

Controles geoquímicos e isotópicos en la petrogénesis de los granitos Devónico-Carboníferos Santa Cruz y Asha: Sierra de Velasco, Argentina.

Alejandro J. TOSELLI¹, Juana N. ROSSI¹, Miguel A. S. BASEI² y Mariano LARROVERE³

Abstract: *GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC CONSTRAINTS ON PETROGENESIS OF DEVONIAN-CARBONIFEROUS SANTA CRUZ AND ASHA GRANITES: SIERRA DE VELASCO, ARGENTINA.*-The Santa Cruz and Asha granites crop out as north-south striking associated plutons in the northeast sector of the Sierra de Velasco. Even though both granites have been emplaced nearly synchronous, they are clearly different in their textural and geochemical characteristics. The Santa Cruz Granite is a medium-grained equigranular monzogranite, in which muscovite predominates over biotite, and the magnetic susceptibility is $0.10 - 0.14 \times 10^{-3}$ SI units. The Porphyritic Asha Granite is a coarse-grained porphyritic monzogranite with biotite largely predominating over muscovite. The magnetic susceptibility is 2 to 16×10^{-3} SI units. Both granites present $A/CNK > 1.1$ and have $Rb/Sr > 2$. In a modal QAP, both granites are project on the granite field. A U-Pb monazite age was of 361 ± 4.1 Ma for the Porphyritic Asha Granite (GPA) and 354.3 ± 3.8 Ma for the Santa Cruz Granite (GSC). These data indicate that the intrusions took place during the Upper Devonian to the Lower Carboniferous. The Fe_2O_3 , MgO , CaO and TiO_2 values are significantly lower, and SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O and P_2O_5 are higher than those in GPA. Trace elements (Sr, Ba, V, Sc and Σ REE) are higher than those in GSC, although both showed marked negative Eu anomaly. Both granites show low content of Sr (< 200 ppm). The geochemical data of both granites plotted on different diagrams in comparison with experimental diagrams melts, suggesting a metagreywackes in transition to metabasites as dominated sources, corresponding to crustal provenance. On the tectonic setting diagrams the granites fit into a continental collision scheme. The Sm-Nd isotopic geochemistry yields ϵNd_t of -6.01 for GSC and -5.41 for GPA, and the Nd model ages of 1586 Ma for the GSC and 1538 Ma for the GPA, in the same range as the Famatinian Arc of the Central Sierras Pampeanas. The Sm/Nd fractionation index (fSm/Nd) and the Nd model ages of both granites are close to those of the Puncoviscana Formation. This suggests that the Puncoviscana Formation could be the source of generation of both granites, through a process of strike-slip.

Resumen: *CONTROLES GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS EN LA PETROGENESIS DE LOS GRANITOS DEVÓNICO-CARBONÍFEROS SANTA CRUZ Y ASHA: SIERRA DE VELASCO, ARGENTINA.*- Los plutones Santa Cruz y Asha, afloran en el flanco nororiental de la sierra de Velasco, con dirección norte sur. El Granito Santa Cruz está constituido por granitos equigranulares evolucionados, con moscovita mayor que biotita y susceptibilidad magnética de $0,10$ a $0,14 \times 10^{-3}$ SI. Mientras que el Granito Porfídico Asha, tiene caracteres evolutivos calco-alcalinos normales, con biotita mayor que moscovita y susceptibilidad magnética de 2 a 16×10^{-3} SI. Ambos granitos presentan valores de $A/CNK > 1,1$ y relaciones $Rb/Sr > 2$. En el diagrama modal QAP ambos se proyectan superpuestos en el campo granítico. Estos granitos presentan diferencias entre si y muestran variaciones a leucogranitos. Las edades determinadas por U-Pb sobre monacitas, son de $361 \pm 4,1$ Ma, para el Granito Porfídico Asha (GPA) y de $354,3 \pm 3,8$ Ma, para el Granito Santa Cruz (GSC), estableciendo que las intrusiones se produjeron en el Devónico superior - Carbonífero inferior. Estos granitos son algo más antiguos que los granitos San Blas, Huaco y Sanagasta, de la Sierra de Velasco. El GSC tiene más bajos contenidos de Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 y valores más altos en SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 . Los elementos trazas (Sr, Ba, V, Sc y Σ REE) son más altos que los del GSC, aunque ambos presentan marcada anomalía negativa de Eu. Muestra asimismo menor contenido en Tierras Raras totales que el GPA. Ambos granitos muestran bajos contenidos de Sr (< 200 ppm). Los datos geoquímicos sugieren que los granitos se habrían originado a partir de fuentes diferentes dominadas por metagrauvacas con metabasitas. Los valores ϵNd_t de $-6,01$ para el GSC y de $-5,41$ para el GPA, sugieren proveniencia cortical de los fundidos graníticos, y las edades modelo obtenidas de 1.586 Ma para el GSC y de 1.538 Ma para el GPA, indican el tiempo de residencia en una corteza Mesoproterozoica inferior, al contrario de los granitos del Devónico- Carbonífero de la misma sierra previamente investigados (San Blas, La Chinchilla ϵNd_t promedio $-1,3$; T_{DM} 1.156 Ma) y los granitos Huaco y Sanagasta que tienen ϵNd_t promedio: $-3,32$ y T_{DM} 1.323 Ma, con tiempo de residencia en la corteza Mesoproterozoica superior. El índice de fraccionamiento de fSm/Nd y las edades modelo de Nd de ambos granitos son coincidentes con los de la Formación Puncoviscana y podrían haberse formado por un proceso *strike-slip* a profundidades diferentes.

Keywords: Peraluminous Granites, Devonian-Carboniferous, Petrogenesis, Crustal Source, Sierras Pampeanas.

Palabras clave: Granitos Peraluminosos, Devónico-Carbonífero, Petrogénesis, Origen Cortical, Sierras Pampeanas.

¹ Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205, San Miguel de Tucumán (CP 4000), Tucumán, Argentina. E-mail: ajtoselli@yahoo.com.ar

² Instituto de Geociencias. Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562. São Paulo. Brasil.

³ CRILAR – CONICET. Entre Ríos y Mendoza s/n, Anillaco (CP 5301). La Rioja, Argentina.

Introducción

Durante los últimos años se ha logrado un avance significativo en el conocimiento de los granitos de la sierra de Velasco, que forma parte de las Sierras Pampeanas, con la integración de sus relaciones geológicas, geoquímicas e isotópicas. Ello ha permitido diferenciar granitos del Ordovícico inferior (famatínianos) con distintos niveles de emplazamiento y diversos grados de deformación, representados por plutones de tipos- I y S, que son de moderada a fuertemente peraluminosos (cordierita +/- andalucita) y granitos del Devónico superior-Carbonífero inferior, representados por granitos tipos- S y A, emplazados en niveles someros, con deformación escasa o ausente y edades entre 361 y 340 Ma (Toselli *et al.* 2004; Grosse y Sardi, 2004; Báez y Basei, 2004; Rossi y Toselli, 2005).

En un intento de sistematización de los granitos aflorantes en la Sierra de Velasco, Toselli *et al.* (2006 a, b) y Toselli *et al.* (2007) agruparon los granitos en tres batolitos denominados: Aimogasta (Devónico-Carbonífero, tipos A, I y S), Bazán (Ordovícico, tipo S) y Patquía (Ordovícico, tipos I y S) (Figura 2 A).

Trabajos recientes sobre granitos del Devónico-Carbonífero de la Sierra de Velasco se encuentran en Grosse *et al.* (2009) y sobre los granitos ordovícicos en Rossi y Toselli (2004), Rossi *et al.* (2005) y Bellos (2008).

Últimamente, se ha despertado un interés creciente por los granitos del Paleozoico superior en las Sierras Pampeanas del Noroeste Argentino y de la sierra de Velasco en especial, al estar ellos relacionados con yacimientos de Sn y W, como así también por valores anómalos en los contenidos de Th y U. También han llamado la atención las pegmatitas caracterizadas por elementos raros tipo LCT (Litio, Cesio, Tantalio) derivados de esos granitos.

En este trabajo presentamos dos plutones Devónicos: el Granito Asha y el Granito Santa Cruz, que ya tenían antecedentes geológicos y geoquímicos (Alasino *et al.*, 2005, 2006; Báez y Basei, 2004; Báez *et al.*, 2008; Toselli *et al.*, 2007) distinguiendo en ellos distintas unidades graníticas, con caracteres peraluminosos. El objetivo de este trabajo es dar a conocer la extensión de los afloramientos, así como los nuevos datos geológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de estos dos granitos Devónicos en la sierra de Velasco, tratando de interpretar su génesis y el ambiente tectónico en el cual se habrían originado y evolucionado, tentando su comparación con otros granitos devónico-carboníferos de la sierra de Velasco y de las Sierras Pampeanas en general, ya investigados (Figura 1).

Ubicación de los granitoides

El Granito Santa Cruz se interdigita con el Granito porfídico Asha y se desarrolla sobre el flanco nororiental de la sierra de Velasco (aproximadamente entre los 66°55' y 67°05' O) y desde las proximidades de la Finca Asha en el extremo septentrional, hasta un poco al norte de la localidad de Pinchas (entre los 28°30' S y los 28°55' S), constituyendo una delgada faja sobre el flanco oriental de la sierra y poniéndose en contacto neto hacia el oeste con el Ortogneis Antinaco, que también es intruído por el Granito San Blas (Carbonífero inferior), ubicado hacia el noroeste de esta zona. La extensión norte-sur de los afloramientos es de aproximadamente 40 Km por un ancho máximo que no excede los 10 Km en sentido este-oeste (Figura 2 B).

El Granito porfídico Asha (GPA), constituye la mayor extensión de los afloramientos del extremo norte de la sierra de Velasco, intruyendo en el Ortogneis Antinaco y en la metadacita porfídica Punta Negra, ambos de edad ordovícica (Báez *et al.* 2008). Mientras que el Granito Santa Cruz (GSC) presenta afloramientos más restringidos y la relación geológica de contacto sólo se manifiesta con el GPA.

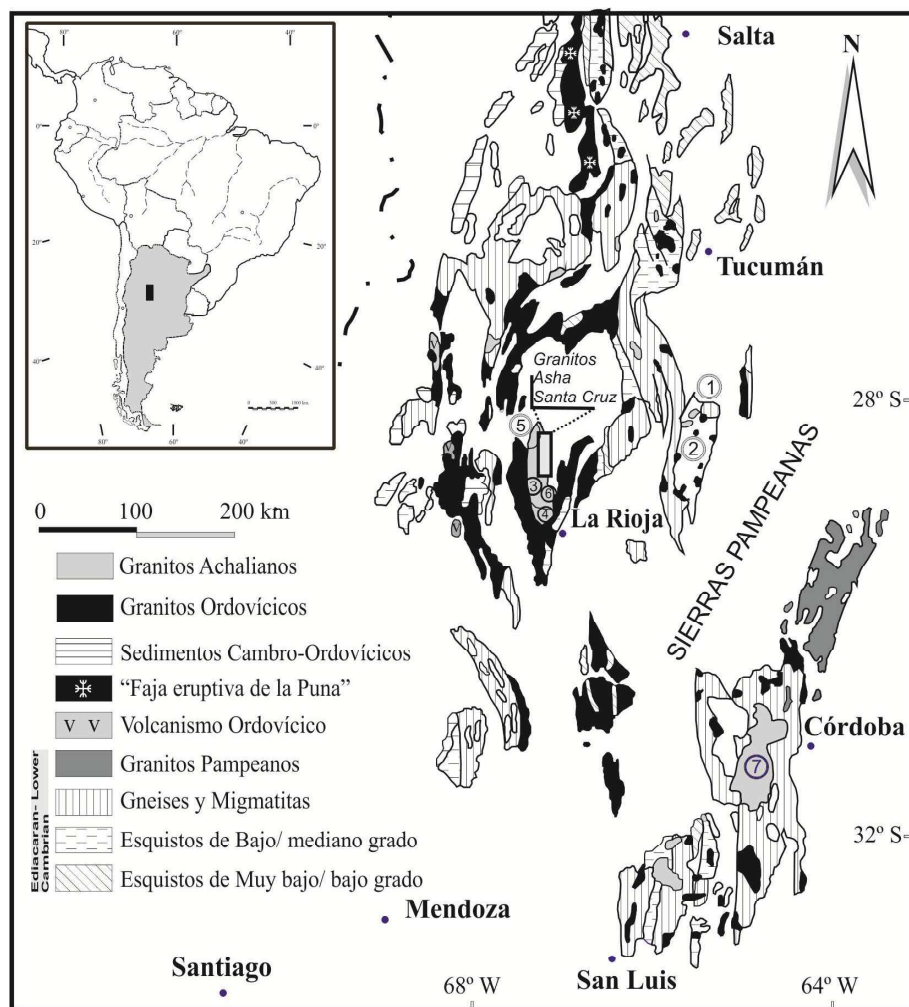


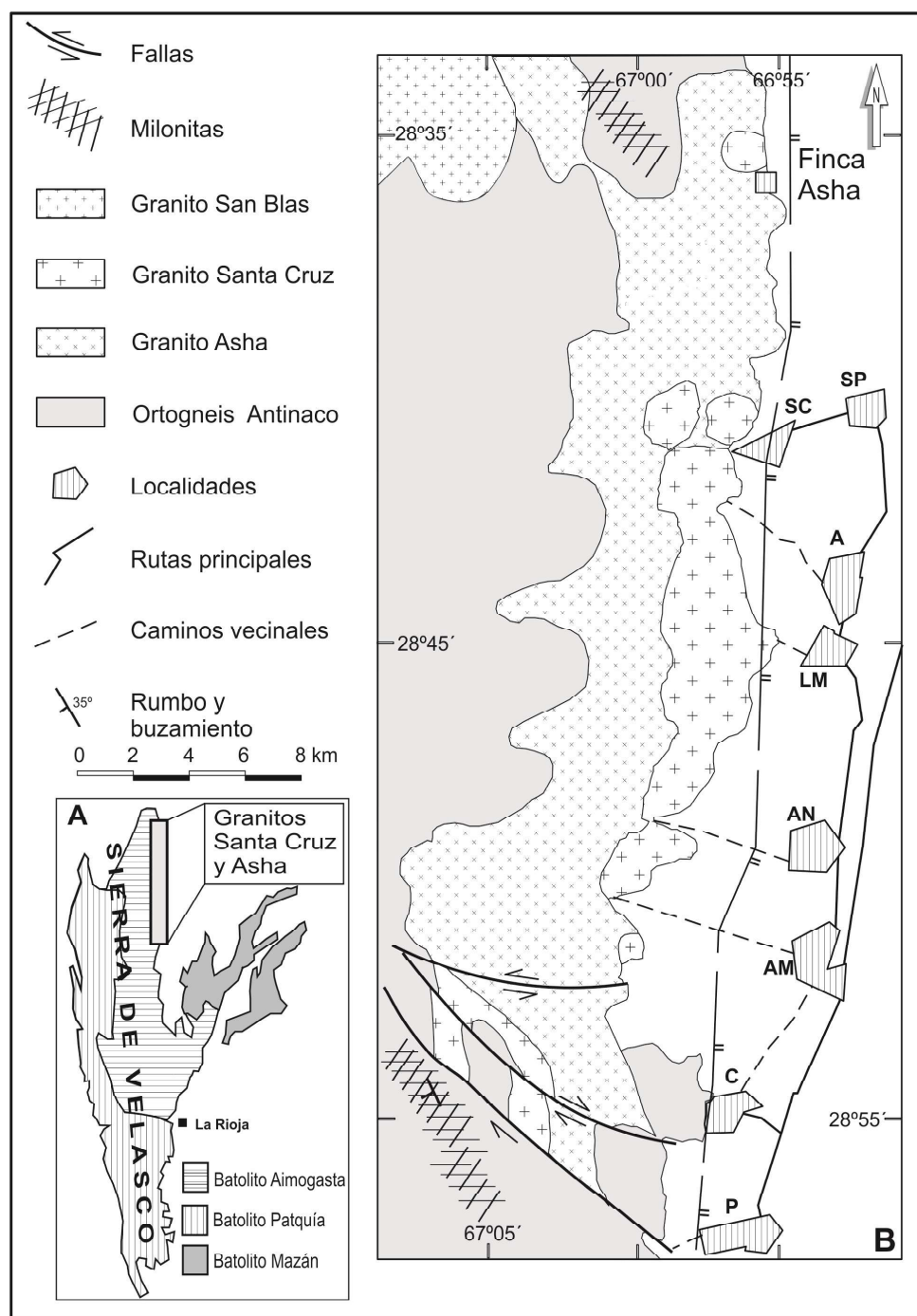
Figura 1. Esquema geológico de las Sierras Pampeanas con la ubicación de los Granitos Devónico-Carboníferos. 1- Sauce Guacho, 2 – Santa Rosa, 3 – Huaco, 4 – Sanagasta, 5 – San Blas, 6 – La Chinchilla, 7 – Achala.

Caracteres petrográficos

Los dos intrusivos graníticos, que afloran en la región, presentan marcado contraste textural: uno está constituido por granitos equigranulares, Granito Santa Cruz (GSC), mientras que el Granito Porfídico Asha (GPA) lo rodea en su mayor parte. En el diagrama modal QAP (Figura 4), ambos intrusivos se proyectan casi superpuestos en el campo de los granitos.

Granito Porfídico Asha

Este intrusivo está formado por granitos de textura porfídica (Figura 3 A), definida por fenocristales de microclina de hasta 6 cm, en una matriz de grano mediano, formada por cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita en mayor proporción que moscovita. Entre los accesorios se cuentan turmalina, apatito, rutilo, circón y entre los opacos predomina la magnetita. El cuarzo presenta extinción ondulosa a fragmentosa. Como alteraciones se observa cloritización de biotita y alteraciones arcillosas en los feldespatos. Los fenocristales de microclina, con maclado típico, son peritíticas y frecuentemente poiquilíticas, con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo. La plagioclasa (An₂₀) se presenta en cristales subhedrales con maclado polisintético (Figuras 3 B y C). Localmente se desarrollan estructuras mirmequíticas de plagioclasa-cuarzo, que reemplazan a la microclina. Los contenidos de micas varían, siendo para la biotita (6 a 13%) y para la moscovita (0,5 a 2%), según los afloramientos. El rutilo se presenta en agujas dentro de cuarzo. El circón y la monacita desarrollan notables halos pleocroicos dentro de biotita.



Granito Santa Cruz

Este plutón está constituido por granitoides equigranulares (Figura 3 D), macizos y de granulometría mediana a gruesa (~0,5 cm). La mineralogía la integran: cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita y biotita, además de turmalina, apatito, monacita, circón y opacos, entre ellos ilmenita. El cuarzo presenta suave extinción ondulosa. La biotita muestra cloritización y la moscovitización se hace notable en algunas localidades. La microclina es generalmente mesopertítica, originada probablemente por reemplazo, más que por desmezcla. La plagioclasa es subhedral y en algunos granos presenta suave zonado normal y en otros, estructura en damero. La composición varía entre An10 a An15. En algunas muestras se observa notable desarrollo de

moscovita secundaria en laminillas alargadas, que está reemplazando a un silicato de aluminio anterior, probablemente cordierita y/o andalucita. Asimismo las evidencias petrográficas sugieren la importante actividad tardía de los fluidos, que reemplazaron a las fases anhidras tempranas. Debe notarse el alto contenido de moscovita en estas rocas que varía entre 7 y 14%, y pudiendo alcanzar hasta el 30%, y siempre predomina sobre la biotita que constituye entre el 2 y el 11%. También se observan simplectitas de moscovita-cuarzo (Figuras 3 E y F).

Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética ha sido medida en el campo y en muestras de mano, usando un susceptibilímetro (Kappameter) portátil KT-9, que tiene una sensibilidad de aproximadamente 10^{-5} SI, pero las medidas realizadas son expresadas como 10^{-3} unidades SI. En las mediciones se tuvo en cuenta la alteración superficial de las rocas ya que, si bien todos los minerales contribuyen a la susceptibilidad magnética total, en la alteración de los feldespatos se producen minerales arcillosos, que no afectan particularmente las lecturas, pero sí lo hacen las alteraciones de los minerales ferromagnesianos, como es el caso de la biotita. De tal manera se producen cambios en el estado de oxidación del hierro, que pueden llegar a tener un fuerte impacto en el cambio de la susceptibilidad, si el mineral que se forma es magnetita, que de lejos es el que más influye en el resultado de las mediciones. Las mediciones realizadas sobre cada muestra obtenida en el campo, de los dos granitos, han sido bastante homogéneas.

El GPA tiene susceptibilidades magnéticas promedio, medidas en todas las muestras analizadas, que varían entre 2 y 16×10^{-3} SI, con un promedio de $5,93 \times 10^{-3}$ SI, que indica la presencia de magnetita. Estos valores son similares a los determinados por Toselli *et al.* (2004) en las inmediaciones del contacto con el granito San Blas y claramente diferentes a los obtenidos en el GSC, cuya susceptibilidad magnética promedio varía entre 0,05 y $0,14 \times 10^{-3}$ SI, lo que indica la ausencia de magnetita entre los opacos presentes y sólo se encuentra ilmenita.

Ishihara (1998) establece como límite superior para los granitos de la serie-ilmenita el valor de 3×10^{-3} SI, mientras que los granitos de la serie- magnetita, el valor de susceptibilidad magnética, es mayor para cualquier porcentaje en SiO_2 . El contraste magnético entre ambos granitos, sugiere que el granito equigranular Santa Cruz correspondería a granitos con menor fugacidad de oxígeno (Serie-ilmenita), mientras que el granito porfídico Asha correspondería a más alta fugacidad de oxígeno (Serie-magnetita).

Caracteres geoquímicos

Los análisis químicos sobre roca total de los elementos mayores y menores, fueron realizados mediante las técnicas de ICP-AES y fluorescencia de rayos X (XRF), mientras que los elementos trazas y tierras raras, se determinaron por ICP-MS e INAA, en el laboratorio Actlabs (Canadá), por fusión con metaborato/tetraborato de litio. Los granitos, GSC y GPA, muestran notables diferencias en los promedios de los óxidos mayoritarios y minoritarios, así como en los elementos trazas y Tierras Raras (Tablas 1 y 2), haciendo más evidente las diferencias petrográficas observadas. Ambos granitos tienen contenidos de $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ y en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) basado en las relaciones moleculares $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}))$ según los índices de Shand (1927) se proyectan en el campo peraluminoso (Figura 5). Sin embargo los valores de las relaciones moleculares (ACNK) están restringidos entre 1,05 a 1,13 (débil peraluminosidad) en el GPA; mientras que en el GSC son más amplios (1,08 a 1,43), mayor peraluminosidad.

El Granito Santa Cruz, en comparación con el granito Asha, tiene un amplio rango de SiO_2 (65,84 - 75,87%), mientras que el valor de Na_2O está restringido entre 2,79 y 3,78%. El K_2O se encuentra entre 4,19 y 6,79%, y la suma de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ se encuentra en el rango de 6,98 a 10,57 %. Los contenidos de TiO_2 (0,06 - 0,36%), CaO (0,39 - 1,36%), MgO (0,06 - 1,09%) y Fe_2O_3 (0,01 - 2,0%) son relativamente bajos y el contenido de P_2O_5 (0,27 - 0,79%) tiene un rango amplio de variación. Asimismo tienen valores más bajos de Sr (9-125 ppm), Rb (304 - 477 ppm), V (1-29 ppm), Sc (4-6 ppm), Th (2-23,8 ppm), Ba (27 - 477 ppm), Hf (1,2 - 4,2 ppm), Zr (26 - 138 ppm), Y (7 - 42 ppm), Ta (2,36 - 12,62 ppm) y Nb (12,30 - 37,0 ppm).

El Granito Porfídico Asha tiene contenidos de SiO_2 más restringidos (68,37 - 71,84%). Los contenidos de Na_2O (2,70 - 3,26%), K_2O de 4,66 a 5,66%, y la suma de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (7,36 - 8,9)

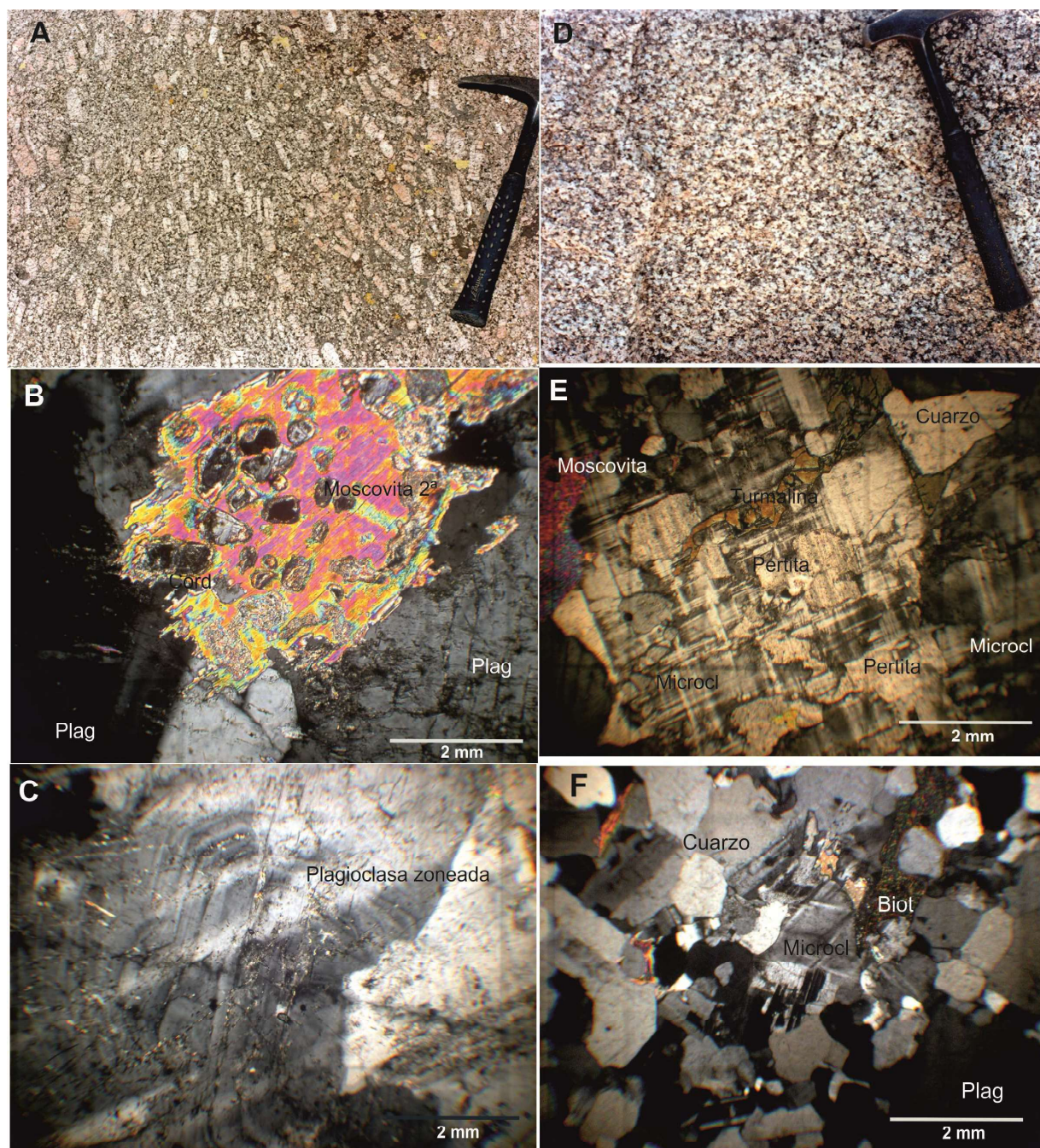


Figura 3. Granito porfídico Asha. A – Afloramiento, mostrando la típica textura porfírica. B – sección delgada, con moscovita secundaria, reemplazando cordierita N+, x3,2. C – Sección delgada con fenocristales de plagioclasea zoneada, N+, x3,2. D – Afloramiento Granito Santa Cruz, mostrando la textura equigranular característica. E – sección delgada, con microclino, cuarzo, moscovita. N+, x 3,2. F – Sección delgada que muestra textura equigranular xenomórfica, constituida por cuarzo, biotita, microclino, plagioclasea. N+, x3,2.

poseen rangos de variación menores que en el GSC. Los contenidos de TiO_2 (0,31 - 0,71%), CaO (0,95 - 1,94%), MgO (0,43 - 1,08%) y $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (2,0 - 3,0%) son más altos que en el GSC y P_2O_5 (0,3 - 0,38%) es de rango más restringido pero también con valores altos. Asimismo tienen valores mas altos de Sr (46-159 ppm), Rb (285 - 433 ppm), V (17-70 ppm), Sc (8-10 ppm), Th (24-50 ppm), Hf (4,7 - 7,7 ppm), Ba (182 - 580 ppm), Zr (174 - 270 ppm), Y (27 - 46 ppm), Ta (3,29 - 8.20 ppm) y Nb (16,4 - 27,2 ppm).

Los datos expuestos evidencian las diferencias composicionales entre ambos granitos (Tablas 1 y 2).

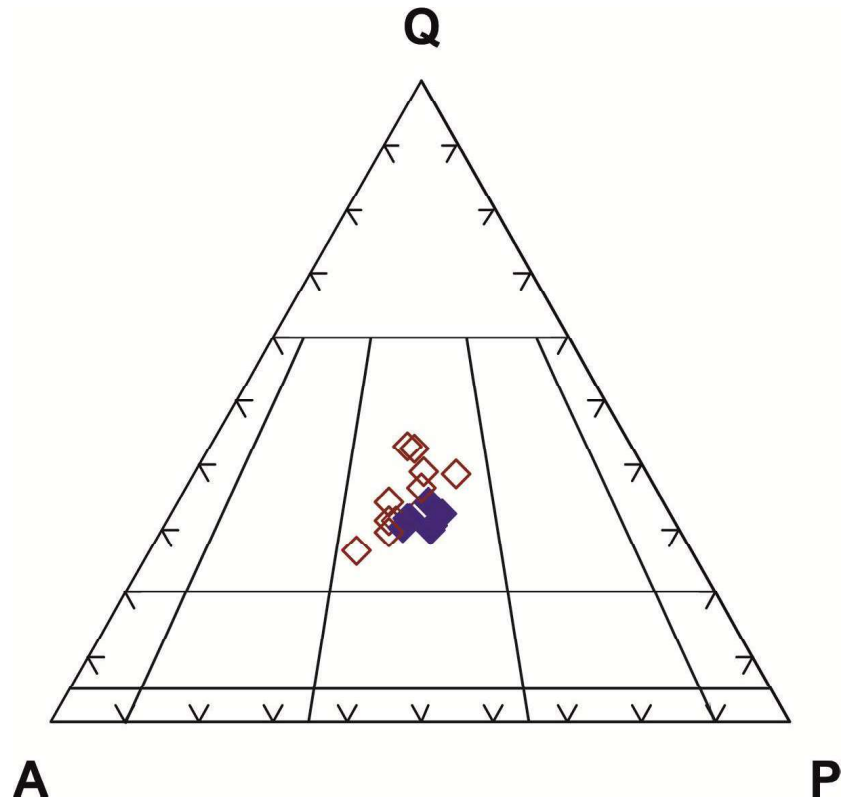


Figura 4. Diagrama modal QAP, obtenido a partir de los análisis químicos. Granito Santa Cruz (rombos vacíos) y Granito Porfídico Asha (rombos llenos).

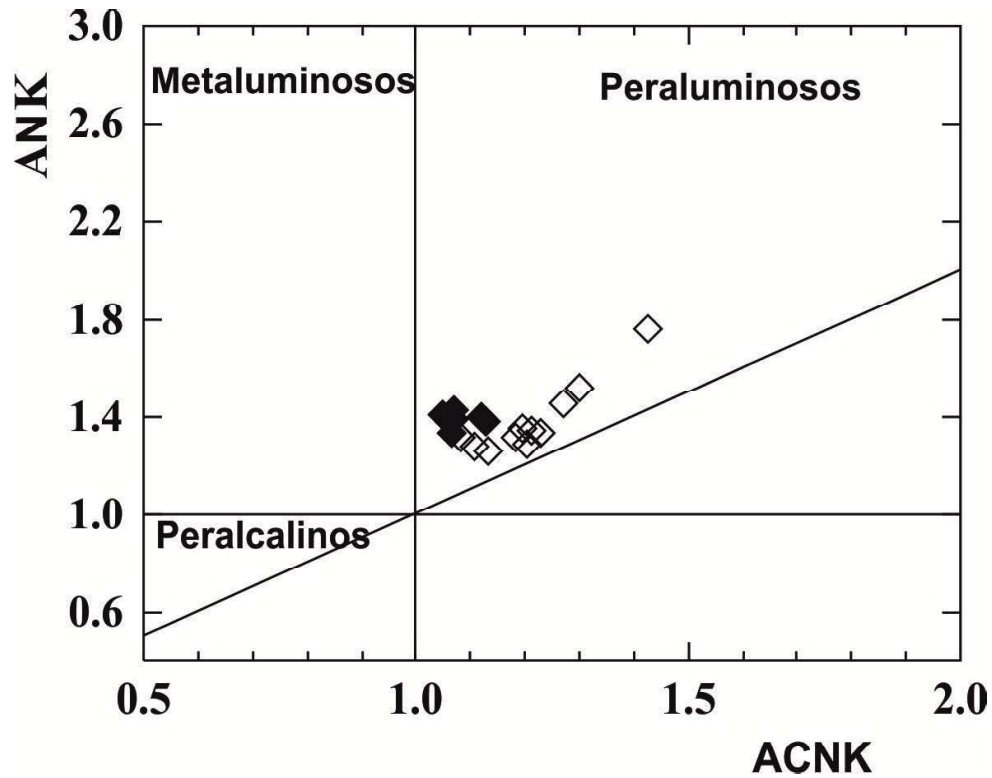


Figura 5. Diagrama de peraluminosidad de Maniar y Piccoli (1989) con las relaciones moleculares $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (ACNK) versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (ANK), en la que todas las muestras se proyectan en el campo peraluminoso. Símbolos como en la Fig. 4.

Tabla 1. Análisis químicos – GRANITO PORFIDICO ASHA (GPA)

| Muestra | 5663 | 5667 | 5672 | 5677 | 6530 | 7870 | 7959 | 7961 | 7963 |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Roca* | GP | GE | GP | GP | GP | GP | GP | GP | GP |
| SiO ₂ | 70,07 | 72,16 | 68,85 | 71,84 | 68,68 | 68,37 | 69,53 | 69,33 | 69,05 |
| TiO ₂ | 0,31 | 0,43 | 0,54 | 0,46 | 0,713 | 0,65 | 0,65 | 0,61 | 0,59 |
| Al ₂ O ₃ | 14,20 | 13,23 | 14,76 | 14,06 | 14,50 | 14,15 | 14,93 | 15,09 | 14,41 |
| Fe ₂ O _{3t} | 2,51 | 3,29 | 3,09 | 2,56 | 3,88 | 3,43 | 3,48 | 3,08 | 3,10 |
| MnO | 0,07 | 0,10 | 0,07 | 0,07 | 0,066 | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,07 |
| MgO | 0,43 | 1,03 | 0,87 | 0,73 | 1,08 | 0,93 | 0,82 | 0,86 | 0,92 |
| CaO | 0,95 | 1,01 | 1,73 | 1,28 | 1,94 | 1,70 | 1,43 | 1,34 | 1,84 |
| Na ₂ O | 3,26 | 2,36 | 3,10 | 3,16 | 2,97 | 2,70 | 2,88 | 2,92 | 3,07 |
| K ₂ O | 5,32 | 4,86 | 5,12 | 4,96 | 4,98 | 5,35 | 5,47 | 5,66 | 4,66 |
| P ₂ O ₅ | 0,38 | 0,18 | 0,32 | 0,30 | 0,33 | 0,37 | 0,37 | 0,34 | 0,34 |
| LOI | 1,00 | 1,01 | 1,03 | 0,88 | 1,07 | 0,99 | 1,04 | 1,32 | 0,82 |
| Total | 98,50 | 99,66 | 99,48 | 100,3 | 100,22 | 98,72 | 100,64 | 100,61 | 98,88 |
| Sc | 6 | 10 | 8 | 7 | 9 | 10 | 9 | 8 | 8 |
| V | 17 | 41 | 48 | 38 | 64 | 70 | 61 | 55 | 53 |
| Rb | 433 | 288 | 298 | 309 | 285 | 349 | 349 | 361 | 321 |
| Ba | 182 | 297 | 491 | 311 | 631 | 445 | 506 | 580 | 485 |
| Sr | 46 | 56 | 135 | 95 | 159 | 141 | 147 | 157 | 142 |
| Ga | 22 | 19 | 21 | 22 | 21 | 26 | 27 | 27 | 26 |
| Ta | 8,20 | 3,73 | 4,50 | 4,17 | 3,83 | 3,80 | 3,68 | 3,29 | 3,80 |
| Nb | 27,20 | 20 | 16,4 | 21,0 | 22,4 | 19,40 | 19,00 | 18,30 | 19,00 |
| Hf | 5,60 | 4,70 | 6,90 | 4,70 | 7,70 | 6,90 | 6,70 | 6,00 | 6,60 |
| Zr | 177 | 160 | 244 | 174 | 283 | 270 | 251 | 236 | 260 |
| Y | 36 | 46 | 29 | 27 | 34 | 34,70 | 31,00 | 32,30 | 29,00 |
| Th | 25,80 | 20,40 | 35,60 | 24,30 | 50,3 | 38,50 | 39,70 | 35,60 | 40,20 |
| U | 8,14 | 2,00 | 8,03 | 8,36 | 5,37 | 5,26 | 9,00 | 6,38 | 15,30 |
| La | 36,60 | 37,40 | 63,60 | 40,50 | 76,60 | 66,40 | 66,60 | 60,50 | 64,60 |
| Ce | 80,30 | 79,00 | 132,0 | 92,80 | 164,0 | 149,00 | 150,00 | 137,00 | 145,00 |
| Pr | 9,15 | 8,39 | 14,60 | 10,13 | 18,90 | 17,00 | 17,20 | 15,70 | 16,60 |
| Nd | 34,30 | 35,50 | 53,50 | 41,10 | 71,10 | 61,60 | 62,20 | 56,60 | 60,90 |
| Sm | 7,87 | 7,77 | 9,75 | 7,90 | 12,80 | 11,70 | 11,90 | 10,80 | 11,50 |
| Eu | 0,78 | 0,75 | 1,35 | 1,06 | 1,53 | 1,49 | 1,53 | 1,48 | 1,45 |
| Gd | 7,02 | 7,36 | 7,19 | 6,91 | 8,37 | 8,90 | 8,97 | 8,09 | 8,84 |
| Tb | 1,27 | 1,31 | 1,01 | 0,86 | 1,22 | 1,18 | 1,18 | 1,07 | 1,13 |
| Dy | 6,95 | 7,96 | 5,28 | 4,69 | 6,15 | 6,02 | 5,98 | 5,50 | 5,66 |
| Ho | 1,25 | 1,53 | 0,99 | 0,86 | 1,09 | 1,05 | 1,05 | 0,97 | 1,03 |
| Er | 3,28 | 4,48 | 2,80 | 2,64 | 2,96 | 3,15 | 3,01 | 2,87 | 2,99 |
| Tm | 0,45 | 0,72 | 0,39 | 0,40 | 0,44 | 0,46 | 0,44 | 0,42 | 0,41 |
| Yb | 2,71 | 4,48 | 2,42 | 2,40 | 2,53 | 2,91 | 2,63 | 2,60 | 2,71 |
| Lu | 0,36 | 0,60 | 0,37 | 0,37 | 0,32 | 0,42 | 0,39 | 0,40 | 0,41 |
| Eu/Eu* | 0,32 | 0,30 | 0,49 | 0,44 | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 0,48 | 0,44 |

* GP - Granito porfídico. GE – granito equigranular

Con el objeto de establecer el grado de evolución en ambos granitos, se proyectaron los óxidos de elementos mayores y trazas más significativos frente a la SiO₂. En ellos puede observarse que en general los óxidos de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ y CaO muestran correlación negativa con el aumento de la SiO₂, mientras que el P₂O₅ muestra tendencia negativa en el GSC y positiva para el GPA y finalmente el K₂O constituye una nube en el campo correspondiente a las Series de alto-K (Figura 6).

En ambos granitos algunos elementos trazas muestran correlación negativa con el aumento de la SiO₂ como es el caso del Ba, Sr, Zr, V y Hf, mientras que el Rb presenta correlación positiva y varía según se trate de uno u otro granito (Figura 7). Asimismo siempre el Rb predomina sobre el Sr, dando relaciones Rb/Sr >1. Lo que estos diagramas de Harker muestran claramente, es que

los elementos mayores y trazas, constituyen dos tendencias distintas e independientes en ambos granitos.

Tabla 2. Análisis químicos – GRANITO SANTA CRUZ (GSC)

| Muestra | 5669 | 5671 | 5676 | 5793 | 6529 | 7400 | 7960 | 7962 | 7964 | 7965 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|
| Roca* | GE | GE | GE | GE | GE | GE | GE | GE | GE | LE |
| SiO ₂ | 74,96 | 70,54 | 75,87 | 72,32 | 75,78 | 72,76 | 65,84 | 67,38 | 68,07 | 73,75 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,23 | 0,06 | 0,26 | 0,151 | 0,20 | 0,36 | 0,31 | 0,28 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 12,68 | 15,52 | 13,78 | 14,07 | 13,32 | 14,17 | 18,45 | 17,47 | 17,35 | 14,06 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,59 | 1,54 | 0,91 | 1,91 | 1,44 | 1,65 | 2,43 | 1,88 | 2,01 | 0,85 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,058 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,08 | 0,11 |
| MgO | 0,28 | 0,55 | 0,06 | 0,39 | 0,24 | 0,34 | 1,09 | 0,69 | 0,78 | 0,16 |
| CaO | 0,58 | 0,85 | 0,39 | 0,67 | 0,46 | 0,68 | 1,36 | 0,94 | 1,06 | 0,59 |
| Na ₂ O | 2,79 | 3,07 | 3,78 | 3,00 | 3,00 | 3,29 | 2,85 | 2,84 | 3,04 | 3,29 |
| K ₂ O | 4,69 | 5,92 | 4,19 | 5,81 | 4,67 | 4,95 | 5,33 | 6,79 | 5,91 | 4,71 |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | 0,50 | 0,36 | 0,40 | 0,27 | 0,31 | 2,23 | 1,68 | 1,52 | 0,67 |
| LOI | 0,99 | 1,19 | 1,00 | 1,08 | 0,83 | 0,74 | 2,23 | 1,68 | 1,52 | 0,67 |
| Total | 99,11 | 99,96 | 100,47 | 99,97 | 100,21 | 99,13 | 100,79 | 100,69 | 100,72 | 98,61 |
| Sc | 5 | 4 | 6 | 5 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5 |
| V | 15 | 16 | 0 | 14 | 9 | 13 | 25 | 29 | 21 | 6 |
| Rb | 334 | 304 | 610 | 445 | 351 | 330 | 280 | 344 | 396 | 477 |
| Ba | 47 | 387 | 5 | 181 | 27 | 177 | 456 | 477 | 465 | 64 |
| Sr | 25 | 92 | 9 | 45 | 14 | 49 | 125 | 107 | 108 | 21 |
| Ga | 19 | 21 | 24 | 22 | 16 | 35 | 26 | 24 | 25 | 20 |
| Ta | 6,30 | 5,39 | 10,60 | 7,39 | 5,77 | 12,62 | 3,42 | 2,36 | 4,11 | 7,56 |
| Nb | 27,0 | 21,0 | 37,0 | 35,0 | 17,2 | 26,09 | 16,40 | 12,30 | 16,80 | 21,30 |
| Hf | 3,00 | 2,80 | 1,20 | 4,20 | 2,10 | 0 | 3,70 | 3,20 | 3,10 | 1,20 |
| Zr | 95 | 93 | 26 | 129 | 67 | 73 | 138 | 120 | 112 | 29 |
| Y | 25 | 26 | 7 | 28 | 20 | 14,33 | 42,00 | 34,00 | 31,00 | 13,00 |
| Th | 10,20 | 10,80 | 2,21 | 23,80 | 7,15 | 14,84 | 18,00 | 14,70 | 14,10 | 2,41 |
| U | 14,90 | 5,51 | 6,04 | 5,36 | 6,57 | 10,70 | 7,41 | 6,16 | 6,00 | 5,28 |
| La | 16,80 | 21,60 | 1,94 | 30,50 | 8,69 | 18,79 | 37,10 | 28,30 | 26,20 | 5,04 |
| Ce | 35,80 | 45,90 | 4,74 | 66,50 | 19,10 | 42,41 | 83,40 | 64,20 | 61,20 | 11,40 |
| Pr | 3,87 | 5,17 | 0,52 | 7,47 | 2,15 | 4,77 | 9,72 | 7,45 | 7,10 | 1,28 |
| Nd | 16,30 | 21,10 | 2,07 | 32,20 | 7,98 | 21,77 | 36,90 | 29,90 | 28,40 | 5,30 |
| Sm | 3,84 | 5,04 | 0,61 | 7,54 | 1,98 | 4,79 | 9,08 | 6,84 | 6,57 | 1,37 |
| Eu | 0,25 | 0,91 | 0,02 | 0,61 | 0,15 | 0,41 | 1,44 | 1,21 | 1,16 | 0,23 |
| Gd | 3,76 | 4,77 | 0,68 | 6,36 | 2,07 | 4,07 | 8,66 | 6,63 | 6,44 | 1,47 |
| Tb | 0,73 | 0,83 | 0,17 | 1,06 | 0,46 | 0,51 | 1,58 | 1,15 | 1,16 | 0,36 |
| Dy | 4,28 | 4,87 | 1,11 | 5,68 | 2,90 | 3,21 | 8,47 | 6,56 | 6,15 | 2,37 |
| Ho | 0,76 | 0,83 | 0,20 | 0,88 | 0,55 | 0,41 | 1,38 | 1,11 | 1,05 | 0,44 |
| Er | 2,23 | 2,22 | 0,61 | 2,52 | 1,64 | 1,30 | 3,63 | 2,87 | 2,72 | 1,35 |
| Tm | 0,36 | 0,30 | 0,11 | 0,37 | 0,26 | 0,21 | 0,49 | 0,40 | 0,38 | 0,25 |
| Yb | 2,17 | 1,74 | 0,72 | 2,10 | 1,60 | 1,04 | 2,86 | 2,37 | 2,25 | 1,72 |
| Lu | 0,28 | 0,24 | 0,10 | 0,27 | 0,24 | 0,15 | 0,39 | 0,32 | 0,31 | 0,25 |
| Eu/Eu* | 0,20 | 0,57 | 0,09 | 0,27 | 0,23 | 0,28 | 0,50 | 0,55 | 0,54 | 0,50 |

* GE – Granito equigranular. LE – Leucogranito

Para fijar la tipología de los granitos peraluminosos, como en este caso, se utilizó el diagrama de Villaseca *et al.* (1998). El GPA se proyecta en el campo de los granitos moderadamente peraluminosos y su extensión hacia el campo de las grauvacas, sugiere que ésta sería uno de los protolitos que les dieron origen (Figura 8). Por su parte el GSC se proyecta en los campos de granitos félsicos fuertemente peraluminosos, con extensión hacia el campo de las pelitas sugiriendo que éstas habrían formado parte de los protolitos (Figura 8).

Para otra aproximación a las posibles rocas fuente, se usó el diagrama de los datos experimentales de Patiño Douce (1999), los que sugieren que la génesis del GSC derivaría esencialmente por fusión de metagrauvas y de pelitas félsicas (Figura 9). En cambio, las muestras del GPA, se ubican en la parte inferior del campo de las metagrauvas gradando a las anfibolitas, lo que sugeriría un origen con participación de al menos estos dos tipos litológicos,

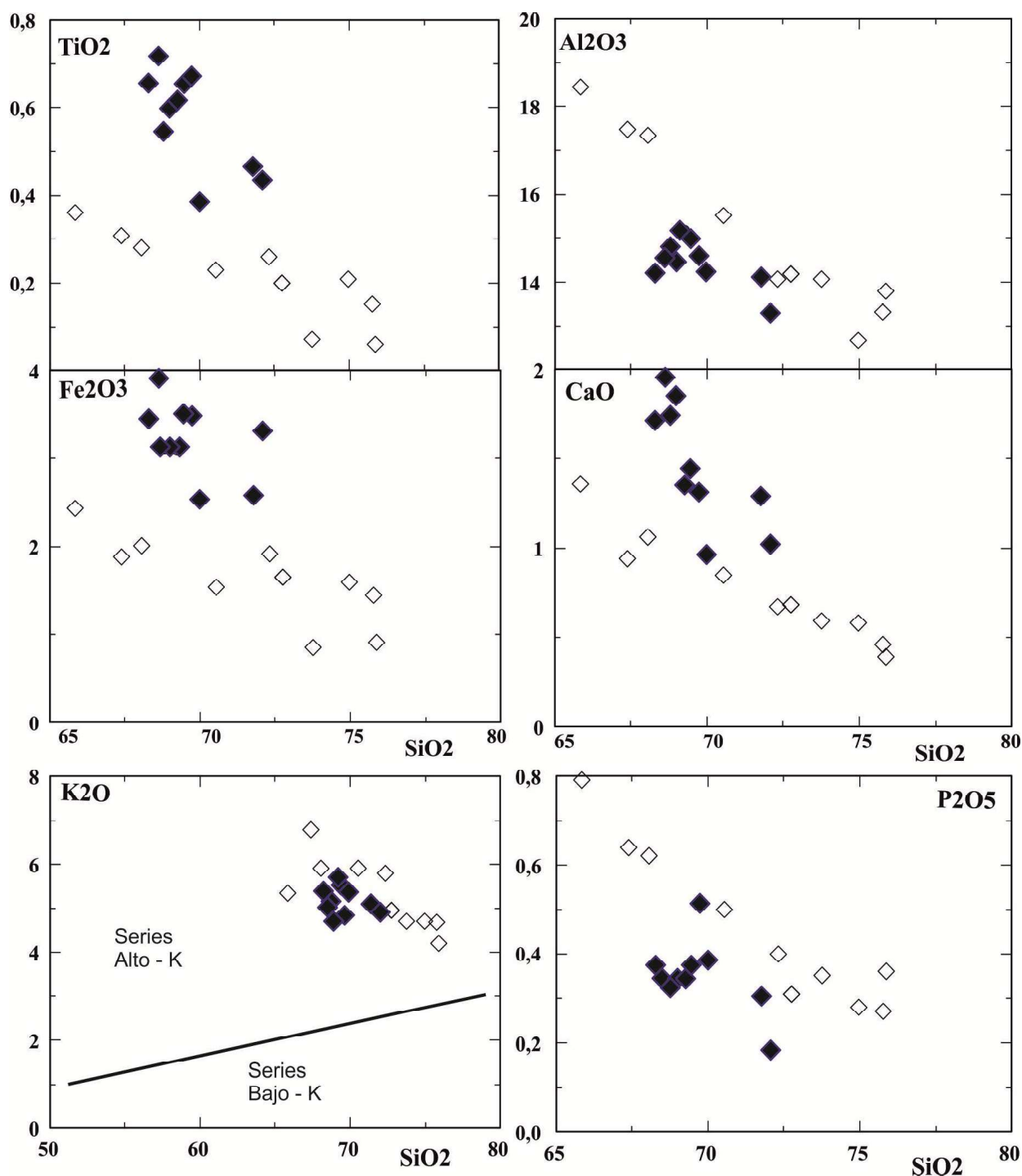


Figura 6. Diagramas tipo Harker, de los óxidos mayoritarios (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , P_2O_5), versus SiO_2 . Símbolos como en Fig. 4.

como lo demuestran tanto las tendencias químicas de los granitos, así como la mineralogía y el grado de oxidación expresado en la susceptibilidad magnética.

Los diagramas de Whalen *et al.* (1987) combinados con los de Eby (1992), que usan las relaciones de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ versus la suma de $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$, resultan útiles para distinguir los granitos tipos I y S de los tipo-A, de este autor. Las proyecciones del

GPA siempre están en los campos restringidos de los granitos normales menos diferenciados, mientras que las del GSC se disponen en el campo de los “granitos diferenciados o fraccionados” (GF), pero nunca en el campo de los granitos tipo-A (Figura 10 a y b). Para comparación, se proyectaron también en estos diagramas los granitos San Blas, Huaco y Sanagasta (Báez y Basei, 2004; Grosse *et al.* 2009), que se proyectan en el campo GF, mientras que el único que se puede clasificar como

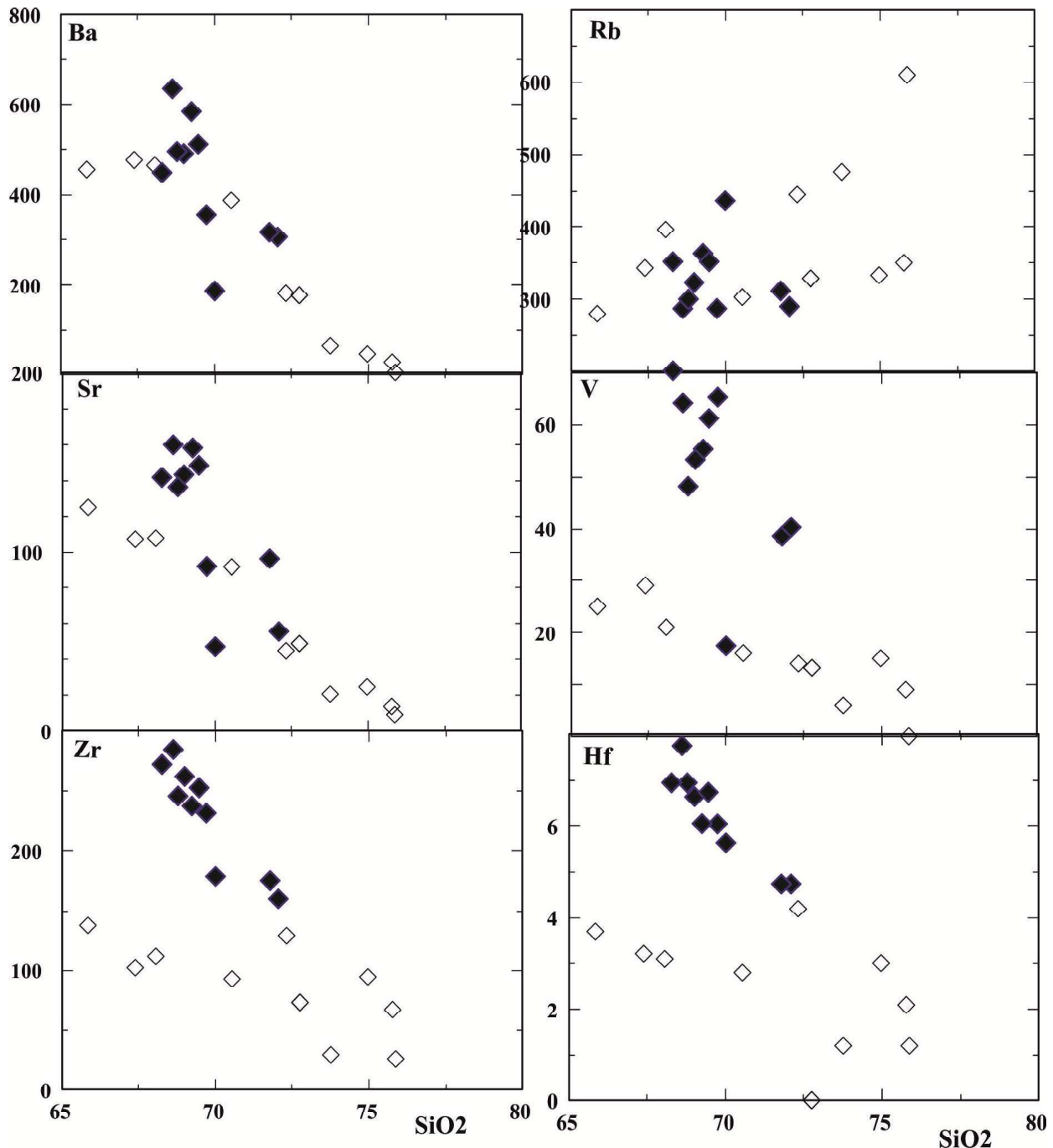


Figura 7. Diagramas tipo Harker, de los elementos minoritarios (Ba, Rb, Sr, V, Zr, Hf), versus SiO₂. Símbolos como en Fig. 4.

granito con afinidad de tipo - A es el San Blas, que es también el más joven de los granitos Carboníferos (Figura 10c).

El ambiente tectónico de emplazamiento es sugerido en el diagrama logarítmico normalizado a manto primitivo de Thieblemont (1999) de $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ versus Zr (ppm), que fue desarrollado para las rocas magmáticas andinas (ambiente de subducción) y zonas de corteza engrosada (ambiente del altiplano puneño) y que se adapta adecuadamente para las rocas magmáticas pre-andinas. Los datos del GPA se proyectan predominantemente en el “campo B”, correspondiente al magmatismo calco-alcalino o alcalino de zonas de colisión, mientras que el GSC lo hace además

marginalmente, en el “campo D”, correspondiente a los leucogranitos peraluminosos de postcolisión, pero ninguno de ellos se proyecta en el “campo C” de intraplaca, ni en el “campo A” de series relacionadas a zonas de subducción (Figura 11).

En los diagramas de Tierras Raras (Figuras 12 A y B), normalizadas al condrito de Taylor y McLennan (1985) el Granito Porfídico Asha muestra fuerte pendiente con empobrecimiento de las Tierras Raras pesadas con una pendiente media de $La/Lu)_N = 11,28-24,97$, esto indicaría la

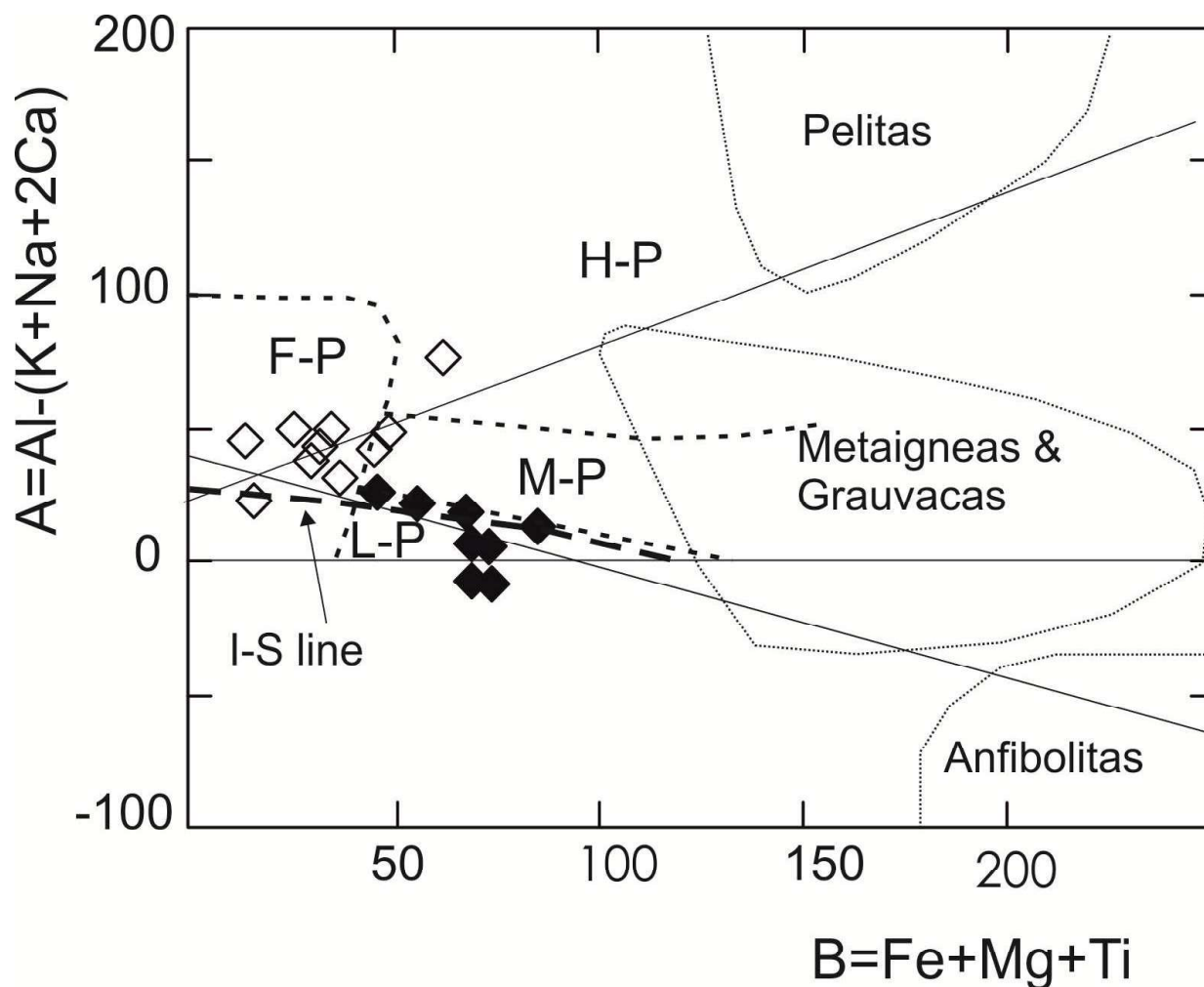


Figura 8. Diagrama de Villaseca et al. (1998), en el que se proyectan los valores expresados en milicaciones, $A = Al-(K+Na+2Ca)$ versus $B = Fe+Mg+Ti$ y que separan claramente los granitos (H-P) con alta peraluminosidad, (F-P) félsicos peraluminosos que corresponden al Granito Santa Cruz. De (M-P) moderadamente peraluminosos, y (L-P) de baja peraluminosidad. Estos dos últimos constituyen el Granito Porfídico Asha. Asimismo la Línea S-I, separa los campos correspondientes a los granitos “tipos S e I”. Las líneas finas corresponden a las curvas de regresión de cada granito. Símbolos como en Fig. 4.

composición de la fuente, enriquecida en hornblenda, como lo sugiere el diagrama de Patiño Douce (1999) (Figura 9). La anomalía negativa de Eu es pequeña a moderada ($Eu/Sm = 0,3$) y una relación promedio ($Eu/Eu^*: 0,42$) y $\sum REE$ (284,12) (Figura 12A). Mientras que en el Granito Santa Cruz la pendiente es suave ($(La/Lu)_N = 2,0 -12,9$) más variable, con anomalía negativa de Eu ($Eu/Sm = 0,32$) y una relación promedio ($Eu/Eu^*: 0,37$ a $0,4$) y $\sum REE$: 108,66 (Figura 12B). El diagrama estaría indicando una evolución por cristalización fraccionada de feldespatos y minerales accesorios.

En los diagramas spider de elementos incompatibles, normalizados a condrito de Taylor y McLennan (1985), ambos granitos, muestran perfiles semejantes con anomalías positivas de Th, U, La, Ce y Pr, mientras que Ba, Nb, Sr, Eu y Ti, muestran anomalías negativas (Figura 13 A y B).

Los bajos contenidos de algunos elementos HFS como Ti y Zr, que son menos móviles, aportan información para interpretar la composición de la fuente en el momento que se produce la fusión y de los procesos cristal/fundido, que afectaron a ambos granitos. El Ti, que es

compatible con la magnetita, produce una ligera anomalía negativa, pero es cuantitativamente mayor en el GPA (3299 ppm), que tiene mayor susceptibilidad magnética que el GSC, que contiene (1278 ppm). El Zr, si bien con anomalías negativas, presenta concentraciones mayores en el GPA (245 ppm) que en el GSC (96 ppm). La falta de enriquecimiento en los elementos

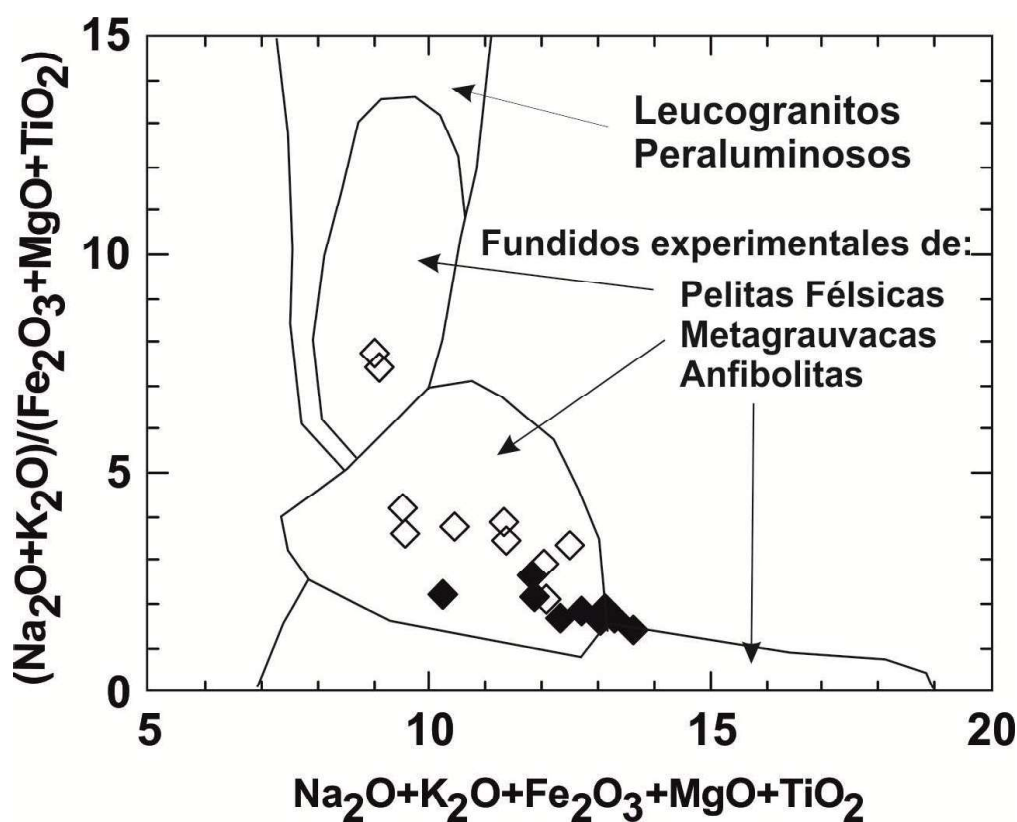


Figura 9. Diagrama de Patiño Douce (1999), mostrando el campo composicional de los leucogranitos peraluminosos formados a partir de pelitas, metagrauvacas y anfibolitas. El GPA tendría en su génesis mayor participación de material básico que el GSC, que estaría más relacionado con las grauvacas y en menor grado con las pelitas félsicas. Símbolos como en Fig. 4.

incompatibles LIL (más móviles), indicaría bajos contenidos de fluidos y como normalmente se concentran en la corteza, también indicarían baja contaminación cortical durante el ascenso. Los picos positivos pueden producirse como consecuencia de los componentes corticales, añadidos a la fuente mantélica durante la génesis; aunque el pico negativo de Nb, es característico de corteza continental (Pearce *et al.*, 1984).

Geocronología

Las dataciones fueron realizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidade de São Paulo, por el método U-Pb convencional sobre monacita, aunque también se encontraron circones, que no fueron utilizados por mostrar pérdidas de Pb. El procedimiento analítico estándar de la determinación U-Pb de circon y monacita, consiste en reducir las muestras a tamaño de grano entre mallas 100 y 250, en un molino de disco. El material se clasifica de acuerdo a la tabla de Wilfley y la porción más rica en minerales pesados, son separados mediante yoduro de metileno y bromoformo. Este pre-concentrado se pasa por el separador magnético Frantz y la purificación final del material se lleva a cabo por “hand-picking” bajo un estereomicroscopio. En una microbomba de teflón se le agregan HF y HNO₃ junto con un spike ²⁰⁵Pb/²³⁵Pb de circones disueltos. El U y Pb son concentrados y purificados pasando la solución por una columna de resina de intercambio aniónico. Esta solución enriquecida se deposita en un filamento de renio y la composición isotópica es determinada en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Los resultados analíticos obtenidos (Tabla 3) son proyectados en diagramas Tera-Wasserburg para proyectar los cálculos, usando el programa ISOPLOT/EX (Ludwig, 1998).

En la muestra GPA-5672, correspondiente al granito porfídico Asha, se utilizaron las fracciones de monacita 3838 y 3838-1 (Tabla 3), que definen elipses de error que se sobreponen a la curva de concordia, con un valor promedio de 361,0+/- 4,1 Ma, con una confidencialidad del 95% y un MSWD = 0,40 (Figura 14 A).

Tabla 3. Datos geocronológicos

| Granito Porfídico Asha (GPA-5672) | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|----------|---------|-----------|---------|-------|----------|---------|-----------|---------|----------|--------|--------|---------|--------------|--------------|--------------|
| SPU | 207.235# | Error % | 206.238 # | Error % | COEF | 238.206 | Error % | 207.206 # | Error % | 206.204* | Pb ppm | U ppm | Peso µg | 206.238 Edad | 207.235 Edad | 207.206 Edad |
| 3837 | 0.39611 | 4,14 | 0.05699 | 2,60 | 0.634 | 17,54614 | 2,60 | 0.05041 | 3,20 | 231,26 | 218,3 | 337,4 | 2,16 | 357 | 339 | 214 |
| 3838 | 0.43113 | 2,19 | 0.05776 | 1,81 | 0.834 | 17,31302 | 1,81 | 0.05414 | 1,21 | 102,84 | 300,4 | 473,2 | 2,11 | 362 | 364 | 377 |
| 3838-1 | 0.43105 | 2,19 | 0.05775 | 1,81 | 0.834 | 17,31566 | 1,81 | 0.05413 | 1,21 | 102,84 | 300,4 | 473,2 | 2,11 | 362 | 364 | 377 |
| Granito Santa Cruz (GSC-7400) | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3834 | 0.41294 | 1,37 | 0.05655 | 1,11 | 0.811 | 17,68268 | 1,11 | 0.05296 | 0,81 | 415,77 | 375,7 | 1544,4 | 1,24 | 355 | 351 | 327 |

SPU: número de laboratorio
#: Pb radiogénico corregido por blanco y por Pb inicial. U corregido por blanco.
*: No corregido por blanco, ni por Pb no radiogénico.
Concentraciones totales de U y Pb corregidas por blanco analítico.
Edades: expresadas en Ma usando el programa Ludwig Isoplot/Ex (1998). Constantes de desintegración de Steiger & Jäger (1997).

En la muestra GSC-7400, del granito Santa Cruz, (Tabla 3) se utilizó la fracción monacita 3834, que define una pequeña elipse de error casi sobrepuesta a la curva de concordia, con un valor de $354,3 \pm 3,8$ Ma, con una confiabilidad del 95% y un MSWD = 0,95 (Figura 14 B). Al igual que en el caso anterior no se utilizaron los circones por presentar pérdidas marcadas de plomo.

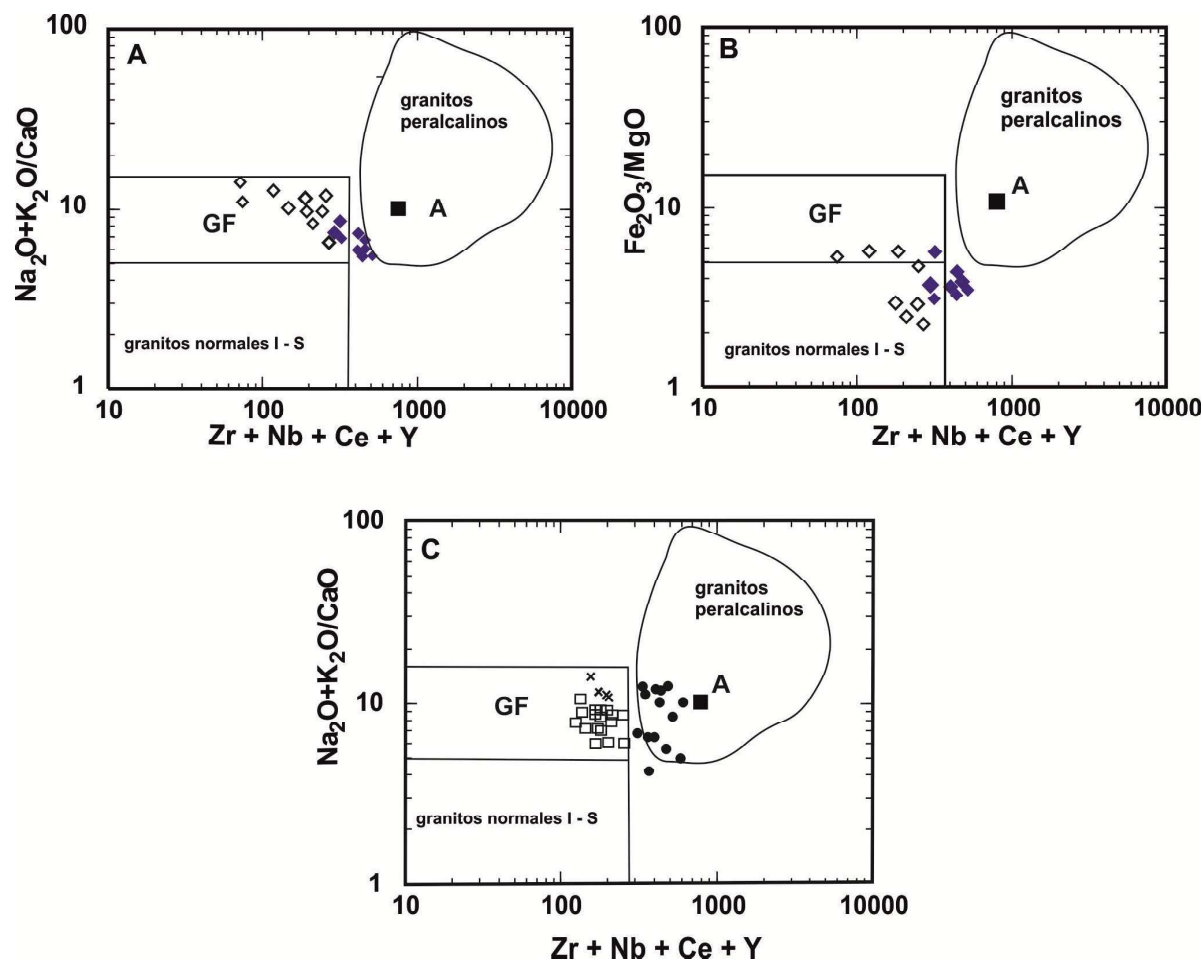


Figura 10. Diagramas de Whalen (1987) combinados con Eby (1992) para distinguir granitos tipos I y S normales de los félsicos (GF) y de los granitos tipo-A, en los que se proyectan $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ versus $(\text{Zr} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Ce})$. **A:** El GPA y el GSC se proyectan en el campo GF (granitos félsicos), mostrando más fraccionación el GSC. **B:** los granitos GPA y GSC se proyectan en los campos tipos I – S en transición hacia GF. **C:** El granito San Blas (puntos), se clasifica como tipo-A. Mientras que los granitos Huaco, Sanagasta y Chinchilla (cuadrados vacíos) se proyectan en el campo GF. Cuadrado lleno, corresponde al promedio de granitos tipo-A de Eby (1992).

Geoquímica isotópica de Sm – Nd y Rb - Sr

Los datos de Sm-Nd y Rb-Sr obtenidos se presentan en la Tabla 4. Para obtener las relaciones iniciales de Nd y Sr de ambos granitos se asumió una edad de 358 Ma, y los valores ϵNd_t respectivos son -6,01 para el GSC y -5,41 para el GPA. Estos valores sugieren proveniencia cortical de los fundidos graníticos. Las edades modelo (T_{DM}) se calcularon por el método multiestadio de DePaolo *et al.* (1991), obteniéndose 1586 Ma para el granito de GSC y 1538 Ma para el GPA, que indican el tiempo de residencia en una corteza Mesoproterozoica inferior, al contrario de los granitos del Devónico- Carbonífero de la misma sierra previamente investigados (San Blas, La Chinchilla ϵNd_t promedio -1,3; T_{DM} 1.156 Ma) y los granitos Huaco y Sanagasta que tienen ϵNd_t promedio: -3,32 y T_{DM} : 1.323 Ma, con tiempo de residencia en la corteza Mesoproterozoica superior. Se proyectaron también los granitos Sauce Guacho y Santa Rosa (Carbonífero y Devónico respectivamente de la Sierra de Ancasti) y los granitos ordovícicos tipos I y S de la sierra de Velasco.

La proyección del índice de fraccionación f Sm/Nd de Asha y Santa Cruz versus T_{DM} , los puntos están contenidos en o cercanos la elipse que abarca la Formación Puncoviscana y sus equivalentes metamórficos (Figura 15) cuyas edades modelo están entre 1,8 y 1,5 Ga y valores ϵ Nd_t entre -5,8 y -6,5 (Bock *et al.*, 2000).

Los datos Rb-Sr determinados se presentan en la Tabla 4B, los cuales permiten obtener una edad de 358 Ma con una relación inicial de 0,711048 para el Granito Porfídico Asha, claramente correspondiente a una signature de corteza continental.

Tabla 4
A - Datos Sm-Nd

| Muestra | Sm | Nd | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | ϵ_0 | $f_{Sm/Nd}$ | T_{DM} | (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _t | Tc Ma | ϵTc |
|----------|------|-------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------|-------------|----------|--|-------|---------------|
| GSC-7400 | 4,79 | 21,77 | 0,1331 | 0,512181 | -8,91 | -0,32 | 1586 | 0,511503 | 358 | -6,01 |
| GPA-5672 | 9,75 | 53,5 | 0,1102 | 0,512159 | -9,34 | -0,44 | 1538 | 0,511597 | 358 | -5,41 |

Constantes: (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} : 0,1967; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} : 0,512638; λ_{Sm} : 6,54 x 10⁻¹² año⁻¹

B - Datos Rb-Sr

| Muestra | Rb ppm | Sr ppm | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{TC} inic | T edad crist. (Ma) |
|----------|--------|--------|------------------------------------|------------------------------------|--|--------------------|
| GPA-5672 | 298,0 | 142,0 | 6,0943 | 0,742108 | 0,711048 | 358 |

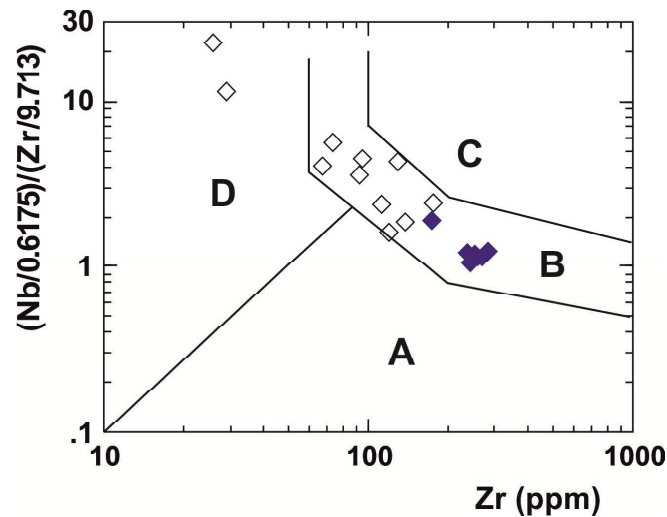


Figura 11. Diagrama logarítmico de Thieblemont (1999) $(Nb/0,6175)/(Zr/9,713)_N$ versus Zr (ppm), en el que las rocas GPA y GSC se proyectan en el campo B (magmatismo calco-alcalino o alcalino de zonas de colisión) y campo D (leucogranitos peraluminosos postcolisión). El campo A corresponde al magmatismo de zonas de subducción, y el campo C al magmatismo alcalino de intraplaca. Símbolos como en la Fig. 4.

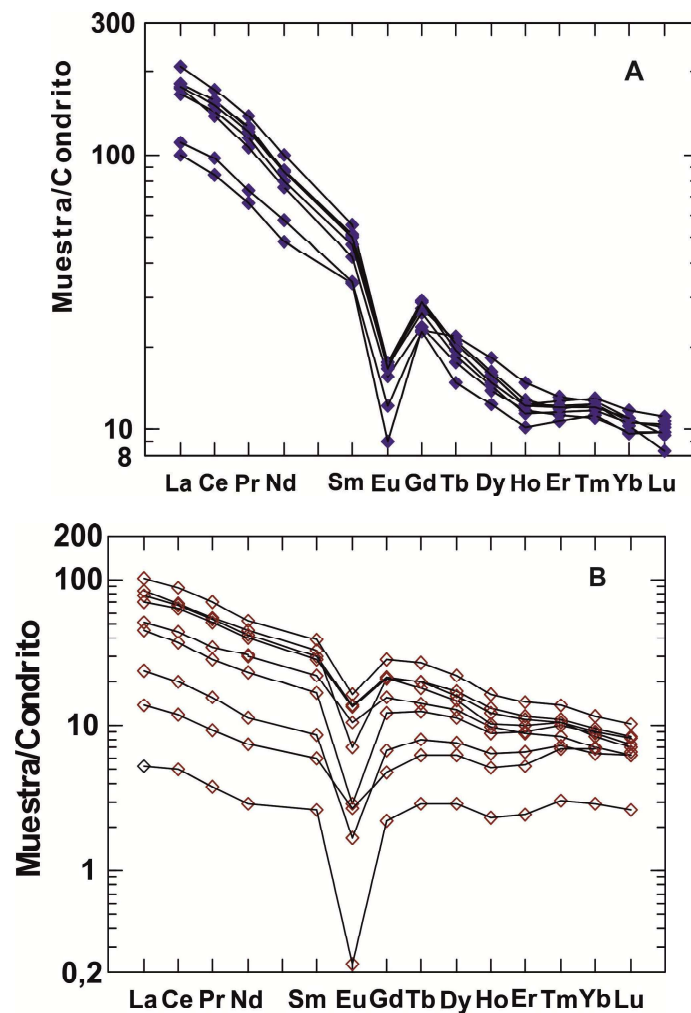


Figura 12. A – Diagrama de Tierras Raras normalizadas a condrito según Taylor y McLennan (1985), del GPA, mostrando acentuado enriquecimiento en Tierras Raras livianas, con anomalía negativa de Eu. **B** - Diagrama de Tierras Raras normalizadas a condrito según Taylor y McLennan (1985), del GSC, moderado enriquecimiento en Tierras Raras livianas algunos patrones planos y anomalía negativa acentuada de Eu.

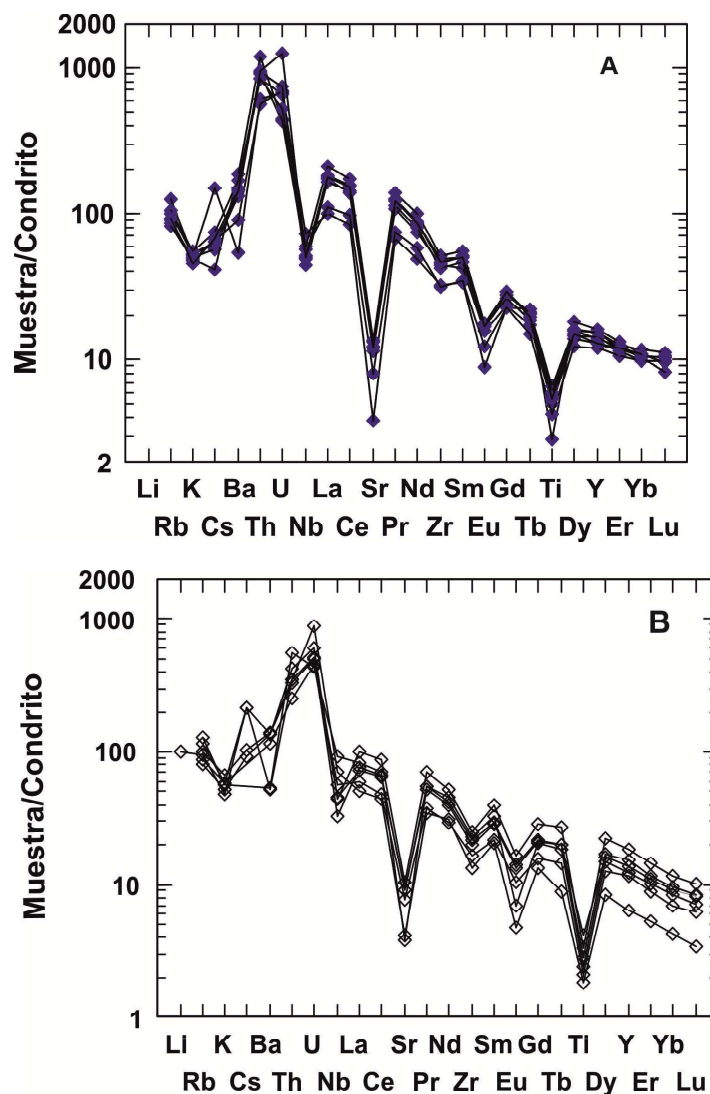


Figura 13. **A** – Diagrama de multielementos normalizados a condrito de Taylor y McLennan (1985), del Granito Porfídico Asha. **B** – Diagrama de multielementos normalizados a condrito de Taylor y McLennan (1985), del Granito Santa Cruz.

Discusión e interpretación

La información petrográfica indica claramente la asociación en el campo de dos intrusivos monzograníticos diferentes, uno porfídico, indicativo de dos períodos de cristalización y otro equigranular, con una sola fase de cristalización, probablemente en niveles altos, próximos al nivel de emplazamiento. Asimismo, los dos intrusivos muestran diferencias en las relaciones de moscovita y biotita.

Los datos de susceptibilidad magnética indican claramente condiciones contrastadas de fugacidad de oxígeno en el ambiente de anatexis, considerándose que el GPA correspondiente a la serie-magnetita, se ha generado en niveles corticales más profundos, probablemente corteza híbrida, mientras que el GSC, correspondiente a la serie-ilmenita, correspondería a niveles más someros (Ishihara, 1977). Esto podría indicar que los plutones se habrían generado por anatexis desde protolitos diferentes (diagramas de Villaseca *et al.*, 1998 y Patiño Douce, 1999), que habrían seguido diferentes tendencias petrogenéticas evolutivas, controladas por las condiciones reinantes en las fuentes y en las trayectorias seguidas hacia los niveles más altos en la corteza.

Los diagramas de Harker de elementos mayores y trazas muestran que las rocas se proyectan separadamente con un salto en las composiciones entre ambos granitos y con diferentes tendencias evolutivas. Asimismo los índices ACNK muestran que el GSC es más peraluminoso y también más evolucionado que el GPA. Corroborando esta sugerencia, al usar diagramas de Whalen *et al.* (1987) se observa que el granito Asha entra en el campo de los granitos no fraccionados o granitos normales tipos I-S, por el contrario el GSC se proyecta en el campo de

los granitos fraccionados; aunque ambos granitos están fuera del campo definido para los típicos granitos tipo-A.

La alta peraluminosidad del GSC es incrementada por el gran volumen de moscovita secundaria, formada a partir de feldespatos, biotita y otros minerales aluminosos tales como cordierita y andalucita, no correspondiendo a un carácter primario exclusivo de las rocas, sino a fenómenos subsolidus.

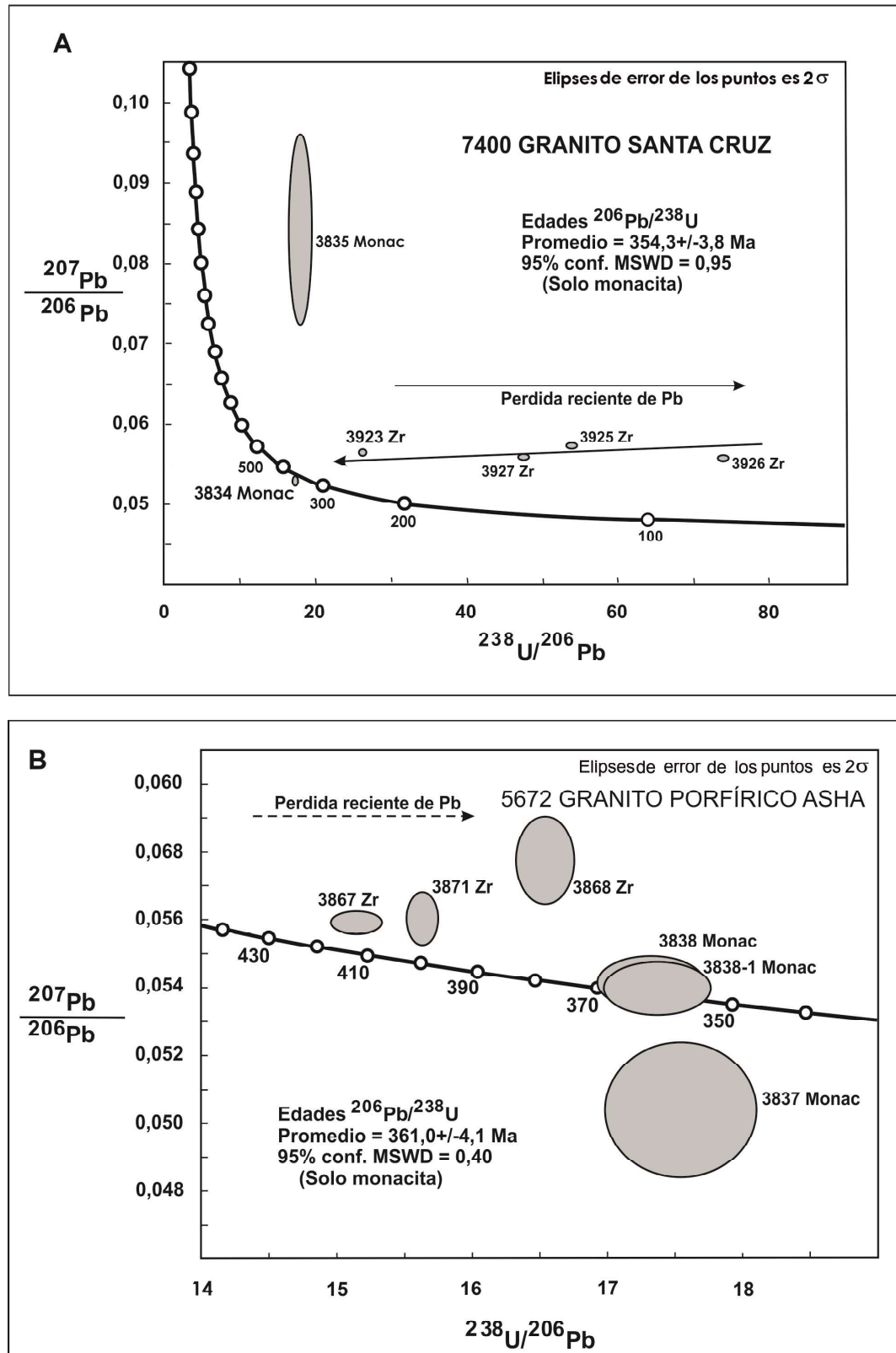


Figura 14. A – Diagrama concordia U/Pb Tera-Wasserburg para monacitas del GPA, que determina la edad de $361,0 \pm 4,1$ Ma. **B** – Diagrama concordia U/Pb Tera-Wasserburg para monacitas del GSC, que determina la edad de $354,3 \pm 3,8$ Ma.

El GSC muestra contenidos más bajos en TiO_2 , CaO , MgO , y $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, además de Ba, Sr, Hf, Zr, Y, Th y tierras raras, con respecto al GPA. Por su parte el GSC muestra contenidos más altos en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y P_2O_5 , además de los contenidos en Rb, Ta y Nb.

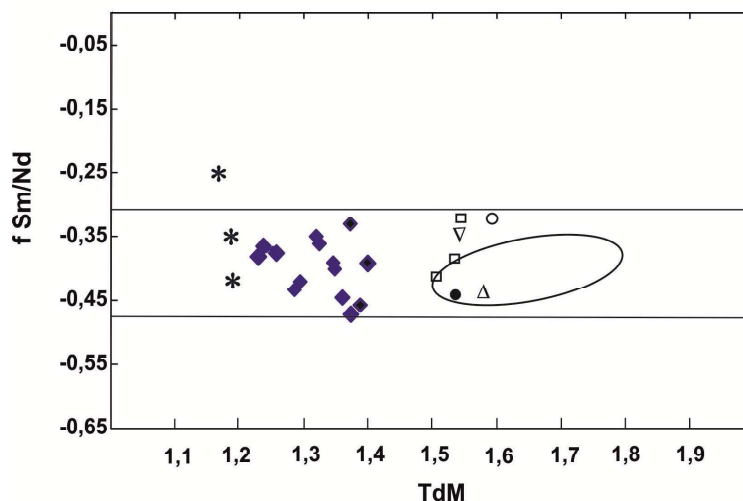


Figura 15. Factor de fraccionación Sm/Nd proyectado versus la edad modelo T_{DM} . Símbolos: Sierra de Velasco, Granitos Carboníferos: * San Blas, ♦ Huaco y Sanagasta, ● Asha, ○ Santa Cruz; y Granito Ordovícico Tipo-I: Batolito Patquía, Sierra de Ancasti, Granitos Carboníferos: ▽ Sauce Guacho, Δ Santa Rosa. Formación Puncoviscana, elipse. Índice de fraccionamiento entre barras: zona que corresponde a las rocas supracorticales.

En general, los patrones de abundancia, pendientes definidas y anomalías negativas de Eu, estarían reflejando no sólo diferencias genéticas entre los dos granitos, sino el grado de fraccionamiento de los mismos, que estaría reflejada en el contenido de minerales accesorios, en especial zircón, apatito y monacita, que son los que principalmente concentran las tierras raras (Clark 1984).

Las edades determinadas para los eventos intrusivos, corresponden al Devónico superior - Carbonífero inferior, las que son claramente definidas por los datos U-Pb convencionales sobre monacita, que en los diagramas de Tera-Wasserburg dan $361 \pm 4,1$ Ma para el GPA y $354 \pm 3,8$ Ma para el GSC. Estas edades representan hasta ahora, a los granitos Devónico-Carboníferos más antiguos reconocidos y que han precedido a los granitos San Blas (340 Ma), Sanagasta (352 Ma), Huaco (350-358 Ma) y Chinchilla (344 Ma), todos ellos integrantes del batolito Aimogasta, de la Sierra de Velasco (Báez y Basei 2004, Grosse *et al.* 2009, Toselli *et al.* 2007).

El GPA y el GSC, no presentan marcadas diferencias mineralógicas con otros intrusivos peraluminosos equigranulares y porfídicos de esta edad, como Huaco, Sanagasta o San Blas ya reconocidos en la sierra de Velasco. Las diferencias se encuentran en la geoquímica isotópica de Sm y Nd. Los valores ϵ_{Nd} de -6,01 para el GSC y de -5,41 para el GPA, sugieren proveniencia cortical de los fundidos graníticos, aunque con diferencias en los protolitos que les dieron origen. Las edades modelo de 1586 Ma para el granito de GSC y 1538 Ma para el GPA, corresponden al rango de valores obtenidos para el Arco Famatiniano de las Sierras Pampeanas (Pankhurst *et al.* 2000) y también se corresponden con los valores obtenidos para otros granitos del Devónico-Carbonífero como los de Sauce Guacho y Santa Rosa en la sierra de Ancasti (Toselli *et al.* 2011).

El origen cortical de ambos granitos, con caracteres texturales post-tectónicos, habría tenido lugar por anatexis de materiales que integran a la Formación Puncoviscana y de otros granitos antiguos, probablemente ordovícicos, en un ambiente transtensivo, correspondiente a fallas de rumbo, que podría haber permitido el ascenso de material básico de origen mantélico, que habría aportado calor y componentes mantélicos. Ya que las evidencias geológicas y geofísicas, no indican corteza continental engrosada.

Esto evidencia una conclusión importante con respecto a la heterogeneidad de fuentes de los granitos Devónico- Carboníferos de las Sierras Pampeanas, que incluyen tanto a granitos de afinidad tipo-A, así como granitos félsicos y transicionales entre los tipos- I y S, todos post-orogénicos. Esto estaría sugerido por las relaciones iniciales de Nd, que son, en los intrusivos de tipos I – S más negativas, que indicaría material cortical; mientras que en los granitos Devonico- Carboníferos de tipo-A del batolito de Achala en Córdoba (Rapela *et al.* 2008) o el granito San Blas en Sierra de Velasco (Grosse *et al.* 2009) estas relaciones son más altas, indicando aporte de una fuente juvenil.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al personal del CPGeo de la Universidad de São Paulo; al CONICET, proyecto PIP - 0595, y a la Universidad Nacional de Tucumán, Proyecto 26G/438, que apoyaron el desarrollo de la investigación. Al Arq. D. Holgado por el detallado trabajo de dibujo.

Bibliografía

- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C., Baldo, E.G. y Casquet, C. 2005. Granitoides peraluminosos con andalucita y cordierita magmáticas en la Sierra de Velasco, implicancias para el orógeno famatiniano. *Asociación Geológica Argentina*. Serie D, Publicación Especial N° 8: 109-122.
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Galindo, C. y Casquet, C. 2006. Plutón La Costa, una expresión de magmatismo Tipo-S en el sector noreste de la Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 161-170.
- Báez, M. y Basei, M.A. 2004. El plutón San Blas, magmatismo posdeformacional Carbonífero en la Sierra de Velasco. In, Simposio Bodenbender. *Serie Correlación Geológica* (Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J., eds.). N° 19: 239-246.
- Báez, M.A., Basei, M.A.S., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2008. Geochronology of Paleozoic magmatic events in northern Sierra de Velasco, Argentina. *VI South American Symposium on Isotope Geology*. Bariloche, Argentina, Artículo 17, 5 pags. DVD.
- Bellos, L.J., 2008, Petrología de los granitoides del sur de la Sierra de Velasco y su significación regional. *Tesis Doctoral* inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G. y Zimmerman, U. 2000. Tracing crustal evolution in the Southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical and Nd and Pb isotope data. *Journal of Geology* 108: 515-535.
- Clark, A. Am. 1984. Mineralogy of the Rare Earth Elements. Capt. 2. En: Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Developments in Geochemistry 2: 33-61. Elsevier.
- De Paolo, D.J., Linn, A.M. y Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution, Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research* 96 (N° B2): 2071-2088.
- Eby, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids, petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Grosse, P y Sardi, F., G. 2004. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. En: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J., (eds.). Simposio Bodenbender. *Serie Correlación Geológica* 19: 221-238.
- Grosse, P., Söllner, F., Baez, A.M., Toselli, A.J., Rossi, J.N. y de la Rosa J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina, U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *Internacional Journal of Earth Sciences* 98: 1001-1025.
- Ishihara, S. 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology* 27, 293-305.
- Ishihara, S. 1998. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology* 48(4): 219-224.
- Ludwig, K. R.. 1998. Using Isoplot/Ex. – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication, 1 (Berkeley, USA).
- Manniar, P.D. y Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. 101: 635-643.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I-S granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 91: 151 – 168.
- Patiño Douce, A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In, Understanding Granites, Integrating New and Classical Techniques (Castro, A., Fernández, C., y Vigneresse, J.L., eds.). *Geological Society*, London, Special Publication. 168: 55-75.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *The Journal of Petrology* 25: 956 – 983.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. 2008. The Devonian Achala batholith of the Sierras Pampeanas, F-rich, aluminous A-type granites. *VI South American Symposium on Isotope Geology*. S.C. de Bariloche. Argentina. Artículo en DVD.

- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2004. Termobarometría de las corneanas granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco. La Rioja, Argentina. In, Simposio Bodenbender. *Serie Correlación Geológica*. (Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J., eds.). 19: 247-260.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y Báez, M.A. 2005. Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 278-289.
- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2005. Paleozoic Ages and Intrusivity of Granitoides in the Velasco Range, Argentina. *19th Colloquium on Latin American Geosciences*. Terra Nostra. Schriften der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung 05/1: 103-104.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. 1997. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth y Planetary Sciences Letters* 36(3): 359-362.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. The continental crust, its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publications*. Oxford. 312 pp.
- Thiéblemont, D. 1999. Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal, l'exemple des Andes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris. Sciences de la Terre et des Planètes. 329: 243-250.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Miller, H., Báez, M., Grosse, P., López, J.P. y Bellos, L. 2004. Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. In, Simposio Bodenbender. *Serie Correlación Geológica*. (Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J., eds.). 19: 211-220.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Báez, M.A. y Grosse, P. 2006 a. Granitos post-orogénicos Carboníferos en la Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina. *XI Congreso Geológico Chileno Actas*, Vol. II: 561-564. Antofagasta.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R. 2011. Petrogenesis of Upper Paleozoic post-collisional peraluminous leucogranites, Sierra de Ancasti, northwest Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*. 261/2:151-164.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Báez, M.A., Grosse, P. y Sardi, F. 2006 b. El Batolito Carbonífero Aimogasta, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Serie Correlación Geológica*. 21: 137-154. INSUGEO.
- Toselli, A.J., Miller, H., Aceñolaza, F.G., Rossi, J.N. y Söllner, F. 2007. The Sierra de Velasco of Northwest Argentina, an example for polyphase magmatism at the margin of Gondwana. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*. 246(3):325-345.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 89: 113-119.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. 1987. A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

Recibido: 3 de mayo de 2011

Aceptado: 24 de septiembre de 2011