,02 |
| Suma | 1,02 | 1,02 | 0,99 | 1,03 |
| Or | 88,24 | 92,16 | 39,39 | 1,94 |
| Ab | 11,76 | 7,84 | 60,61 | 74,76 |
| An | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 23,30 |

Tabla 2 A. Análisis de ilmenitas 2 B. Análisis feldespatos / **Table 2.** A: Electron-Microprobe analysis and structural formulae of the GPC ilmenites. B: Electron-microprobe analysis of the GPC feldspars

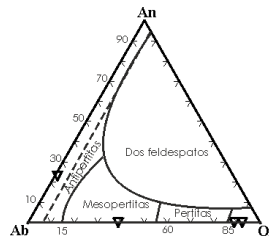


Figura 5. Sistema ternario con la separación de fases de los análisis de feldespatos del Granito porfírico cordierítico. Los mismos se proyectan en el campo de las plagioclasas (An23) y del feldespato alcalino, con composiciones Or90 y Ab61. *Figure 5.* Feldspars ternary diagram of the Mazán porphyritic cordierite-bearing granite. Feldspars plot in the plagioclase field (An23) and in the alkali-feldspar field (Or90 and Ab61).

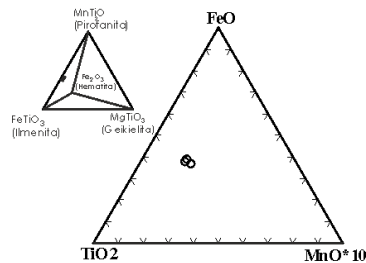


Figura 6. Ilmenita se proyecta en el triángulo FeO – TiO₂ – MnOx10, que corresponde a una de las caras del tetraedro pirofanita-ilmenita-geikielita-hematita. *Figure 6.* Ilmenites plot in the triangle FeO – TiO₂ – MnOx10, belonging to a face of the pirofanite-ilmenite-geikielite-hematite tetrahedron.

Ilmenita

Tal como dieron las lecturas de susceptibilidad magnética, $< 3,0 \times 10^{-3}$ unidades SI, precisamente: $0,20 - 0,27 \times 10^{-3}$ unidades SI, los minerales opacos presentes en el granito cordierítico son en su mayor parte ilmenita. Se analizaron tres ilmenitas cuyas composiciones se muestran en la tabla 2a. Son muy pobres en Mg, pero contienen una significativa cantidad de Mn.

La figura 5B muestra que los minerales analizados se ubican entre los vértices de la ilmenita (FeTiO_3) y pirofanita (MnTiO_3) del tetraedro. El triángulo, que corresponde a la cara composicional $\text{FeOT-TiO}_2\text{-MnO} \cdot 10$, se proyectan en un único punto, mostrando notable homogeneidad en respuesta a una temperatura de cristalización.

| 5854 | 2 | 9 | 10 | 11 | 12 | 23 | 27 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | bt | ms | bt | bt | bt | bt | ms |
| SiO ₂ | 33,58 | 44,00 | 33,33 | 33,13 | 33,87 | 33,6 | 44,99 |
| TiO ₂ | 4,2 | 0,09 | 3,06 | 3,21 | 3,83 | 3,08 | 0,03 |
| Al ₂ O ₃ | 18,03 | 35,03 | 18,55 | 18,16 | 18,21 | 18,96 | 35,29 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,1 | 0 | 0,03 | 0,09 | 0,07 | 0,05 | 0 |
| FeO | 22,03 | 1,54 | 20,95 | 21,44 | 21,36 | 21,4 | 1,64 |
| MnO | 0,21 | 0,02 | 0,2 | 0,2 | 0,22 | 0,18 | 0,08 |
| ZnO | 0,28 | 0,02 | 0,01 | 0,19 | 0,0 | 0,09 | 0 |
| MgO | 6,68 | 0,6 | 7,8 | 7,64 | 6,88 | 7,47 | 0,66 |
| CaO | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0 | 0 |
| BaO | 0,18 | 0,08 | 0,03 | 0,16 | 0,15 | 0,04 | 0,16 |
| Na ₂ O | 0,18 | 0,56 | 0,11 | 0,14 | 0,17 | 0,08 | 0,68 |
| K ₂ O | 9,43 | 10,58 | 9,1 | 9,01 | 9,57 | 8,85 | 10,19 |
| Cl | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0 |
| F | 0,46 | 0,06 | 0,53 | 0,62 | 0,61 | 0,57 | 0,1 |
| Suma | 95,42 | 92,58 | 93,75 | 94,04 | 94,96 | 94,4 | 93,81 |
| H ₂ O | 3,6 | 4,32 | 3,54 | 3,48 | 3,54 | 3,55 | 4,37 |
| O | 0,2 | 0,03 | 0,23 | 0,27 | 0,26 | 0,24 | 0,04 |
| Suma | 99,22 | 96,87 | 97,05 | 97,25 | 98,24 | 97,7 | 98,14 |
| Si | 5,26 | 6,07 | 5,26 | 5,25 | 5,31 | 5,27 | 6,11 |
| Al _i | 2,74 | 1,93 | 2,74 | 2,75 | 2,69 | 2,73 | 1,89 |
| Suma | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 |
| Al _o | 0,59 | 3,76 | 0,71 | 0,64 | 0,67 | 0,77 | 3,76 |
| Cr | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0 |
| Ti | 0,49 | 0,01 | 0,36 | 0,38 | 0,45 | 0,36 | 0 |
| Fe | 2,88 | 0,18 | 2,77 | 2,84 | 2,80 | 2,80 | 0,19 |
| Mn | 0,03 | 0 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0 |
| Zn | 0,03 | 0 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,01 |
| Mg | 1,56 | 0,123 | 1,84 | 1,81 | 1,61 | 1,74 | 0,13 |
| Suma | 5,59 | 4,072 | 5,71 | 5,73 | 5,57 | 5,72 | 4,09 |
| Ca | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ba | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,01 |
| Na | 0,05 | 0,15 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,18 |
| K | 1,88 | 1,86 | 1,83 | 1,82 | 1,91 | 1,77 | 1,77 |
| Suma | 1,94 | 2,02 | 1,87 | 1,87 | 1,97 | 1,80 | 1,95 |
| Cl | 0,01 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0 | 0 |
| F | 0,23 | 0,03 | 0,27 | 0,31 | 0,30 | 0,28 | 0,04 |
| OH | 3,76 | 3,97 | 3,72 | 3,68 | 3,96 | 3,71 | 3,96 |

Tabla 3. Análisis de biotitas y moscovitas / *Table 3. Electron-Microprobe analysis and structural formulae of the GPC biotites and muscovites.*

Biotita y moscovita

Se analizaron cinco biotitas y dos moscovitas, determinándose el cloro y flúor de sus

radicales oxhidrilos (tabla 3). Las biotitas son ricas en flúor con 0,46 a 0,62 %, y tienen un significativo contenido en $TiO_2 > 3\%$. El FeOt es alto, entre 20 y 22%.

Los análisis de biotita proyectadas en el diagrama Mg-AlVI-Fe⁺³Ti-Fe⁺²-Mn (Foster 1960), lo hacen en el campo de “biotitas de hierro”, por debajo de la línea $Mg^2 = Fe^2$ y corresponden a la serie siderofilita-eastonita (figura 7A).

Tabla A

| Muestra | a ₀ | b ₀ | c ₀ |
|---------|----------------|-----------------|-----------------|
| E1 | 8,5746±0,0064 | 12,9566±0,0059 | 7,2241±0,0043 |
| E2 | 8,5731±0,0069 | 12,9733±0,0060 | 7,2049±0,0040 |
| E3 | 8,5702±0,0113 | 12,9360±0,0134 | 7,2195± 0,0076 |
| E4 | 8,6014±0,0095 | 12,9743±0,0009 | 7,2153±0,0128 |
| E5 | 8,5834±0,0089 | 12,986±0,0010 | 7,2062±0,0104 |
| E6 | 8,5597±0,0147 | 12,9619± 0,0008 | 7,2181±0,0118 |
| F1 | 8,5805±0,0585 | 12,9708±0,0051 | 7,2275±0,0041 |
| F2 | 8,5840±0,0119 | 12,9587±0,0144 | 7,2236±0,0072 |
| F3 | 8,5780±0,0099 | 12,9704±0,0012 | 7,2158±0,0109 |
| F4 | 8,5637±0,0143 | 12,9673±0,0009 | 7,2206±0,0152 |
| | α | β | γ |
| E1 | 90,5666±0,1116 | 116,013±0,0152 | 87,8102±0,1626 |
| E2 | 90,1274±0,1259 | 115,944±0,15504 | 89,838±0,1906 |
| E3 | 90,6236±0,2409 | 116,2131±0,2624 | 88,89586±0,3408 |
| E4 | 90,7364±0,0123 | 115,902± 0,0346 | 87,3863±0,018 |
| E5 | 90,1431±0,0164 | 115,994± 0,028 | 89,823± 0,0197 |
| E6 | 90,7124±0,0115 | 115,871± 0,0987 | 87,7045±0,0239 |
| F1 | 90,6868±0,0786 | 115,971±0,1423 | 87,6219±0,1357 |
| F2 | 90,725±0,2108 | 116,098±0,2637 | 88,9397±0,2945 |
| F3 | 90,510± 0,0144 | 116,1697±0,0370 | 88,9503± 0,0233 |
| F4 | 90,7168±0,0124 | 115,921±0,0530 | 87,6582±0,0485 |

Tabla B

| Muestra | b ₀ | c ₀ | índice |
|---------|----------------|----------------|-------------|
| E1 | 12,9566 | 7,2241 | 0,980883449 |
| E2 | 12,9733 | 7,2049 | 0,844031254 |
| E3 | 12,936 | 7,2195 | 1,006221688 |
| E4 | 12,9743 | 7,2153 | 0,895209262 |
| E5 | 12,986 | 7,2062 | 0,820619325 |
| E6 | 12,9619 | 7,2181 | 0,938517436 |
| F1 | 12,9708 | 7,2275 | 0,964694058 |
| F2 | 12,9587 | 7,2236 | 0,973505257 |
| F3 | 12,9704 | 7,2158 | 0,906925469 |
| F4 | 12,9673 | 7,2206 | 0,938433172 |

Tabla 4. Análisis por rayos-x. **A:** Los valores a0, b0 y c0, junto con los de α, β y γ. **B:** Valores b0 y c0, con el índice de la celdilla elemental./ **Table 4.** X-ray analysis of pegmatite K-feldspars. **A:** a0, b0, c0 and α, β, γ data. **B:** b0 and c0 and the index of the unit cell.

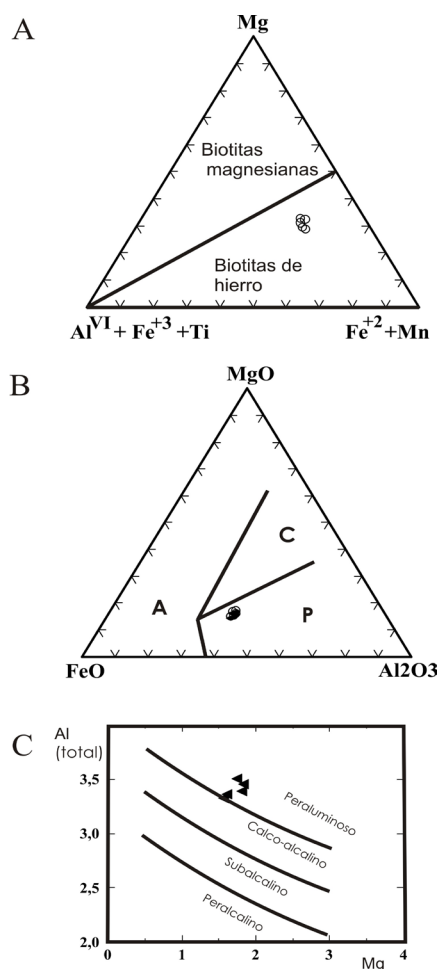


Figura 7. A- Las biotitas proyectadas en el diagrama Mg-AlVI-Fe+3Ti-Fe+2-Mn (Foster, 1960), lo hacen en el campo de "biotitas de hierro", por debajo de la línea $Mg_2 = Fe_2$ y corresponden a la serie siderofilita-eastonita. B- La biotita del granito cordierítico (diagrama de Fattah y Rahman, 1994), se proyecta en el campo P de los granitos peraluminosos sin-colisionales. El campo C, corresponde a granitos calco-alcalinos de subducción y el campo A, a los granitos alcalinos. C- La biotita del granito cordierítico (Nachit *et al.*, 1985), se proyecta en el campo peraluminoso./ *Figure 7. Biotites of the Mazán cordierite granite. A: Biotites fall in the field "iron biotites" of the diagram Mg, ($Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$), ($Fe^{+2} + Mn$); belonging to the series siderophyllite-eastonite (Foster 1960). B: Triangular diagram FeO - MgO - Al_2O_3 . Field A belongs to alkaline granites, Field C belongs to subduction calc-alkaline granites, Field P belongs to peraluminous granites. All biotites fall in the field P of the peraluminous syncollisional granites (Fattah and Rahman 1994). C: Biotites plot in the peraluminous field of the diagram Altotal versus Mg (Nachit *et al.*, 1985).*

Se usan aquí algunos diagramas para la discriminación química y tectónica de las biotitas. En el diagrama de Fattah y Rahman (1994), figura 7B, la biotita se proyecta en el campo P: granitos peraluminosos sin-colisionales. El campo C: granitos calco-alcalinos de subducción y A: granitos alcalinos. En el diagrama de Nachit *et al.* (1985), las biotitas también se proyectan en el campo peraluminoso, típico de los granitos tipo-S (figura 7C).

En relación con la cordierita se ha observado una relación inversa de abundancia de los dos minerales: donde hay mayor concentración de biotita, la cordierita disminuye en cantidad y viceversa.

La moscovita presenta relaciones normales Si:Al (<3:1) y las láminas analizadas tienen aspecto de primarias y no corresponderían a la alteración de cordierita o de biotita.

Diques aplo-pegmatíticos en el granito porfiroide cordierítico

Los diques están ampliamente distribuidos en la sierra de Mazán, con espesores desde pocos centímetros a decenas de metros. Las aplitas son de grano fino a medio, constituidas por plagioclasa, cuarzo, microclino perítico, moscovita, turmalina y biotita. Las pegmatitas generalmente constituyen cuerpos zonados formados por cuarzo, microclino perítico y plagioclasa, teniendo como accesorios moscovita, turmalina, andalucita, sillimanita, corindón, ilmenita y biotita (Schalamuk *et al.*, 1989; Schalamuk y Ramis, 1999; Sardi *et al.*, 2009). Las relaciones geológicas muestran que los diques, están instruidos en el granito porfiroide cordierítico. Una isocrona Rb-Sr, realizada sobre moscovita, feldespato potásico y plagioclasa en el borde de una aplita, dio una edad de 461,8 +/- 9 Ma (Sardi y Fuenlabrada Pérez, 2011).

Fase Félsica: a) Monzogranito equigranular La Quebrada (GLQ)

El monzogranito equigranular (GLQ) o ("Granito Joven" de Keidel y Schiller, 1913), constituye diferentes afloramientos en la sierra entre los que se citan dos pequeños plutones portadores de la mineralización de Sn y W, visibles en las minas de casiterita y wolframita La Descubridora y Yanacoya, fueron descritos por los autores mencionados y posteriormente por Schalamuk *et al.* (1989) y por Fogliata (2000) que los denomina Granito La Quebrada. Los mismos están ubicados al norte de la boca oriental de la quebrada de Mazán. Estos leucogranitos constituyen afloramientos de textura equigranular y color gris-rosado claro y de aspecto fresco, que contrastan fuertemente con el granito porfiroide en el que intruyen (figura 3B). Están constituidos por cuarzo, microclino y plagioclasa, con moscovita y escasa biotita. Es notable en estos granitos, la escasez de minerales accesorios como circón y monacita, lo que ha resultado en una gran desventaja cuando se desea determinar la edad.

En el NE de la sierra se encuentra el Cerro Las Dunas, constituido en su totalidad por leucogranito equigranular de grano medio, que a diferencia del Granito La Quebrada no tendría mineralización metalífera. Otro pequeño afloramiento del granito La Quebrada fue descrito por Toselli *et al.* (1991) en el borde occidental de la Sierra de Udpinango, a la vera de la Ruta Provincial N° 9.

En las Angosturas, el GLQ constituye el núcleo sobre el cual se desarrollan las pegmatitas bandeadas (figura 8).

Fase Félsica: b) Granito Pegmatítico bandeado (GPB)

Los afloramientos más notables de las GPB, se desarrollan sobre el flanco oriental de la sierra, desde pocos kilómetros al S de la Villa de Mazán hasta algunos kilómetros al sur de La Angostura (estación ferroviaria abandonada), a lo largo de aproximadamente 24 km y con un ancho de hasta 4,5 km (Rossi y Toselli, 2010). En Las Angosturas en ambas orillas del río Salado, el GLQ constituye el núcleo de las pegmatitas bandeadas (figura 8).

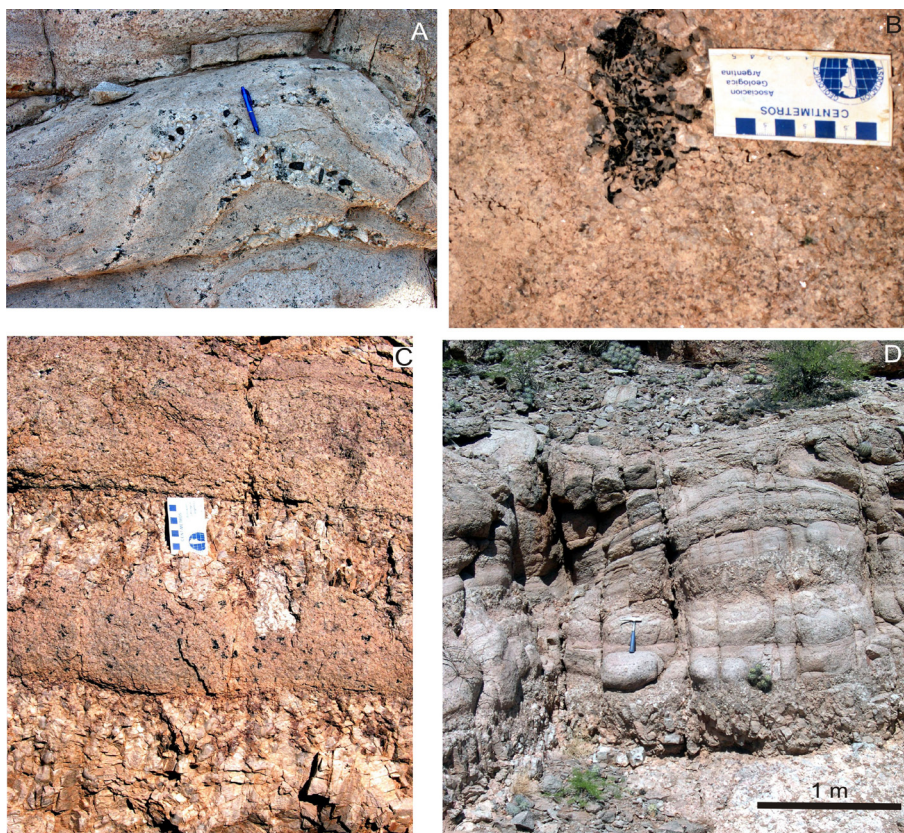


Figura 8. A- Fotos pegmatitas bandeadas. B- Crecimientos symplectíticos de cuarzo-turmalina en vesículas. C- Granitos pegmatíticos bandeados, con crecimientos de microclino dentro del granito equigranular. D- Secuencia representativa de los granitos pegmatíticos bandeados. / *Figure 8. Layered pegmatites located at Las Angosturas. A: Folded banded pegmatite; fine-grained thick layers alternating with coarse grained thin layers. Note the growing of tourmaline and the symplectitic intergrowth of tourmaline-quartz. B: Detail of a symplectite quartz-tourmaline pocket. C: Detail of impingements of big microcline crystals on medium grained granitic layers. D: Representative sequence of banded pegmatitic granite.*

En la quebrada La Sorpresa, las capas de pegmatitas bandeadas están en contacto directo con el granito cordierítico, cuyos bloques desprendidos del techo, aparecen dentro de los GPB (figura 9B), como si éstas se hubieran intruído a modo de stoping. También comúnmente aparecen como enjambres de capas sub-paralelas dentro del granito cordierítico, mostrando ambos deformación dúctil.

En los afloramientos predominan los granitos pegmatíticos a leucogranitos de grano grueso, que en su extremo sur culminan con un importante enjambre de diques de cuarzo intruídos en el GPC alterado y que al ser erosionados, desarrollan notables lomadas blancas constituidas por bloques de cuarzo (figura 9A). Hacia el oeste en la quebrada La Sorpresa el granito pegmatítico está en contacto neto con el GPC, al que intruye como filones graníticos leucocráticos concordantes con la foliación del granito y ambos se han plegado dúctilmente.

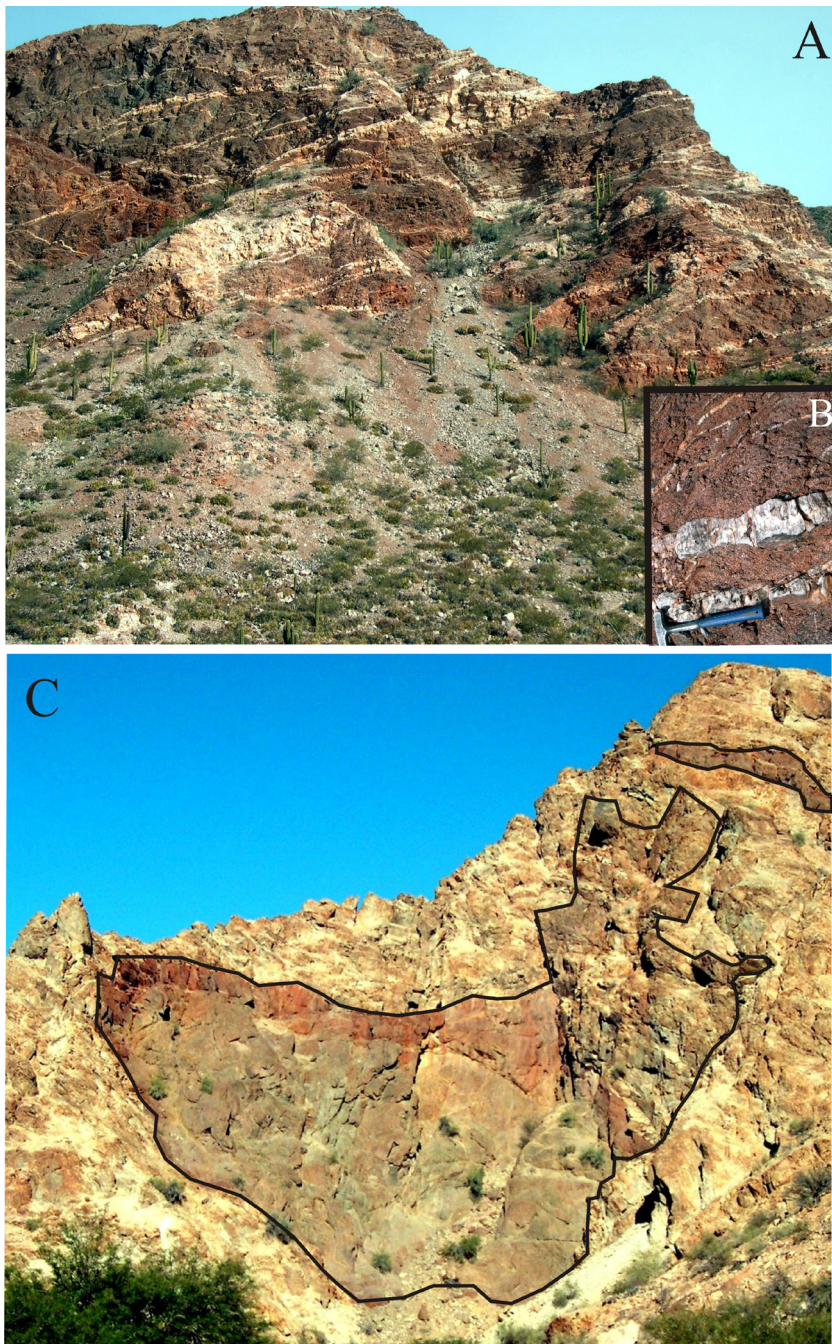


Figura 9. A- Serie de diques de cuarzo que cortan al granito porfirico cordierítico. B- Detalle de los diques de cuarzo. C- Qda. La Sorpresa, con bloques granito porfirico cordierítico englobados en el granito pegmatítico bandeado. / **Figure 9.** A- (1) Quartz dikes cut the porphyritic cordierite granite. (2): Detail of the quartz dikes. B- Blocks of the porphyritic cordierite-bearing granite included in banded pegmatite. C- La Sorpresa creek. Granite block surrounded by banded pegmatitic granites.

La característica más notable del granito pegmatítico es su estructura bandeada, consistente de capas alternantes de pegmatita y granito equigranular con escalas de centímetros a decímetros, sobre extensiones laterales que pueden alcanzar a los 100 metros.

Al nivel en la base de las pegmatitas bandeadas, afloran estructuras gráficas de microclino y cuarzo, cuyo tamaño de grano varía desde milímetros a decímetros en las más gruesas (figura 10).



Figura 10. Texturas gráficas. **A-** grano grueso. **B-** grano fino./ **Figure 10.** Graphic textures. **A-** coarse grained texture. **B-** fine grained texture.

En el complejo bandeado las capas de pegmatita muestran cristales de microclino peritítico, que pueden alcanzar hasta 50 cm de largo, desde el techo al piso de la capa, en espectaculares ejemplos de “texturas de solidificación unidireccional” (TSU), acompañados por gruesos cristales de cuarzo zonado, con menores proporciones de albita y de moscovita la que se presenta en gruesos librillos. La turmalina negra común (schorlo), aparece asociada con el cuarzo formando inter-crecimientos simplectíticos. Las pegmatitas alternan con capas de granito equigranular de grano medio a grueso, con espesores de decímetros, ricos en turmalina, la cual se desarrolla paralela a las capas, pero sin lineaciones de flujo. El granito está constituido por albita, cuarzo y moscovita, con microclino intersticial. Las capas de pegmatita y de granito están en contacto neto entre sí, pero a menudo, los fenocristales de peritita unidireccional penetran en la capa granítica. Es notoria la ausencia de minerales de los elementos raros como Li, Be, Nb o F. Las capas graníticas son muy pobres en minerales accesorios como zircón, monacita o apatita, con excepción de la abundante turmalina (Rossi y Toselli, 2010).

Una datación K-Ar sobre moscovita, dio una edad mínima de 408,7 +/- 10,6 Ma, la que sin ser exacta descarta una edad carbonífera. En el trabajo de Pankhurst *et al.* (2000), una muestra de Mazán, se clasificó como pegmatoides (VMA1017, Tabla 1, p. 155). Estos autores consideran que la muestra es de edad ordovícica inferior, aunque no figura la datación de la misma.

Fajas de deformación Ordovícica-Devónica

Las zonas de cizalla anteriores al Carbonífero fueron observadas por primera vez por Caminos (1979) en las Sierras Pampeanas del Noroeste Argentino. Ellas aparecen con regularidad y afectan a partes del basamento cristalino de esa región. El rumbo de las mismas NW-SE es una constante.

Posteriormente, se atribuyó el origen de estas deformaciones y cizallas, a la colisión oblicua (por transcurrencia) del “Terreno Parautóctono de Precordillera” contra el Borde Occidental de Gondwana (Baldís *et al.*, 1989; Finney, 2007). En las sierras de Paimán, Velasco y Tinogasta, López y Toselli (1993) definieron la faja milonítica TIPA, que característicamente tiene rumbo NNW-SSE.

En la sierra de Mazán, las principales zonas de deformación, fueron reconocidas en la Puerta de Arauco, en la quebrada de Udpinango y en la quebrada Arauquito (figura 1). Dichas fajas miloníticas se generaron a partir de los protolitos graníticos, a lo largo de zonas de cizalla, con rumbos generales NNW-SSE y NNE-SSW y espesores variables que pueden exceder los 500 metros.

Las milonitas son las rocas más representativas de las fajas de cizalla dúctil. Son de grano medio a grueso con incipiente estructura de fluxión dada por la orientación preferencial de las micas subparalelas a la foliación milonítica. Tanto en las milonitas de la quebrada de Udpinango, como en las de la Puerta de Arauco, se reconocen porfiroclastos euhedrales de microclino de color blanco grisáceo, de 3 a 6 cm de largo y con estructuras asimétricas (sigmoides) dadas por el desarrollo de colas de presión.

El análisis microscópico permite observar que el cuarzo anhedral está estirado y fracturado y presenta extinción ondulosa a fragmentosa, con granulaciones locales. El microclino peritítico se presenta en fenoclastos subhedrales a anhedrales, fracturados, con alteración caolínica - sericítica. En algunos casos se observa el desarrollo de texturas mirmequíticas en contacto de granos de plagioclasa que reemplazan al microclino. La plagioclasa se presenta en

granos subhedrales deformados y flexurados, con alteración caolinítica-sericitica. La biotita se presenta en laminillas flexuradas y alineadas con el flujo milonítico y frecuentemente está alterada a clorita y moscovita. También se suele presentar formando estructuras asimétricas de “mica-fish”. Otros minerales presentes son moscovita, turmalina, apatita y epidota.

En cuanto a la edad precisa de estas fajas de cizalla no se tienen datos todavía. Sólo se cuenta con la medición Sm-Nd en granates de aplitas sin-cinemáticas de la sierra de la Puntilla de Copacabana, realizadas por Höckenreiner *et al.* (2003), de 402 +/- 2 Ma.

Como estas deformaciones pueden haber comenzado en el Ordovícico y continuado hasta el Devónico, consideramos esta última edad como la mínima para las zonas de cizalla de la sierra de Mazán.

Susceptibilidad magnética

Ishihara (1981) utilizó la susceptibilidad magnética para discriminar entre granitoides con magnetita (alta fO_2) y granitoides con ilmenita (baja fO_2) con el límite aproximadamente entre los buffers NNO y QFM. Takahashi *et al.* (1980) propuso como límite entre los dos grupos el valor $<3,0 \times 10^{-3}$ unidades SI (Sistema Internacional).

La susceptibilidad magnética fue medida en el terreno usando un susceptibilímetro “Kappameter KT-9”. Las medidas en el GPC, en la quebrada de Mazán son de 0,20 - 0,27 $\times 10^{-3}$ unidades SI, mientras que en La Angostura los valores son de 0,21 a 0,25 $\times 10^{-3}$ unidades SI. Por su parte en los GLQ los valores son de 0,05 - 0,06 $\times 10^{-3}$ unidades SI, que también se repiten en las GPB, se relacionan con su menor contenido en minerales ferromagnesianos. Estos datos de susceptibilidad indicarían que los granitoides se asemejan a la serie de granitos de ilmenita, de Ishihara (1981), que concuerdan también con muchos granitos de carácter peraluminoso.

Geoquímica de los granitos

Los análisis químicos de los elementos mayores, menores y trazas fueron realizados en Actlabs Laboratory (Canadá), utilizando métodos estandarizados combinados de fusión por metaborato/tetraborato de litio, con determinaciones de alta precisión mediante INAA y ICP-WRA e ICP/MS, usando para calibración patrones externos naturales y sintéticos. La datación K-Ar sobre moscovita fue realizada concentrando el K mediante ICP y el análisis de Ar por procedimientos de dilución isotópica en espectrómetro de masas de gases nobles (detalles sobre los procedimientos pueden ser consultados en www.actlabs.com). Los análisis difractométricos en feldespato potásico de las pegmatitas fueron realizados en la Universidad Nacional del Sur por la Dra. Graciela Mas, mediante un difractómetro Rigaku D-Max III - C con radiación de Cu $K\alpha$ y monocromador de grafito, en condiciones de 35 kV y 15 mA. La muestra fue barrida entre $20^\circ > 2\theta > 60^\circ$, con un paso de 0,02.

Los resultados de los análisis por elementos mayores, menores, trazas y Tierras Raras, de 22 muestras representativas de los granitos se presentan en las Tablas 5A y 5B. El análisis químico de mayores y trazas del pegmatoide VMA1017 de Pankhurst *et al.* (2000) se corresponde exactamente con los valores para el GPB de nuestro trabajo.

| Muestra | Granito cordierítico (GPC) | | | | | | |
|--------------------------------|----------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| | 6693 | 6694 | 6695 | 6698 | 6699 | 6700 | 7577 |
| SiO ₂ | 71,44 | 69,57 | 69,37 | 68,70 | 72,64 | 67,75 | 71,46 |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,61 | 0,60 | 0,57 | 0,66 | 0,67 | 0,29 |
| Al ₂ O ₃ | 14,86 | 15,04 | 14,99 | 14,92 | 11,74 | 15,10 | 14,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,56 | 4,25 | 4,27 | 4,38 | 4,89 | 4,96 | 2,62 |
| MnO | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,10 |
| MgO | 1,44 | 1,55 | 1,56 | 1,63 | 1,56 | 1,72 | 0,77 |
| CaO | 0,65 | 0,98 | 1,01 | 0,94 | 1,17 | 1,20 | 0,65 |
| Na ₂ O | 2,42 | 2,25 | 2,18 | 2,37 | 2,35 | 2,72 | 2,86 |
| K ₂ O | 3,38 | 4,12 | 4,15 | 3,94 | 2,53 | 4,14 | 5,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,18 | 0,19 | 0,18 | 0,14 |
| LOI | 1,64 | 1,74 | 1,50 | 1,49 | 1,53 | 1,75 | 1,14 |
| Total | 100,02 | 100,43 | 99,92 | 99,29 | 99,42 | 100,37 | 99,40 |
| ACNK | 1,682 | 1,51 | 1,51 | 1,51 | 1,34 | 1,35 | 1,27 |
| Cr | 67 | 150 | 56 | 91 | 87 | 62 | 93 |
| Co | 36 | 30 | 27 | 35 | 35 | 29 | 17 |
| Sc | 8 | 12 | 11 | 11 | 10 | 11 | 9 |
| V | 42 | 97 | 71 | 67 | 72 | 75 | 29 |
| Pb | 14 | 24 | 19 | 18 | 10 | 21 | 26 |
| Zn | 36 | 57 | 60 | 64 | 110 | 86 | 60 |
| Sn | 14 | 13 | 7 | 7 | 40 | 16 | 8 |
| Rb | 273 | 207 | 231 | 235 | 486 | 384 | 309 |
| Cs | 52,1 | 13,1 | 31,4 | 53,5 | 197 | 94,0 | 21,6 |
| Ba | 109 | 447 | 508 | 453 | 201 | 503 | 148 |
| Sr | 43 | 91 | 102 | 102 | 87 | 114 | 41 |
| Tl | 0,87 | 1,17 | 1,63 | 1,81 | 3,62 | 2,76 | 1,74 |
| Ge | 2,0 | 1,7 | 1,6 | 1,7 | 2,9 | 2,0 | n,d |
| Ga | 21 | 19 | 19 | 19 | 16 | 19 | 19 |
| Ta | 4,18 | 3,10 | 3,13 | 3,37 | 3,88 | 2,88 | 2,92 |
| Nb | 13,6 | 12,2 | 12,7 | 12,8 | 16,9 | 14,9 | 16 |
| Hf | 4,0 | 5,2 | 5,0 | 5,5 | 6,5 | 6,4 | 3,1 |
| Zr | 118 | 177 | 175 | 189 | 229 | 222 | 96 |
| Y | 21 | 34 | 26 | 33 | 35 | 36 | 32,5 |
| Be | 3 | 3 | 3 | 3 | 1 | 2 | 2 |
| Th | 11 | 17,2 | 16,1 | 16,7 | 20,4 | 19,2 | 9,12 |
| U | 4,35 | 3,12 | 2,32 | 3,22 | 2,96 | 3,22 | 4,49 |
| La | 24,8 | 45,4 | 43,3 | 45,5 | 53,8 | 51,7 | 17,5 |
| Ce | 53,3 | 89,4 | 84,5 | 88,4 | 106 | 101 | 37,4 |
| Pr | 6,15 | 10,2 | 9,61 | 9,96 | 11,9 | 11,6 | 4,3 |
| Nd | 24,5 | 38,9 | 36,1 | 38,1 | 45,4 | 42,8 | 16,5 |
| Sm | 4,79 | 7,22 | 6,88 | 7,37 | 8,49 | 8,25 | 3,6 |
| Eu | 0,63 | 1,27 | 1,27 | 1,33 | 1,16 | 1,46 | 0,542 |
| Gd | 4,39 | 6,87 | 6,19 | 6,77 | 7,72 | 7,63 | 3,57 |
| Tb | 0,75 | 1,15 | 1,00 | 1,13 | 1,24 | 1,27 | 0,73 |
| Dy | 4,17 | 6,26 | 5,18 | 6,30 | 6,76 | 6,87 | 4,78 |
| Ho | 0,77 | 1,26 | 0,97 | 1,27 | 1,34 | 1,41 | 0,99 |
| Er | 2,15 | 3,37 | 2,61 | 3,46 | 3,65 | 3,79 | 3,1 |
| Tm | 0,29 | 0,52 | 0,37 | 0,53 | 0,56 | 0,59 | 0,523 |
| Yb | 1,96 | 3,26 | 2,39 | 3,20 | 3,52 | 3,71 | 3,48 |
| Lu | 0,30 | 0,46 | 0,34 | 0,46 | 0,48 | 0,53 | 0,499 |

Tabla 5 A: Análisis de elementos mayores, menores y trazas (expresados en óxidos en peso % y ppm) del Granito Cordierítico (GPC). **Table 5 A:** Major, minor and trace elements analysis (expressed as oxides in weight % and ppm, respectively of Porphyritic Cordierite-bearing Granite (GPC).

| Granito La Quebrada (GLQ) | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| Muestra | 6697 | 8042 | 8047 | 8062 | 8063 | 8088 | 8089 |
| SiO ₂ | 75,09 | 76,08 | 73,84 | 76,56 | 76,66 | 73,54 | 74,55 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,19 | 0,14 | 0,15 | 0,11 | 0,24 | 0,17 |
| Al ₂ O ₃ | 13,42 | 12,58 | 14,02 | 13,35 | 13,46 | 14,18 | 13,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,01 | 1,75 | 1,17 | 0,94 | 1,0 | 1,74 | 0,85 |
| MnO | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,02 |
| MgO | 0,24 | 0,47 | 0,29 | 0,26 | 0,16 | 0,5 | 0,10 |
| CaO | 0,69 | 0,53 | 0,59 | 0,48 | 0,53 | 0,6 | 0,43 |
| Na ₂ O | 3,07 | 2,03 | 3,09 | 2,24 | 3,4 | 2,51 | 2,57 |
| K ₂ O | 4,39 | 4,89 | 4,75 | 5,85 | 4,39 | 5,42 | 5,76 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,21 | 0,20 | 0,22 | 0,2 | 0,12 | 0,13 |
| LOI | 1,00 | 1,17 | 0,91 | 0,81 | 0,73 | 1,33 | 1,04 |
| Total | 99,32 | 99,94 | 99,05 | 100,9 | 100,70 | 100,2 | 98,76 |
| ACNK | 1,21 | 1,31 | 1,24 | 1,23 | 1,19 | 1,28 | 1,17 |
| Cr | 70 | 40 | 0 | 40 | 50 | 30 | 30 |
| Co | 49 | 27 | 24 | 20 | 25 | 21 | 25 |
| Sc | 2 | 5 | 5 | 3 | 3 | 4 | 3 |
| V | 10 | 26 | 23 | 12 | 9 | 16 | 12 |
| Pb | 11 | 33 | 22 | 32 | 13 | 40 | 34 |
| Zn | n,d, | 60 | 0 | 0 | 0 | 40 | 0 |
| Sn | 10 | 35 | 35 | 20 | 8 | 7 | 8 |
| Rb | 248 | 302 | 308 | 348 | 343 | 210 | 208 |
| Cs | 14,7 | 60,5 | 14 | 33,2 | 17,1 | 13,1 | 20,2 |
| Ba | 93 | 161 | 122 | 143 | 70 | 266 | 211 |
| Sr | 35 | 53 | 40 | 50 | 33 | 81 | 61 |
| Tl | 0,93 | 3,64 | 1,57 | 1,95 | 2,35 | 0,9 | 1 |
| Ge | 1,8 | 2,9 | 2,1 | 2,3 | 2,3 | 2 | 3 |
| Ga | 14 | 16 | 14 | 12 | 15 | 16 | 15 |
| Ta | 4,96 | 4,06 | 3,02 | 3,33 | 3,06 | 2,5 | 2,9 |
| Nb | 5,0 | 10,4 | 7,0 | 6 | 8,7 | 9 | 7 |
| Hf | 1,4 | 2,2 | 1,8 | 1,9 | 1,3 | 2,6 | 2 |
| Zr | 37 | 69 | 60 | 61 | 32 | 77 | 56 |
| Y | 12 | 19,2 | 13,1 | 18,2 | 9,9 | 21 | 20 |
| Be | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| Th | 2,96 | 4,76 | 3,21 | 2,99 | 2,01 | 7,8 | 5,3 |
| U | 2,85 | 2,26 | 2,83 | 2,74 | 2,83 | 3,8 | 2,2 |
| La | 7,59 | 12,9 | 7,23 | 6,49 | 5,29 | 22,9 | 13,3 |
| Ce | 15,0 | 27,5 | 17,8 | 15,9 | 10,3 | 42,8 | 25,7 |
| Pr | 1,68 | 3,21 | 1,96 | 1,79 | 1,27 | 5,01 | 3,1 |
| Nd | 6,07 | 11,9 | 7,1 | 7,3 | 3,84 | 16,7 | 10,6 |
| Sm | 1,40 | 2,62 | 1,56 | 1,73 | 1,03 | 3,4 | 2,4 |
| Eu | 0,34 | 0,4 | 0,356 | 0,489 | 0,227 | 0,88 | 0,48 |
| Gd | 1,41 | 2,67 | 1,75 | 2,21 | 0,94 | 3,5 | 2,6 |
| Tb | 0,31 | 0,51 | 0,38 | 0,51 | 0,26 | 0,7 | 0,6 |
| Dy | 2,03 | 3,19 | 2,5 | 3,48 | 1,75 | 4,4 | 3,7 |
| Ho | 0,42 | 0,66 | 0,49 | 0,69 | 0,32 | 0,9 | 0,8 |
| Er | 1,20 | 1,92 | 1,45 | 2,04 | 1,0 | 2,6 | 2,4 |
| Tm | 0,23 | 0,288 | 0,246 | 0,309 | 0,187 | 0,39 | 0,39 |
| Yb | 1,51 | 1,8 | 1,66 | 2,03 | 1,23 | 2,5 | 2,8 |
| Lu | 0,22 | 0,26 | 0,243 | 0,3 | 0,178 | 0,38 | 0,46 |

Tabla 5 B: Análisis de elementos mayores, menores y trazas (expresados en óxidos en peso % y ppm) del Granito La Quebrada (GLQ). **Table 5 B:** Major, minor and trace elements analysis (expressed as oxides in weight % and ppm, respectively) of La Quebrada Granite (GLQ).

| Muestra | Granito pegmatítico bandeado (GPB) | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 6696 | 8010 | 8033 | 8036 | 8039 | 8040 | 8041 | 8048 |
| SiO ₂ | 75,08 | 73,77 | 73,76 | 73,88 | 74,48 | 77,03 | 72,37 | 74,73 |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,05 | 0,18 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 14,86 | 14,82 | 13,49 | 14,93 | 14,12 | 13,70 | 15,30 | 14,16 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,65 | 0,73 | 2,73 | 0,70 | 0,7 | 1,15 | 0,92 | 0,45 |
| MnO | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,07 |
| MgO | 0,06 | 0,06 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,09 | 0,06 | 0,04 |
| CaO | 0,38 | 0,34 | 0,39 | 0,44 | 0,38 | 0,35 | 0,37 | 0,53 |
| Na ₂ O | 4,48 | 4,79 | 4,23 | 4,19 | 3,42 | 4,11 | 4,10 | 5,87 |
| K ₂ O | 3,62 | 3,03 | 2,97 | 3,12 | 4,22 | 3,17 | 4,04 | 1,93 |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | 0,30 | 0,26 | 0,33 | 0,32 | 0,27 | 0,36 | 0,33 |
| LOI | 0,87 | 0,99 | 0,73 | 1,03 | 1,05 | 0,70 | 0,85 | 0,4 |
| Total | 100,39 | 98,91 | 98,85 | 98,84 | 98,86 | 100,7 | 98,47 | 98,53 |
| ACNK | 1,24 | 1,26 | 1,24 | 1,35 | 1,3 | 1,27 | 1,30 | 1,11 |
| Cr | 46 | 0 | 100 | 0 | 20 | 30 | 40 | 0 |
| Co | 34 | 34 | 42 | 19 | 20 | 34 | 38 | 32 |
| Sc | 16 | 14 | 13 | 15 | 19 | 9 | 11 | 3 |
| V | 8 | 0 | 29 | 5 | 6 | 9 | 7 | 0 |
| Pb | 5 | 0 | 0 | 9 | 6 | 0 | 0 | 9 |
| Zn | 0 | 30 | 90 | 30 | 0 | 0 | 50 | 0 |
| Sn | 40 | 58 | 19 | 39 | 54 | 10 | 44 | 24 |
| Rb | 551 | 535 | 282 | 498 | 736 | 425 | 682 | 302 |
| Cs | 51,3 | 76,7 | 23,8 | 21,7 | 70,3 | 24,9 | 40,04 | 11,4 |
| Ba | 6 | 9 | 9 | 15 | 12 | 8 | 6 | 25 |
| Sr | 7 | 8 | 10 | 8 | 9 | 6 | 10 | 16 |
| Tl | 2,94 | 4,0 | 2,21 | 2,63 | 3,39 | 1,65 | 5,5 | 1,67 |
| Ge | 4 | 4 | 3,8 | 3,8 | 3,6 | 2,8 | 5,2 | 3,7 |
| Ga | 25 | 26 | 24 | 23 | 22 | 20 | 32 | 18 |
| Ta | 7,10 | 10,2 | 5,25 | 8,98 | 6,4 | 5,24 | 5,75 | 9,71 |
| Nb | 20,8 | 26 | 13,6 | 19,2 | 19,7 | 11,3 | 24,8 | 17,9 |
| Hf | 1,9 | 2,3 | 1,3 | 2 | 1,5 | 1,5 | 1,8 | 5,4 |
| Zr | 33 | 31 | 22 | 50 | 25 | 37 | 28 | 87 |
| Y | 5 | 0 | 7,1 | 4,9 | 4 | 4,3 | 5,3 | 6,5 |
| Be | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Th | 2,13 | 1,0 | 1,3 | 1,28 | 1,1 | 2,08 | 1,47 | 1,39 |
| U | 1,31 | 1,5 | 1,51 | 1,11 | 0,82 | 0,92 | 1,31 | 2,65 |
| La | 2,32 | 1,3 | 3,08 | 1,34 | 1,17 | 2,7 | 2,31 | 2,6 |
| Ce | 5,43 | 3,0 | 5,72 | 4,41 | 3,74 | 6,62 | 4,0 | 5,25 |
| Pr | 0,64 | 0,31 | 0,71 | 0,48 | 0,43 | 0,92 | 0,53 | 0,7 |
| Nd | 2,23 | 1,3 | 3,23 | 2,13 | 2,03 | 2,7 | 2,53 | 2,06 |
| Sm | 0,79 | 0,4 | 0,89 | 0,6 | 0,58 | 1,01 | 0,75 | 0,72 |
| Eu | 0,02 | 0,01 | 0,026 | 0,013 | 0,006 | 0,01 | 0,011 | 0,006 |
| Gd | 0,68 | 0,3 | 0,82 | 0,67 | 0,62 | 0,63 | 0,65 | 0,58 |
| Tb | 0,15 | n,d | 0,21 | 0,16 | 0,15 | 0,16 | 0,15 | 0,19 |
| Dy | 0,96 | 0,3 | 1,36 | 1,04 | 0,93 | 0,91 | 1,0 | 1,23 |
| Ho | 0,17 | n,d | 0,21 | 0,16 | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,19 |
| Er | 0,52 | 0,3 | 0,67 | 0,5 | 0,43 | 0,38 | 0,45 | 0,65 |
| Tm | 0,12 | 0,07 | 0,159 | 0,119 | 0,095 | 0,09 | 0,123 | 0,162 |
| Yb | 0,93 | 0,6 | 1,17 | 0,89 | 0,73 | 0,68 | 0,96 | 1,27 |
| Lu | 0,14 | 0,04 | 0,168 | 0,132 | 0,112 | 0,097 | 0,148 | 0,21 |

Tabla 5 C: Análisis de elementos mayores, menores y trazas (expresados en óxidos en peso % y ppm) del Granito Pegmatítico Bandeado (GPB). **Table 5 C:** Major, minor and trace elements analysis (expressed as oxides in weight % and ppm, respectively of Layered Pegmatite Granite (GPB)).

| | GPC | GLQ | GPB | | GPC | GLQ | GPB |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|------|
| SiO ₂ | 70,13 | 75,19 | 74,39 | Ni | 36,9 | 0,0 | 3,8 |
| TiO ₂ | 0,54 | 0,16 | 0,07 | Co | 29,9 | 27,3 | 31,6 |
| Al ₂ O ₃ | 14,43 | 13,45 | 14,42 | Sc | 10 | 3,6 | 12,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,13 | 1,21 | 1,00 | V | 65 | 15 | 8 |
| MnO | 0,08 | 0,03 | 0,04 | Cu | 9,4 | 55,8 | 3 |
| MgO | 1,46 | 0,29 | 0,08 | Pb | 18,9 | 26,4 | 3,6 |
| CaO | 0,94 | 0,55 | 0,40 | Zn | 67,6 | 16,7 | 25 |
| Na ₂ O | 2,45 | 2,70 | 4,40 | Sn | 15 | 17,57 | 36 |
| K ₂ O | 3,90 | 5,06 | 3,26 | Tb | 15,7 | 4,1 | 1,5 |
| P ₂ O ₅ | 0,17 | 0,18 | 0,31 | U | 3,38 | 2,79 | 1,39 |
| LOI | 1,54 | 1,00 | 0,83 | La | 40,29 | 5,29 | 2,10 |
| Total | 99,84 | 99,84 | 99,19 | Ce | 80 | 10,30 | 4,77 |
| ISA | 1,45 | 1,23 | 1,26 | Pr | 9,10 | 2,57 | 0,59 |
| K/Rb | 106 | 150 | 54 | Nd | 34,61 | 9,07 | 2,28 |
| Zr/Hf | 34 | 30 | 18 | Sm | 6,66 | 2,02 | 0,72 |
| Rb | 304 | 281 | 501 | Eu | 1,09 | 0,45 | 0,01 |
| Ba | 338 | 152 | 11,25 | Gd | 6,16 | 2,15 | 0,62 |
| Sr | 83 | 50 | 9 | Tb | 1,04 | 0,47 | 0,17 |
| Ga | 18,9 | 14,6 | 24 | Dy | 5,76 | 3,01 | 0,97 |
| Ta | 3,4 | 3,4 | 7,3 | Ho | 1,14 | 0,61 | 0,16 |
| Nb | 14,2 | 7,6 | 19,2 | Er | 3,16 | 1,80 | 0,49 |
| Hf | 5,1 | 1,9 | 2,2 | Tm | 0,48 | 0,29 | 0,12 |
| Zr | 172 | 56 | 39 | Yb | 3,07 | 1,93 | 0,9 |
| Y | 31 | 16 | 5 | Lu | 0,44 | 0,29 | 0,13 |
| | | | | Eu/Eu* | 0,52 | 0,78 | 0,04 |

Tabla 5 D: Análisis promedios de los elementos mayores, menores y trazas, correspondientes a los tres tipos de granitos.

Table 5 D: Average of major, minor and trace elements analysis (expressed as oxides in weight % and ppm, respectively of GPC, GLQ and GPB granites).

Todos los granitos presentan relaciones molares de “índice de saturación en alúmina” (ACNK) $(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O) = 1,1 - 1,7$ que corresponden al campo peraluminoso, siendo los valores más fuertemente peraluminosos para el GPC (figura 11). El mismo tiene valores de SiO₂ de 68 a 73%, con un promedio de 69%. Los contenidos de Fe₂O₃ total son de 2,0 a 5,0%; el MgO varía entre 0,77 y 1,73%; el CaO entre 0,65 y 1,20 %, el TiO₂ va de 0,29 a 0,67%; el Na₂O varía entre 2,18 y 2,86%, con un promedio de 2,42%; y el K₂O entre 2,53 y 5,01%, con un promedio de 3,93% y el P₂O₅ de 0,14 a 0,19%. La suma de TiO₂+FeOt+MgO = 5,3% valor muy superior a 2,5%, que se corresponde con el límite superior de los granitos poco diferenciados (Fig. 12)

El GLQ y el GPB (Rossi y Toselli, 2010) tienen valores de SiO₂ de 72,37 a 77,03%, con un promedio de 74,87%.

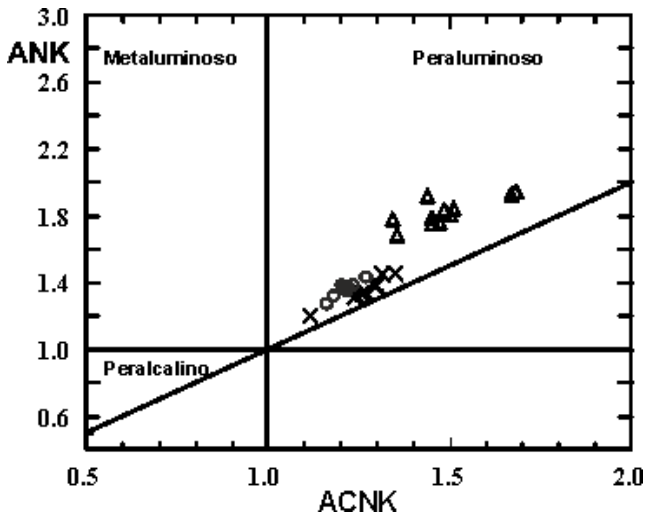


Figura 11. Diagrama de peraluminosidad de Maniar y Piccoli (1989) con las relaciones moleculares ACNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) versus ANK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), en el que todas las muestras se proyectan en el campo peraluminoso. Granito porfírico cordierítico (triángulos vacíos). Granito La Quebrada (círculos vacíos). Granito pegmatítico bandeado (equis). / **Figure 11.** Peraluminous diagram after Maniar and Piccoli (1989): All samples fall in the peraluminous field. Symbols: Triangles: porphyritic cordierite-bearing granite, circles: La Quebrada granite, ecks: layered pegmatite granite.

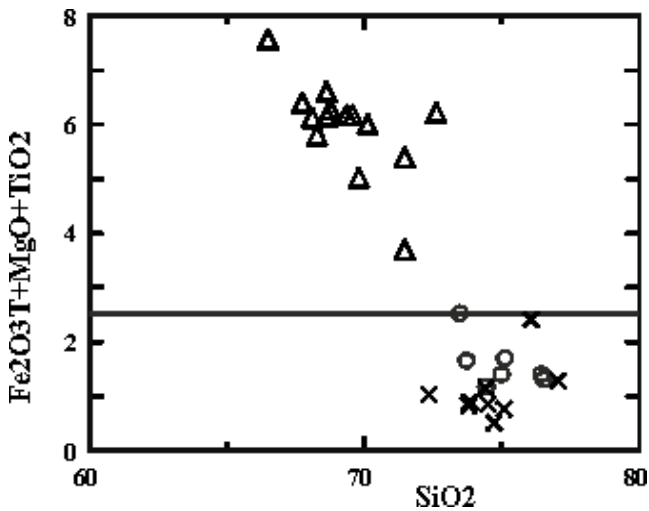


Figura 12. Diagrama $\text{MgO}+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ vs. SiO_2 expresados en peso %. El Granito porfírico cordierítico presenta valores mayores a 2,5 de minerales oscuros. Mientras que en el Granito La Quebrada y el Granito pegmatítico bandeado, los valores son inferiores a dicho límite. Símbolos como en la figura 11./ **Figure 12.** Diagram $\text{MgO}+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ vs. SiO_2 (weight %). The porphyritic cordierite-bearing granite has higher values than 2.5, located in the field of mafic granites, while the values of La Quebrada and pegmatite granites are lower than this limit. Symbols as in figura 11.

Las diferencias más notables entre el GLQ y el GPB, se observan en los porcentajes promedio de los óxidos: TiO_2 : 0,16 y 0,07; Fe_2O_3 : 1,21 y 1,00; MgO : 0,29 y 0,08; CaO : 0,55 y 0,40; Na_2O : 2,70 y 4,40; K_2O : 5,06 y 3,26; P_2O_5 : 0,18 y 0,31, respectivamente. Tanto el Na_2O como el P_2O_5 experimentan aumento en el granito pegmatítico (tabla 5AB). Los contenidos promedio de ambas fases félsicas de $\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} = 0,47$, es menor a 2,5% y es característico para los granitos diferenciados (figura 12).

Los elementos trazas Ba y Sr varían en sus valores promedio desde 338 y 83 ppm respectivamente en el GPC, a 152 y 50 ppm respectivamente en el GLQ y de 11,25 y 9 ppm, respectivamente en el GPB.

El Rb promedio varía desde 304 ppm en el GPC, 281 ppm en el GLQ y 501 ppm en el GPB. El Zr promedia 172, 56 y 39 ppm, respectivamente, y el Y promedia 31, 16 y 5 ppm, respectivamente. El Zr y el Y suelen estar concentrados en minerales accesorios como circón y monacita respectivamente y su disminución en el GLQ y el GPB refleja el fraccionamiento de esos minerales accesorios en el granito cordierítico. Lo mismo puede decirse de Th y U, ambos concentrados en circón, monacita y apatita.

Las Tierras Raras, en los granitos, están concentradas en los minerales accesorios, zircón, monacita y apatita, que puede verse en la tabla 5B, que disminuyen desde el Granito porfídico cordierítico, Granito La Quebrada y en las Pegmatitas Bandedas.

Los diagramas de Harker muestran que los óxidos mayores: MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO y CaO , muestran correlación negativa con el aumento de SiO_2 . Los valores más altos corresponden al GPC, los intermedios al GLQ y los más bajos al GPB (figura 13).

Por su parte los contenidos de Na_2O , presentan correlación positiva con el incremento de SiO_2 , siendo los granitos de las pegmatitas bandedas los más enriquecidos. Con el K_2O , hay una correlación positiva con SiO_2 para el granito La Quebrada y negativa para el granito de las pegmatitas bandedas.

La proyección de P_2O_5 versus Al_2O_3 muestra un contenido de P_2O_5 estable entre 0,15 y 0,20% para el granito cordierítico, mientras que hay un sensible aumento del mismo desde el granito La Quebrada al granito pegmatítico con el aumento de Al_2O_3 .

Los elementos trazas Hf, Th, Y, U, Zr, Ba, Cr, Zn, V y Sr muestran correlación negativa con el aumento de SiO_2 mientras que para el Sn, Ta, Ge y Rb la correlación es positiva (figura 14).

En el diagrama modificado de Blevin (2003) K/Rb versus SiO_2 (figura 15), se expresa la evolución de los granitoides. El granito La Quebrada y el pegmatítico se proyectan predominantemente en el campo “fuertemente evolucionado y fraccionado”, mientras que el GPC se proyecta como “moderadamente evolucionado”.

La proyección de multi-elementos, normalizada al condrito C1 de Sun y McDonough (1989) de todos los granitos (figura 16A) se muestran bien discriminadas. El GPC (figura 16B) es el que presenta mayor abundancia de trazas respecto del condrito, con anomalías negativas bien marcadas de Rb, K, Ba, Nb, Sr y Ti. Las Tierras Raras pesadas muestran una pendiente muy suave. En la figura 16 C el patrón de multi-elementos para el Granito La Quebrada, las anomalías negativas de Ba, Nb, Sr y Ti están más pronunciadas que en el granito cordierítico.

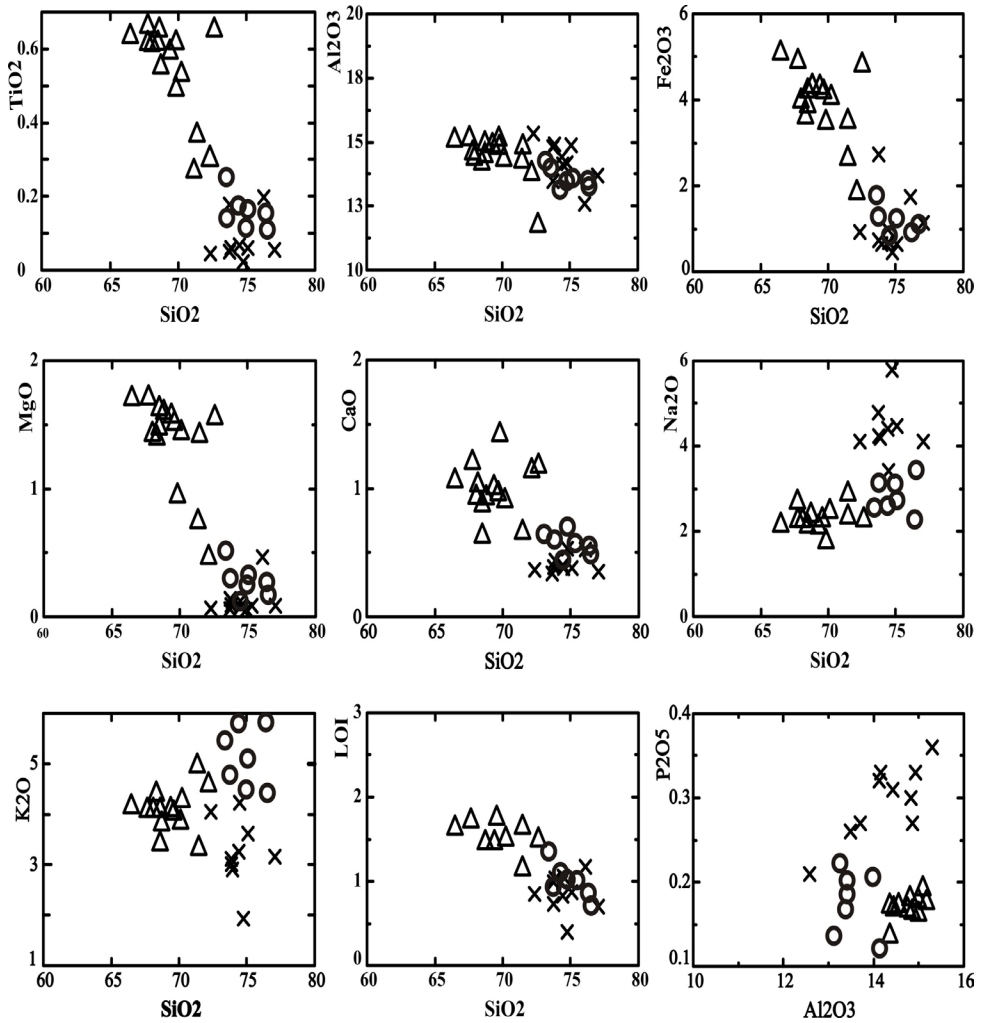


Figura 13. Diagramas de Harker de óxidos mayores. La correlación es negativa para TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 y CaO , mientras que es positiva para Na_2O y para K_2O , con el incremento de SiO_2 . Se observa que el contenido en P_2O_5 aumenta con el contenido en Al_2O_3 en los granitos La Quebrada y de las pegmatitas. La pérdida por calcinación (LOI) es mayor en el granito cordierítico reflejando su mayor grado de alteración. Símbolos como en la figura 11. / **Figure 13.** Harker diagrams for major oxides. The correlation is negative for TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 and CaO , while positive for Na_2O and K_2O when SiO_2 increases. It is observed that the P_2O_5 content increases with Al_2O_3 content in the La Quebrada granites and layered pegmatites. The loss on ignition (LOI) is higher in the cordierite granite reflecting its higher degree of alteration. Symbols as in Figure 11.

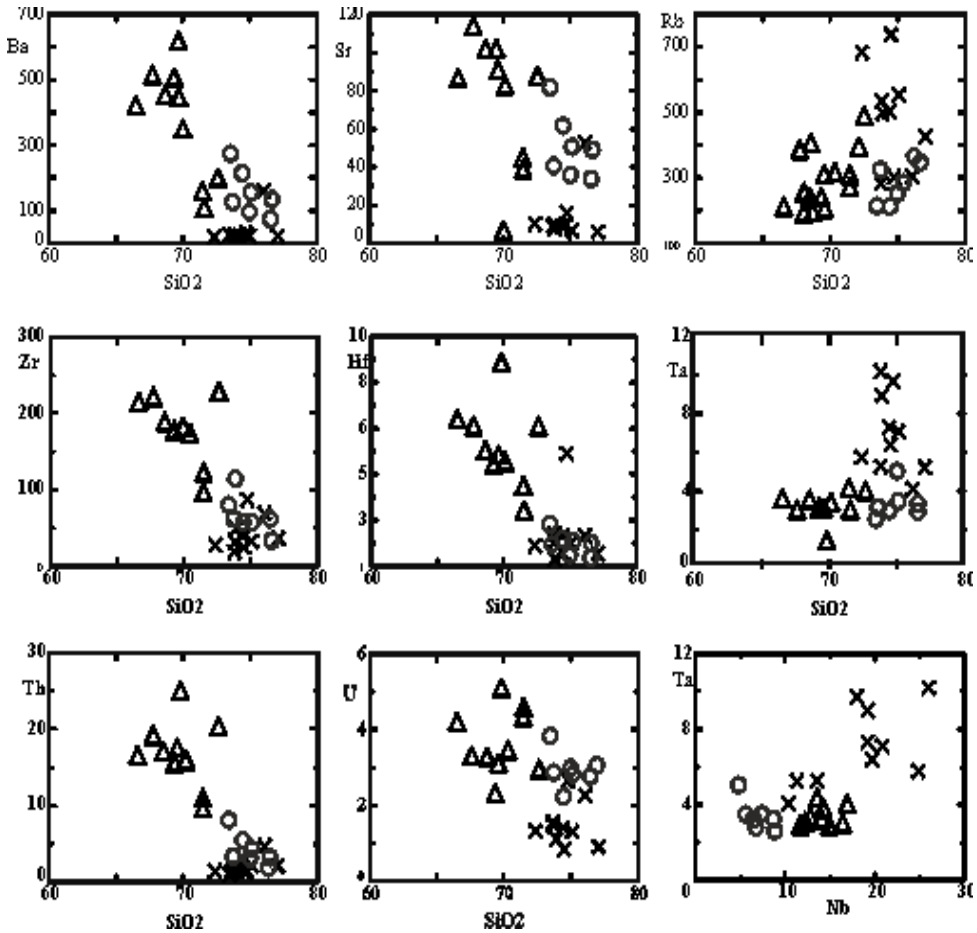


Figura 14. Diagramas de Harker de elementos traza. La correlación es negativa para Ba, Sr, Zr, Hf, Th y U, mientras que es positiva para Rb vs. el aumento de SiO_2 . Nb versus Ta, muestran correlación positiva. Símbolos como en la figura 11. **Figura 14.** Harker diagrams for trace elements. The correlation is negative for Ba, Sr, Zr, Hf, Th and U, while positive for Rb when SiO_2 increases. Nb versus Ta show positive correlation. Symbols as in Figure 11.

Las Tierras Raras pesadas tienen un patrón plano. La figura 16 D muestra el patrón para el GPB. Aquí la anomalía negativa de Ba es la más pronunciada de todas. El Nb y el Ta aparecen enriquecidos en comparación el GLQ, El Sr es tan bajo que es casi el valor del condrito, mientras que el Hf es mayor que el Zr. La mayor anomalía negativa extrema es la del Eu, muy por debajo del valor condritico, seguida por el Ti. El resto de los elementos traza, en su mayoría ETR, aparecen con la segmentación típica del “efecto tetrada”.

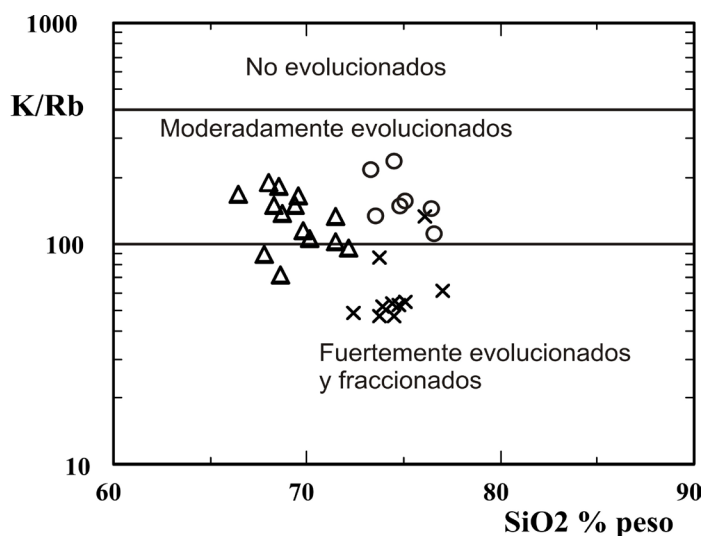


Figura 15. Diagrama modificado de Blevin (2003) de K/Rb vs. SiO₂, que expresa la evolución de los granitoides. El Granito La Quebrada y el de las pegmatitas se proyectan generalmente en el campo “fuertemente evolucionado y fraccionado” mientras que el granito cordierítico lo hace en el campo “moderadamente evolucionado”. Símbolos como en la figura 11. / **Figure 15.** Diagram K/Rb vs. SiO₂ (after Blevin, 2003). La Quebrada granite and pegmatites fall in the “strongly evolved and fractionated” field while the cordierite granite does in the “moderately evolved” field. Symbols as in figura 11.

Los patrones de ETR de los tres granitos, normalizados al condrito C1 de Anders y Grevesse (1989) se muestran en la figura 17 A y aparecen claramente discriminados. La figura 17 B grafica el promedio de ETR de cada granito. Las muestras del GPC tienen un contenido total de ETR de 193 ppm y presentan moderada anomalía negativa de Eu, con relaciones promedio de Eu/Eu* de 0,52, que sugiere el fraccionamiento de feldespatos en la fuente. El GLQ tiene un contenido total de ETR de 55 ppm y el promedio de Eu/Eu* es de 0,78. El GPB contienen un total promedio de 14 ppm de ETR y el promedio de Eu/Eu* es de 0,04. Esta anomalía negativa extrema, no puede explicarse por el simple fraccionamiento de feldespatos.

Petrografía de las fases félsicas: Granito La Quebrada (GLQ) y Granito Pegmatítico Bandeado (GPB)

Los recientes avances experimentales sobre el origen, velocidad de emplazamiento, texturas, temperaturas y tiempo de cristalización de las pegmatitas, han permitido realizar un salto extraordinario en la interpretación genética de este tipo de rocas. Esto ocurre luego de mucho tiempo de quedar la investigación estancada en los importantes avances realizados por Jahns y Burnham (1969). Por tal razón, haremos una breve reseña sobre este problema.

Las pegmatitas, como se sabe, pueden derivar por: A) diferenciación de magmas graníticos parentales, peraluminosos tipo-S, de ambiente colisional a tardío colisional; o B) de magmas alcalinos o débilmente peraluminosos tipo-A, de ambiente post-colisional o de intraplaca; o C) por fusión parcial directa de material meta-sedimentario rico en agua (Cerny, 1991a, b).

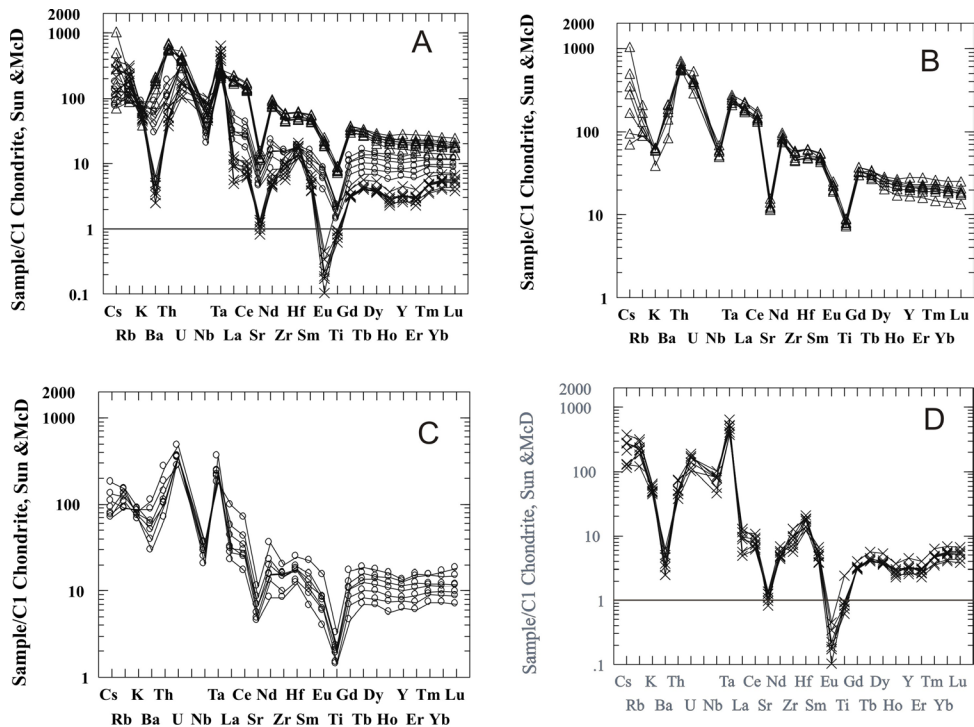


Figura 16. Diagramas de multielementos normalizados al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **A-** Muestras a los tres granitos claramente discriminados. La mayor abundancia de ETR se encuentra en el GPC, excepto para el Ta y tienen rasgos comunes como las anomalías negativas de Ba, Nb, Sr y Ti. **B-** El GPC muestra altos contenidos de Cs, Th, U, Zr, Hf y una suave pendiente para los ETR pesadas. **C-** El patrón del GLQ, es semejante al anterior, pero con anomalías negativas más pronunciadas de Nb, Sr y Ti. Los ETR pesadas desarrollan un patrón horizontal y su abundancia es superior al condrito. **D-** El GPB, muestra fuertes anomalías negativas de Ba, Zr, Hf, Eu y Ti. La anomalía de Nb es moderada, con fuerte anomalía positiva de Ta. Observar la fuerte segmentación de los ETR pesadas (efecto tetrad). Símbolos como en figura 11. / **Figure 16.** Multi-element diagrams normalized to chondrite C1 of Sun & McDonough (1989). **A:** Shows both granites and pegmatite clearly discriminated. GPC shows the highest contents of trace elements, except for Ta. All granites have common traits as negative anomalies of Ba, Nb, Sr and Ti. **B:** The GPC shows high levels of Cs, Th, U, Zr, Hf and a gentle slope to the heavy REE. **C:** The GLQ pattern is similar to above, but with more pronounced negative anomalies of Nb, Sr and Ti. The heavy REE develop a horizontal pattern and have higher contents than chondrite. **D:** The GPB, shows strong negative anomalies of Ba, Zr, Hf, Eu and Ti. Nb anomaly is moderate with strong positive Ta anomaly. Note the strong segmentation of heavy REE (tetrad effect). Symbols as in figura 11.

Las pegmatitas se emplazan como fundidos sobre-enfriados, en estado líquido, por debajo del *solidus* del magma granítico hidratado. Dependiendo del espesor, extensión del cuerpo pegmatítico y pérdida de volátiles, el tiempo de cristalización y de enfriamiento puede ser mucho más breve de lo que se suponía tradicionalmente (London, 2005).

El contenido en volátiles (fluxes) H_2O , B, Li, P, y F, juegan un papel clave en el mantenimiento de las temperaturas por debajo del *solidus* granítico hidratado, sin que ocurra la nucleación (London, 2005, 2008). Las texturas gráficas (de microclino-cuarzo) se forman por sobre-enfriamiento, por debajo del eutéctico termodinámico (London, 2014).

Asimismo, el contenido en H_2O de las pegmatitas graníticas juega un papel clave en su rápido emplazamiento y explicaría el desarrollo de cristales grandes en fundidos sobre-enfriados (Nabelek *et al.*, 2010).

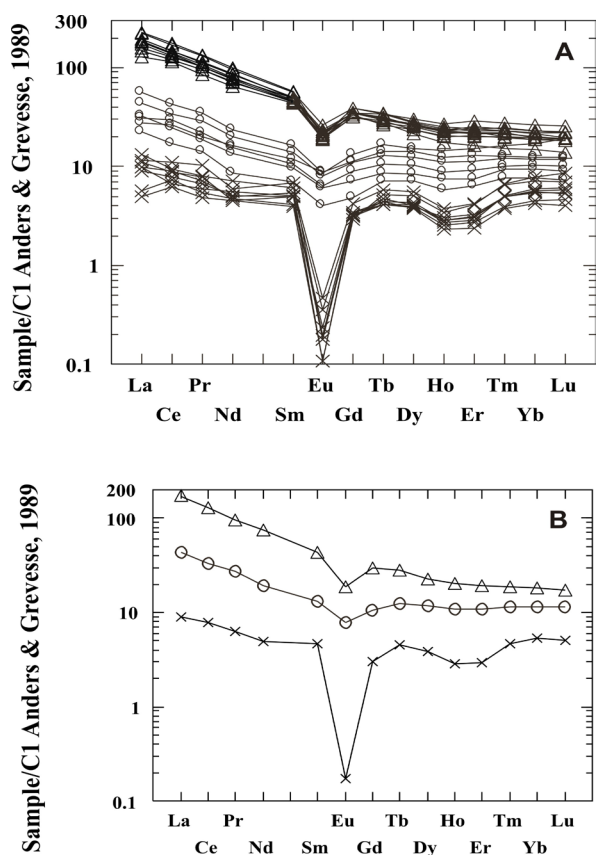


Figura 17. Diagramas de Elementos de Tierras Raras, normalizados al condrito C1 de Anders y Grevesse (1989). A-Muestra los patrones particulares para cada granito, con el mayor contenido de ETR para los GPC, con composición homogénea y anomalía negativa moderada de Eu. El GLQ tiene menores contenidos de ETR y una pequeña anomalía negativa de Eu. El GPB está muy empobrecido en ETR, con anomalía negativa extrema de Eu y segmentación suave y marcada en los ETR livianas y pesadas respectivamente, con efecto tetrad. B- Grafica el promedio de ETR para los tres granitos. Símbolos como en figura 11./ **Figure 17.** Diagrams of Rare Earth Elements, normalized to C1 chondrite (after Anders and Grevesse, 1989). A: Shows the individual patterns for each granite with the highest content of REE for the GPC, with homogeneous composition and a moderate negative Eu anomaly. The GLQ has lower REE content and a small negative Eu anomaly. The GPB is very depleted in REE, with an extreme negative Eu anomaly, and a noticeable segmentation pattern (tetrad effect). B: Average REE for the three granites. Symbols as in Figure 11.

Lo más llamativo de los GPB, es la alternancia, de capas constituidas por grandes cristales de microclino, cuarzo, moscovita y turmalina, con capas de textura granítica equigranular constituidas por albita, cuarzo, moscovita y zonas con turmalina-cuarzo dispuestas paralelamente a las capas.

Estas estructuras son poco comunes en nuestro país y serían semejantes a las de Calamity Peak (South Dakota, Estados Unidos) descritas por Duke *et al.* (1988), tanto en el desarrollo de las texturas bandeadas, como de su mineralogía.

En el GPB son comunes los inter-crecimientos gráficos que aparecen en la base de las capas de pegmatitas bandeadas, constituidas por microclino que hospeda al cuarzo, con tamaños que varían desde varios decímetros a milímetros (figura 8).

En contraste con otras pegmatitas, llamadas de elementos raros, por contener minerales de Be, Li, F, U, Th, ETR (elementos de tierras raras), etc., las pegmatitas bandeadas de Mazán son más pobres y completamente estériles, conteniendo sólo abundante turmalina negra (schorlo), que indica la presencia de B que junto con el H_2O , conformaron los fluidos esenciales que dieron origen a estas pegmatitas. La tabla 1C, muestra los análisis químicos de roca total donde pueden compararse las composiciones de los componentes mayores y trazas, del GLQ con las capas de GPB. Las diferencias en composición entre ambos grupos, resultan más claras cuando se utilizan los diagramas de Hildreth (1981) para mostrar enriquecimientos y empobrecimientos de los elementos mayores y trazas. En la figura 18A, se muestra el valor promedio de elementos mayores expresados en % peso de los óxidos del GPB, que se normalizó contra el valor promedio del GLQ. El diagrama muestra como el GPB está empobrecido fuertemente en casi todos los óxidos y enriquecido en Al_2O_3 , Na_2O y P_2O_5 . Los diagramas de Harker (figura 13) muestran la pendiente positiva de Al_2O_3 y P_2O_5 .

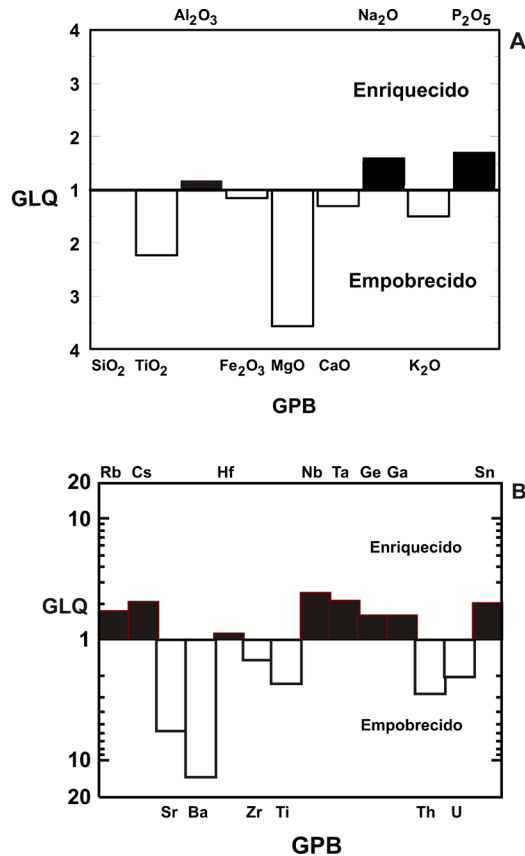


Figura 18 A - B. Diagramas de Hildreth (1981) para los óxidos mayores y para elementos trazas, respectivamente, correspondientes a las fases félsicas, mostrando enriquecimientos y empobrecimientos. / **Figure 18 A and B.** Hildreth Diagrams (1981) for the major oxides and trace elements, respectively, corresponding to felsic phases, showing enrichments and depletions.

El enriquecimiento en fósforo en el GPB, con un promedio de 0,31% en peso de P_2O_5 , es típico de granitos evolucionados fértiles en Sn, W y otros metales, pero sin embargo la apatita es muy escasa en dichas rocas. El fósforo en coordinación 4, debe estar contenido en los feldespatos, según la relación: $2Si^{+4} \leftrightarrow Al^{+3} P^{+5}$. El operador de intercambio en feldespatos es $AlPSi_2$. Cuanto más aumenta el índice de saturación en alúmina más aumenta el fósforo (London *et al.*, 1999).

La Figura 18B muestra el diagrama de Hildreth (1981) para los elementos trazas expresados en ppm, donde el GPB se empobrece fuertemente en Sr, Ba, Zr, Ti, Th y U, mientras que se enriquece en Rb, Cs, Hf, Nb, Ta, Ge, Ga y Sn, con respecto al GLQ.

El empobrecimiento más notable del GPB se muestra en sus patrones de ETR (figura 17), con una anomalía negativa de Eu extrema $Eu/Eu^* = 0,04$ y desarrollo del efecto tétrada, que se presenta en ciertos patrones de ETR normalizadas a condrito, como una segmentación del patrón normal armónico, que abarca a los elementos de a cuatro, por ej. Tetrada 1: La-Nd; Tetrada 2: Pm-Gd; Tetrada 3: Gd-Ho; Tetrada 4: Er-Lu. La segmentación es convexa, se incurva hacia arriba y se presenta típicamente en granitos altamente evolucionados que reflejan el fraccionamiento de los ETR entre un fundido residual y un fluido acuoso coexistente (Masuda *et al.*, 1987). La anomalía negativa extrema que presenta el europio en el GPB, no puede explicarse entonces por simple fraccionación de feldespatos, sino por un proceso de fraccionamiento entre fundido y fluido (Irber, 1999).

Otro aspecto clave del efecto tetrada es el comportamiento de los ETR y otros trazas según estén contenidos en fundidos silicáticos puros, o éstos coexistan con fluidos acuosos ricos en B, Li, F, P, Cl, etc. En el primer caso, los ETR normalizadas presentarán patrones armónicos que son función de su radio iónico, número atómico y carga (siglas en inglés CHARAC, charge- and- radius- controlled) y las relaciones de trazas afines como Y/Ho y Zr/Hf, se mantendrán cercanas a la relación condrítica (Y/Ho: 34-26 y Zr/Hf: 36-26). Como contraste, en las soluciones acuosas los elementos trazas forman iones complejos y sus precipitados muestran relaciones Y/Ho y Zr/Hf no condríticas y en los ETR el patrón es irregular, conocido como efecto tetrada non-CHARAC, que no depende de la carga y el radio (Bau, 1996).

En la figura 19 se muestra el diagrama Zr/Hf versus Y/Ho. El recuadro, grafica el campo de estas relaciones dentro de los sistemas magmáticos y cercanos a las relaciones condríticas que muestran comportamiento CHARAC, de acuerdo a la carga y el radio iónico. Los datos del GLQ y GPC se proyectan casi todos dentro de este campo. Los datos del GPB se proyectan todos fuera del campo y tienen comportamiento non-CHARAC, propio de líquidos.

Temperaturas de cristalización de las pegmatitas

Existe un concepto corriente que el feldespato potásico primario de las pegmatitas puede desarrollarse como una fase desordenada, como sanidina u ortosa, llamada también microclino alto, referida al desorden Si-Al en la estructura. La inversión a Si-Al ordenado (microclino) se hace evidente en el desarrollo de las maclas “tartán” de albita y periclino. Esta inversión desde microclino alto a microclino bajo tiene lugar, según Martín (1988) a temperaturas por debajo de 450° C. Esta condición es cercana a las temperaturas a la cual muchas pegmatitas se cree que cristalizan y es posible que también el feldespato potásico en pegmatitas se desarrolle directamente con una estructura ordenada de microclino.

Se muestrearon feldespatos potásicos de dos afloramientos de pegmatitas bandeadas de Las Angosturas: en uno de ellos se obtuvieron seis muestras del perfil de 15 m de espesor,

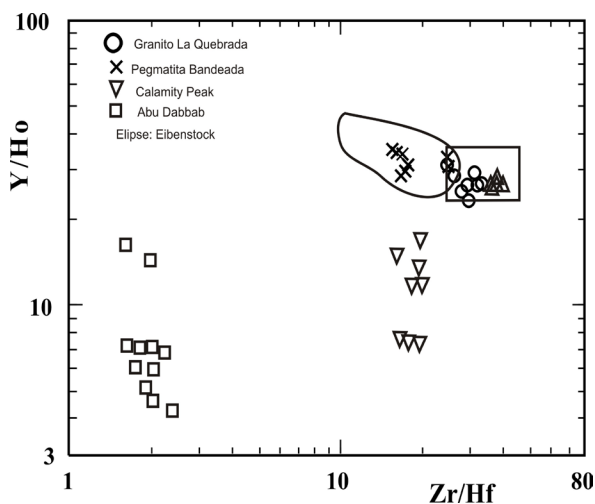


Figura 19. Diagrama Zr/Hf versus Y/Ho. El rectángulo representa las relaciones de estos elementos en los sistemas magmáticos, que coincide con las relaciones condriticas, que están controladas por la carga y el radio iónico (CHARAC). El GLQ (círculos) y GPC (triángulos) se proyecta dentro de este campo. El GPB (equis) se proyecta fuera de dicho campo (relaciones no-CHARAC: no controladas por la carga y el radio iónico). La elipse representa el granito de Eibenstock (Irber, 1999). Como comparación se proyectan también datos de otros granitos tomados de la literatura (modificado de Bau, 1996). / **Figure 19.** Diagram Zr / Hf versus Y / Ho (modified from Bau 1996). The rectangle represents the relationships of these elements in magmatic systems, which coincide with the chondritic ratios controlled by the charge and ionic radius (CHARAC). The GLQ and GPC plot into this field. The GPB plots out of that field (non-CHARAC relationships: not controlled by the charge and ionic radius). The ellipse represents the Eibenstock granite (Irber, 1999). To compare, data from other granites from the literature are also plotted. Symbols as in figure 11.

desde E1a E6, de abajo hacia arriba; en el otro, de 10 m de espesor, se tomaron cuatro muestras (de F1 a F4), también de abajo hacia arriba, procediéndose al análisis por difracción de rayos X.

La tabla 4A muestra los parámetros de la celda unidad de cada muestra, calculadas con gran precisión, que no deja lugar a dudas de que se trata en todos los casos de microclino bajo. En la tabla 4B se exponen los índices de triclinicidad. Los resultados obtenidos se basan en la propuesta de Kroll y Ribbe (1987), quienes establecen que los valores cercanos a uno (1) en la relación $[(b + 5.1479 - 2.56437 c) / (2.7945 - 0.44621 c)]$, corresponden al microclino máximo, mientras que aquellos cercanos a cero (0) constituyen fases monoclinicas. Aplicando ésta relación, se observa que la mayoría de los valores son muy cercanos a uno (1), lo que indica un alto nivel de triclinicidad. Estos datos sugieren que el feldespato potásico, se desarrolló directamente con una estructura ordenada de microclino a temperaturas menores a 450° C, como fuera postulado por Martin (1988).

Por otra parte, las texturas gráficas de inter-crecimiento microclino-cuarzo están siempre presentes y hay un consenso generalizado de que ellas se desarrollaron por debajo del eutéctico termodinámico hidratado ortosa-cuarzo (London, 2005, 2008, 2014).

Al nivel de la base de las pegmatitas bandeadas, pero no en contacto geológico con ellas, afloran texturas gráficas cuyo tamaño de grano varía desde decímetros a milímetros (figura 10). Las de tamaño más pequeño, se asemejan mucho a las obtenidas experimentalmente por Baker y Freda (2001).

Ellas conforman cuerpos discoidales de aproximadamente 12 cm de diámetro por 7 cm de espesor, desde cuyo centro irradian los inter-crecimientos gráficas, mientras que los bordes

están constituidos solo por microclino (figura 8C). Experimentalmente, esta textura se obtuvo a 500° C que representa un sobre-enfriamiento de 200° C respecto del eutéctico termodinámico hidratado (Baker y Freda, 2001). Estos fundidos félsicos contendrían poca agua y serían de alta viscosidad (London, 2014). Interpretamos esta temperatura como el sobre-enfriamiento de la zona de borde de la pegmatita. Las texturas gráficas más gruesas corresponderían a fundidos más enriquecidos en agua, lo que bajaría la viscosidad y permitiría el desarrollo de texturas gráficas de mayor granulometría.

La tabla 6 presenta los análisis de roca total de elementos mayores y trazas de dos muestras de texturas gráficas de grano fino. De los elementos trazas, los más enriquecidos son Rb y Cs y los más empobrecidos son Sr, Ba, Pb y Tl. Es de notar cómo también en estas rocas se evidencia la misma tendencia de evolución de trazas que en el GPB.

El cálculo de los porcentajes en peso de cuarzo y microclino, dio para la muestra 8181: 25,51 % y 74,48 %, y para la muestra 8182: 25,49% y 74,51 %, respectivamente, las que son muy próximas a los valores teóricos porcentuales en peso, de las texturas gráficas.

| | 8181 | 8182 |
|----------------------------------|-------|-------|
| SiO ₂ | 72,94 | 73,12 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 14,37 | 14,37 |
| Fe ₂ O _{3,t} | 0,11 | 0,22 |
| MnO | 0,01 | 0,01 |
| MgO | 0,02 | 0,02 |
| CaO | 0,18 | 0,13 |
| Na ₂ O | 2,45 | 2,86 |
| K ₂ O | 8,74 | 8,20 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,34 |
| LOI | 0,63 | 0,58 |
| Total | 99,71 | 99,87 |
| Rb | 635 | 860 |
| Sr | 11 | 10 |
| Ba | 18 | 24 |
| Cs | 32,9 | 48,7 |
| Tl | 3,9 | 4,8 |
| Pb | 18 | 8 |

Tabla 6. Análisis químicos de texturas gráficas de grano fino. Los elementos mayores están expresados en óxidos en peso % y los elementos trazas, en ppm. / **Table 6.** Major and trace elements from fine grained graphic textures. Major elements expressed in oxides % and trace elements in ppm.

Interpretación y discusión de la estructura bandeada de las pegmatitas

La semejanza existente entre las estructuras de las pegmatitas bandeadas de Las Angosturas, con las de Calamity Peak (Rockhold *et al.*, 1987) sugieren que la alternancia de capas graníticas equigranulares con capas de cristales grandes, pueden haber tenido mecanismos de formación comunes para las pegmatitas de ambas localidades.

El bandeado podría haberse formado por sucesivas y reiteradas intrusiones laminares, como lo postularon Orville (1960), Jahns y Tuttle (1963) y Duke *et al.* (1988). El bandeado tiene espesores de centímetros a metros, que se habrían diferenciado *in situ*, formando capas pegmatíticas ricas en microclino perfitico en el techo de las capas, con un nivel equigranular de grano fino a medio, enriquecido en albita; siendo los contactos entre ambas tanto marcados como difusos. Este bandeado se reitera numerosas veces. El problema para esta interpretación es la ausencia de estructuras de flujo que avalen las inyecciones sucesivas. Posteriormente, Jahns y Tuttle (1963) enfatizan que la segregación propuesta tuvo lugar en presencia de cristales y fundido en un fluido acuoso (Jahns y Burnham, 1969; Burnham y Nekvasil, 1986; Rockold *et al.*, 1987), aunque algunos resultados experimentales sugieren, que la fase fluida solo pudo haber estado presente en los estadios finales de la cristalización (London *et al.*, 1989). Otros autores como Norton y Redden (1990), Jahns y Tuttle (1963) y Jahns y Burnham (1969), apoyan la hipótesis que la fase fluida pudo controlar el fraccionamiento químico del K y Na observado. La mayoría de los experimentos sobre la partición de elementos entre fundidos graníticos y soluciones acuosas, indicarían que las relaciones $K/(K + Na)$ es siempre más bajo en las soluciones que en el fundido con el cual coexiste (Holland, 1972; Carron y Lagache, 1980), siendo difícil producir un incremento substancial por medio del transporte por la fase vapor. Por su parte Burnham y Nekvasil (1986) realizaron experimentos con fundidos saturados con turmalina, en los que el K se enriqueció en la fase vapor, lo cual es aplicable a los fundidos con B, como es el caso del GPB. Aquí la cristalización avanzaría hacia arriba con episodios intermitentes de cristalización de turmalina, produciendo láminas de centímetros de granito. Los períodos de sub-saturación en B y H_2O controlarían la cristalización cotéctica de albita, cuarzo +/- moscovita, con desarrollo de una granulometría fina típica de sobre-enfriamiento y llevaría a la sobre-saturación de B y H_2O , del fundido residual, con la cristalización de microclino, cuarzo +/- moscovita +/- turmalina, que bajarían el punto de cristalización cotéctica, permitiendo la formación de las pegmatitas.

Así el bandeado mineralógico-textural podría haberse iniciado al ponerse en contacto el fundido, con una roca de techo más fría, que al perder temperatura produce el inicio de la cristalización cotéctica de microclino, cuarzo +/- moscovita, en presencia de B y H_2O en el fundido, esto permite la cristalización y el crecimiento de los granos minerales grandes hacia el fundido, hasta que la concentración de los contenidos de Fe y Mg es tal que se produce su reacción con el boro y la precipitación de la turmalina. Este descenso súbito del contenido de boro produce el sobre-enfriamiento del fundido aladaño, más evolucionado con la cristalización cotéctica de albita-cuarzo-moscovita, con textura equigranular. La presencia de moscovita indica que el H_2O sigue estando presente en el sistema. En suma, los efectos del equilibrio de fases relacionadas con el alto contenido de boro de los magmas del GPB, actúan transportando el potasio que se separa del fluido acuoso que evoluciona independientemente o conjuntamente para producir la segregación vertical, de granito abajo y de pegmatita arriba, probablemente en concordancia con el límite de la cúpula granítica.

Dado que la cristalización se inicia en la proximidad del techo del intrusivo, para que la secuencia se repita es necesario, que otra capa de magma rico en boro, pierda temperatura y comience a cristalizar formando una nueva capa de granito fino, cuyos volátiles van siendo expulsados y se acumulan hacia arriba formando una nueva capa de pegmatita y así sucesivamente.

Debe destacarse que durante esta etapa de la evolución de los fundidos granítico-pegmatíticos, los equilibrios y desequilibrios ocurren a escala local, ya que el desarrollo del sistema magmático, con baja presión de carga y a temperaturas límites con el comienzo de la cristalización, no permiten un equilibrio en forma global.

Por otra parte, la sobresaturación local de boro también produciría las simplectitas de turmalina-cuarzo, que se hallan dispersas dentro de las capas de grano grueso.

Discusión e interpretación de la secuencia granítica

De las observaciones de los afloramientos graníticos de la sierra de Mazán, quedarían pocas dudas que hubo un único pulso magmático que dio lugar a la formación de los granitos que Keidel y Schiller (1913) denominaron Granito Antiguo y Granito más joven. Las dataciones radimétricas disponibles indican edad ordovícica para el granito porfiróide cordierítico (484,2+/-3,1 Ma, U/Pb SHRIMP en zircón, Pankhurst *et al.*, 2000); pero la gran incógnita seguía siendo el GLQ y las GPB, así como el tiempo transcurrido hasta su formación, del cual sólo tenemos una edad mínima de enfriamiento o deformación por una datación K-Ar sobre moscovita que dio 408,7 +/- 10,6 Ma. Esta edad de deformación es correlacionable con la de las aplitas de la Sierra de la Puntilla de Copacabana (Höckenreiner *et al.*, 2003). Otro dato es el que lograron Sardi y Fuenlabrada Pérez (2011) para un dique de aplita de moscovita-andalucita de la sierra Mazán, con una edad Rb-Sr de 461,8 ± 9 Ma.

Desde la década de 1980 autores como Le Breton y Johnson (1988) expresaron lo que hoy está bien consensuado, que los magmas graníticos, en especial los de tipo S, se originan por fusión parcial incongruente de biotita, en ausencia de fluidos, o de material meta-sedimentario consistente en grauvacas feldespáticas aluminosas (Clemens, 2003). Dicha fusión tendría lugar en la corteza media, donde es más fácil que llegue el calor del manto, por medio de subplacado o intraplacado en la corteza inferior, o bien por ascenso de material básico de origen mantélico. De acuerdo a los trabajos experimentales de Vilzeuf y Montel (1994), las condiciones de P y T de formación de fundidos graníticos y fases sólidas como cordierita y feldespato potásico serían inferiores a 5 kbar y de 810 - 860° C (a P >5 kbar, se obtiene granate como fase peritética estable). Así el magma granítico puede ascender adiabáticamente (sin perder temperatura) vía conductos discretos, que eventualmente formarían conductos mayores, hasta su emplazamiento final en la epizona, donde la cordierita permanecería sin disolverse.

Con respecto a la estabilidad de la cordierita en el magma, los datos experimentales de García Moreno (2004) y García Moreno *et al.* (2007) indican que no sería estable en fundidos silicáticos a baja presión (P <2 kbar) en presencia de agua y tiende a disolverse. Esta permanencia se podría explicar por un ascenso relativamente rápido que impidió su desestabilización, que sólo tiene lugar localmente, como lo demuestra la disminución en volumen de la cordierita (y su parcial alteración) y el aumento del volumen de la biotita. Por otra parte, Harley *et al.* (2002) demostraron que la cordierita de granitos tipo-S es más rica en H₂O + CO₂ que la que se forma por metamorfismo de alto grado y que el contenido en H₂O entre 1,3-1,9 % estaría en equilibrio con un fundido con 4% de H₂O a presiones de 2 Kbar, que sería la presión de emplazamiento estimada del magma granítico en la corteza superior.

Con respecto a si la cordierita es de origen magmático o metamórfica, en los granitos tipo S en general y en el de Mazán en particular, nos inclinamos por un origen magmático, como producto de una reacción peritética que permanece en equilibrio con el fundido. Según Pereira y Bea (1994), las cordieritas cuyas sumas de átomos Na + K por fórmula unidad superan 0,08 serían magmáticas. En el diagrama de la figura 9B, las cordieritas de Mazán, Capillitas y Señor de la Peña se proyectan en el campo magmático. Por otra parte Clemens (2003) en su revisión de los granitos tipo S, concluye que las cordieritas de estos granitos son efectivamente

magmáticas y muy raramente son producto de la asimilación de roca de caja, o metamórficas como proponen Ugidos y Recio (1993).

Los dos enclaves de esquistos pelíticos, ricos en cordierita, biotita y sillimanita, se proyectan en el campo “anatóctico” o “metamórfico” de Pereira y Bea (1994) y los interpretamos como xenolitos pertenecientes a niveles meta-sedimentarios profundos.

En general el GPC, presenta fuerte alteración caolinítica, cloritización de la biotita y pinnitización parcial de la cordierita, que sustenta la idea de una importante circulación de volátiles.

Los excelentes afloramientos del GPB situados en el flanco oriental de la parte media de la sierra, muestran claramente las relaciones geológicas que guardan los GPB más jóvenes, con el GPC e indican que ambos se plegaron simultáneamente en forma dúctil. Para que ello sucediera, el fenómeno de deformación debió ocurrir cuando el GPC estaba aún a alta temperatura y sólo habrían cristalizado biotita, cordierita y tal vez plagioclasa, lo cual indicaría una corta diferencia temporal entre ambas intrusiones. Esto avalaría el estado plástico del GPC al momento de la inyección GPB, que habría permitido la deformación conjunta de ambos tipos litológicos. Dicho fenómeno deformativo no habría sucedido si el GPC, hubiera sido intruído por el GPB félsico después de consolidado (rígido), porque la temperatura de los pegmatoides ricos en B y H₂O no habrían sido capaces de producir la ductilidad necesaria para la deformación conjunta que ambos muestran, ni la alteración por fluidos generalizada, que presenta el granito cordierítico.

Sobre la base de estas consideraciones interpretamos que la evolución magmática del granito de Mazán se habría desarrollado en dos pulsos o etapas: el primero con intrusión y cristalización avanzada del GPC regional, con fuerte fraccionamiento de minerales accesorios. En la segunda etapa, cuando el fundido ascendido dentro de la corteza, disminuye su presión de confinamiento permiten la exsolución de los volátiles contenidos, que ascienden con los componentes de bajo punto de fusión y se congelan en la parte alta de la cámara magmática aunque evidenciando diferentes grados de cristalización. De ahí que se los interprete como genéticamente relacionados, constituyendo el GPB una diferenciación rica en H₂O, B y P que se habría producido durante el ascenso del GPC, constituyendo una cúpula desarrollada en una zona de menor presión, con acumulación de los volátiles. Aunque no se cuantificó el boro presente, éste ha tenido suma importancia en disminuir la viscosidad y temperatura del magma residual.

Los distintos tipos texturales y petrográficos identificados en la secuencia granítica permiten establecer un esquema de distribución que, de abajo hacia arriba, estaría formado por el GLQ, seguido el séquito de GPB y culminando con el enjambre de venas y diques de cuarzo, inyectado en el GPC fuertemente alterado y fallado. Ellos representan la evolución final del magma, que ya es completamente estéril en minerales máficos y metálicos, como se observa en el extremo sur de los afloramientos, en un área de aproximadamente 2 km cuadrados.

La circulación de volátiles, habría permeado al GPC, produciendo la alteración de los minerales cristalizados tempranamente y asimismo habría transportado y concentrado casiterita y wolframita. El fundido coexistente con una fase fluida queda sugerido en el “efecto tetra-da” de los ETR y el comportamiento “no-charac” de las relaciones Y/Ho y Zr/Hf. En estas condiciones también se habrían desarrollado las texturas simplectíticas de turmalina, cuarzo y moscovita, como así también las texturas gráficas de microclino y cuarzo, todas indicadoras de sobre-enfriamiento.

Estas evidencias observables en el campo, sólo puede darse como consecuencia directa de un origen común, dentro de un mismo proceso, para ambos granitos.

Conclusiones

Los GPC que conforman la mayor parte de la Sierra de Mazán, son típicos granitos tipo S, fuertemente peraluminosos de origen cortical, formados por fusión parcial a alta temperatura de material meta-sedimentario (grauvacas aluminosas, feldespáticas), en ausencia de fluidos.

Este fundido, que contenía cordierita peritética, biotita, ilmenita y minerales accesorios, ascendió adiabáticamente, probablemente por conductos discretos en profundidad, que se expanden en niveles más superficiales, incorporando enclaves ricos en cordierita, biotita, sillimanita y feldespato potásico, que no son, ni restitas, ni material asimilado de la roca de caja, sino xenolitos meta-pelíticos derivados de regiones profundas.

Los datos experimentales indicarían que las presiones de formación del fundido anatótico serían inferiores a 5 kbar, ya que a presiones mayores se formaría cordierita-granate, asociación que no ha sido observada. Las temperaturas estarían en el orden de los 810 – 860° C.

La cristalización fraccionada del GPC, es el mecanismo más probable para la generación del fundido residual que dio origen al GLQ, que intruyó como diques y pequeños plutones dentro del mismo GPC, portando vetas de cuarzo con casiterita y wolframita.

Con el ascenso del magma, disminuye la presión de confinamiento y se produce la desmezcla de volátiles, los que junto con los componentes de menor punto de fusión se concentran en las zonas de menor presión, dando lugar a la formación de los GPB y GLQ. La circulación de los volátiles dentro de la cámara magmática produce la alteración general del GPC y la pinitización de la cordierita.

La acumulación del fundido pegmatítico con altos contenidos de H₂O y B, permiten la formación de simplectitas de cuarzo, turmalina y moscovita, como así también de las texturas gráficas de microclino y cuarzo, que son características de condiciones de sobre-enfriamiento.

El desarrollo en bandas discretas del GPB, correspondería a la cristalización cotética de albita, cuarzo y moscovita, desde un fundido relativamente pobre en B y H₂O. Con el avance de la cristalización el fundido residual se enriquece progresivamente en B y H₂O, que migran hacia el techo de la cámara bajando la temperatura cotética y permitiendo el desarrollo unidireccional de microclino, cuarzo y moscovita, que se relacionan con el aumento de actividad del Fe y Mg en el fundido adyacente, permitiendo la cristalización de la turmalina. O sea que las diferencias mineralógicas y texturales entre las capas de granito y las de pegmatita están controladas por los cambios en las concentraciones de B y H₂O en el fundido y su migración.

Debido a los efectos de sobre-enfriamiento, producido por el B y el H₂O las temperaturas de cristalización de las pegmatitas, deducidas del ordenamiento cristalino del feldespato potásico, estuvieron en el rango de 500° a 450° C.

De acuerdo a la clasificación química de Cerny (1991), las pegmatitas corresponden al tipo LCT (Li-Ta-Cs). En esta etapa se habría producido la deformación dúctil, que afecta a ambos granitos, a las pegmatitas y a la formación de los diques de cuarzo.

En una etapa posterior se produce la deformación frágil que da lugar a las fajas miloníticas que cortan a los diferentes tipos litológicos.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado en el marco del Proyecto 26G-438 del CIUNT. Los autores agradecen el apoyo brindado por el Consejo de Investigaciones de la UNT y del INSUGEO.

Un reconocimiento muy especial al Dr. Eduardo Llambías, por sus valiosas observaciones y consejos en el trabajo de campo y en las discusiones sobre las interpretaciones de las texturas bandeadas. Lo mismo para el Dr. Ricardo Alonso por la lectura crítica del manuscrito y su valioso comentario.

Referencias

- Anders, E. y Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 197-214.
- Baker, D.R. y Freda, C. 2001. Eutectic crystallization in the undercooled Orthoclase-Quartz-H₂O system: experiments and simulations. *European Journal of Mineralogy*, 13: 453-466.
- Baldis, B., Peralta, S. y Villegas, R. 1989. Esquemáticas de una posible transcurrancia del terrane de Precordillera como fragmento continental procedente de áreas Pampeano-Bonaerenses. *Serie Correlación Geológica*, 5: 81-100.
- Bau, M. 1996. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 323-333.
- Blevin, P. 2003. Metallogeny of granitic rocks. In: Blevin, P., Jones, M., Chappell, B. (Eds.). *Magmas to mineralization. The Ishihara symposium*, 1-4. GEMOC MacQuarie University, 22-24. Geoscience Australia.
- Burnham, C.W. y Nekvasil, H. 1986. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. *American Mineralogist*, 71: 239-263.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geología Regional Argentina*, 1: 225-291. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*.
- Carron, J.P. y Lagache, M. 1980. Étude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système Q-Ab.Or.H₂O à 2 kbar entre 700 et 800°C. *Bulletin Mineralogie*, 103: 571-578.
- Cerny, P. 1991a. Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18(2): 49-67.
- Cerny, P. 1991b. Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18(2): 68-81.
- Clarke, D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous Granites. A review. *Canadian Mineralogist*, 19: 3-17.
- Clarke, D.B. 1995. Cordierite in felsic igneous rocks: A synthesis. *Mineralogical Magazine*, 59: 311-325.
- Clemens, J.D. 2003. S-type granitic magmas – petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Reviews*, 61: 1-18.
- Duke, E.F., Redden, J.A. y Papike, J.J. 1988. Calamity Peak layered granite-pegmatite complex, Black Hills, South Dakota: Part I. Structure and emplacement. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 825-840.
- Espizúa, S. y Caminos, R. 1979. Las Rocas Metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, Provincia de Catamarca y La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 53 (1/2): 125-142. Córdoba.
- Fattah, M.A. y Rahman, A. 1994. Nature of Biotites from alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525-541.
- Finney, S., Gleason, J., Gehreles, G., Peralta, S. y Aceñolaza, F.G. 2003. Early Gondwanan connection for the Argentine Precordillera terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 349-359.
- Finney, S.C. 2007. The parautochthonous Gondwanan origin of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of Argentina: A re-evaluation of evidence used to support an allochthonous Laurentian origin. *Geologica Acta*, 5(2): 127-158. 239-246.
- Fogliata, A.S. 2000. [Estudio geológico – económico de los recursos mineros de la Sierra de Mazán. Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Naturales, Tucumán. 202 pags.]
- Fogliata, A.S. y Avila, J.C. 1997. Manifestaciones minerales de la ladera occidental del Cerro Mazán, provincia de La Rioja, Argentina. Octavo Congreso Geológico Chileno, 2: 961-965.
- Fogliata, A.S., Mas, G., y Avila, J.C. 1998. Las wolframitas de Mazán, La Rioja: caracteres mineralógicos y composicionales. *4ta Reunión de Mineralogía y Metalogenia*. Acta: 77-82. Bahía Blanca.
- Foster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey*. Prof. paper, 354B: 49 pp.
- García Moreno, O. 2004. [Estudio experimental de las relaciones texturales y de fases en granitos peraluminicos de la serie mixta del Macizo Ibérico. El caso de Cabeza de Araya (Cáceres). Ph.D. thesis, Ediuno. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. (CD-ROM)].
- García Moreno, O., Corretgé, L.G. y Castro, A. 2007. Processes of assimilation in the genesis of cordierite leucomonzonites from the Iberian massif: a short review. *The Canadian Mineralogist*, 45: 71-85.
- González Bonorino, F. 1951. Una nueva formación Precámbrica en el noroeste argentino. *Comunicaciones Científicas del*

Museo de La Plata. 5.

- Gordillo, C.E., Schreyer, W., Werdling, J. y Abraham, K. 1985. Lithium in NaBe-cordierites from El Peñón, Sierra de Córdoba, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 93-101.
- Harley, S.L., Thompson, P., Hensen, B.J. y Buick, I.S. 2002. Cordierite as a sensor of fluid conditions in high grade metamorphism and crustal anatexis. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 71-86.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10.153 – 10.192.
- Höckenreiner, M. 1998. Die Formation La Cébila und ihr geologisches Umfeld (Sierra de Ambato, NW-Argentinien). *Diplomarbeit* am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München. 96 pags.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 45-66.
- Holland, H.D. 1972. Granites, solutions and base metal deposits. *Econ. Geol.*, 67: 281-301.
- Irber, W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 489 – 508.
- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and Mineralization. *Economic Geology*. 75th anniversary volume: 458-484.
- Jahns, R.H. y Burnham, C.W. 1969. Experimental studies on pegmatites genesis I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64: 843 – 864.
- Jahns, R.H., y Tuttle, O.F. 1963. Layered pegmatite-aplite intrusive. *Mineralogical Society of Geology .Special Paper*, 1: 78-92.
- Keidel, J., y Schiller, W. 1913. Los yacimientos de Casiterita y Wolframita de Mazán en la provincia de La Rioja (Rep. Argentina). *Revista Museo de La Plata*, 20: 124-152.
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1987. Determining (Si Al) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction peak positions; a review. *American Mineralogist*, 72:491-506.
- Lazo, M. 2007. [Caracterización petrográfica y estructural de los granitoides de la Puerta de Arauco, Departamento Arauco, Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. Trabajo final de Seminario. Facultad Ciencias Naturales – UNT (inédito)].
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of cristal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.
- Linares, E. y Gonzalez, R.R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina (1957-1987). *Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina*. Serie B (Didáctica y Complementaria), 19: 628 págs,
- London, D. 2005. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, 80: 281-303.
- London, D. 2008. Pegmatites. *Canadian Mineralogist*, Special Publication 10, 368 pags.
- London, D. 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184-187: 74-104.
- London, D., Wolf, M.B., Morgan, G.B. y Gallego Garrido, M. 1989. Experimental silicate – phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of the Albuquerque batholiths at Tres Arroyos , Badajoz, Spain. *Journal of Petrology*, 40: 215-240.
- López, J.P. y Toselli, A.J. 1993. La faja milonítica TIPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas, 3: 39-42.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 733-754.
- Martin, R.F. 1988. The K-feldspar mineralogy of granites and rhyolites: a generalized case of pseudomorphism of the magmatic phase. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43 (2): 343-354.
- Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, I. y Takenaka, T. 1987. Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal*, 21: 119-124.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G. y Sirbescu, M.L.C. 2010. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 313-325.
- Nacht, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Compte Rendús Academie Science Paris*, 301(11): 813-817.
- Norton, J.J. y Redden, J.A. 1990. Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite and metamorphic rocks in the Southern Black Hills, South Dakota. *American Mineralogist*, 75: 631-655.
- Orville, P.M. 1960. Petrology of several pegmatites in the Keystone district, Black Hills, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1467-1490.
- Otamendi, J.E., y Patiño Douce, A.E. 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology*, 42(9): 1751- 1772.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y Fanning, C. 2000. Age and Origin of Coeval TTG, I and S Type Granites in the Famatinian Belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Pereira, M.D. y Bea, F. 1994. Cordierite- producing reactions in the Peña Negra Complex, Avila Batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low pressure anatexis. *Canadian Mineralogist*, 32: 763-780.

- Rockhold, J.R., Nabelek, P.I. y Glascock, M.D. 1987. Origin of the rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: The role of the boron. *Geochimica et Cosmochimica*, Acta 51(3): 487-496.
- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2004. Termobarometría de las corneanas granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina (En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J.(Eds.) *Serie Correlación Geológica*, 19: 247-260.
- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2006. Granitos y enclaves con cordierita en los plutones Señor de la Peña y Mazán: Posible origen común. *8º Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, Acta: 421-426. Buenos Aires.
- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2010. El complejo granítico-pegmatítico bandeado de Mazán-Las Angosturas, provincia de La Rioja. *10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, Actas: 323-335. Río Cuarto.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E. y Ferreira, V.P. 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. *Gondwana Research*, 5(2): 325-337.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Prieri, A., Cravero, O., y de los Hoyos, C. 2005. Granitos cordieríticos y corneanas del flanco oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Rep. Argentina. *16º Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 635-638. La Plata.
- Sardi, F. y Fuenlabrada Pérez, J.M. 2011. Rb-Sr Geochronology for the Aurora andalusite-bearing pegmatite from Mazan Range, NW Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Pub. Especial 14: 185-187.
- Sardi, F., Bengochea, L., y Mas, G. 2009. Geological and geochemical setting of the Mazan granite containing andalusite-pegmatites, Argentina. *Estudios Geológicos*, 19(2): 326-331. Recife.
- Schalamuk, I. B. y Ramis, A. 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales, 35: 397-400. Buenos Aires.
- Schalamuk, I. B., Toselli, A. J., Saavedra, J., Echeveste, H. y Fernandez, R. 1989. Geología y mineralización del sector este de la sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *Revista AMPS (Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología)*, 20(1-4): 1-12.
- Schreyer, W. 1965. Synthetische und natürliche Cordierite II: Die chemischen Zusammensetzungen natürlicher Cordierite und ihre Abhängigkeit von den PTX-Bedingungen bei der Gesteinbildung. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 103:35-79.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., y Norry, M.J. (Eds.) *Magmatism in Oceanic Basins. Geological Society of London Special Publication* 42: 313-345.
- Takahashi, M., Aramaki, S. y Ishihara, S. 1980. Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geologie*, Spec. Issue, 8: 13-28.
- Toselli, A.J., Miller, A.J., Aceñolaza, F.G., Rossi, J.N., y Söllner, F. 2007. The Sierra de Velasco (northwestern Argentina) – an example for polyphase magmatism at the margin of Gondwana. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 246(3): 325-345.
- Toselli, G.A., Saavedra, J., Córdoba, G. del V. y Medina, M.E. 1991. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 36-50.
- Ugidos, J.M. y Recio, C. 1993. Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. *Chemical Geology*, 103: 27-43.
- Verdecchia, S. 2009. [Las metamorfitas de baja presión vinculadas al Arco Magmático Famatiniano: Las unidades metamórficas de la Quebrada de la Cébila y el borde oriental del Velasco. Provincia de La Rioja – Argentina. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de Córdoba].
- Villaseca, C. y Barbero, L. 1994. Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. *European Journal of Mineralogy*, 6: 691-710.
- Vilzeuf, D. y Montel, J.M. 1994. Partial melting of metagreywackes. 1. Fluid absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 251-267.

Recibido: 22 de Mayo del 2014

Aceptado: 2 de Julio del 2014