

# EL GRANITO CALASUYA: UN INTRUSIVO ALCALIFELDESPÁTICO POSTCOLISIONAL EN EL BATOLITO DE SIERRA NORTE-AMBARGASTA, CÓRDOBA

Javier ELORTEGUI PALACIOS<sup>1</sup>, Raúl LIRA<sup>2</sup>, Fernanda POKLEPOVIC<sup>2</sup> y Michael J. DORAIS<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy. Av. Bolivia 1661, San Salvador de Jujuy.

Email: javierep@idgym.unju.edu.ar

<sup>2</sup> CONICET- Museo de Mineralogía y Geología Dr. Alfredo Stelzner, F.C.E.Fy N. - Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarsfield 299, Córdoba. Email: rlira@efn.uncor.edu y fpoklepovic@efn.uncor.edu

<sup>3</sup> Department of Geology, Brigham Young University, Provo, Utah, Estados Unidos. Email: mjd@geology.byu.edu

## RESUMEN

La zona central del extenso batolito Sierra Norte-Ambargasta, en el bloque más oriental de las Sierras Pampeanas orientales, está representada por granitoides de arco magmático tipo I (granodioritas, monzogranitos, pórfidos dacíticos y riolíticos denominados serie La Isla - Cerro de los Burros), intruidos por cuerpos menores félsicos postcolisionales, químicamente más evolucionados (denominados unidades Puesto de Los Caminos y Cerro Baritina), todos pertenecientes al Neoproterozoico-Cámbrico inferior. Nueva información geológica y geoquímica de la región centro-oriental del mismo batolito permitió identificar un plutón de composición alcalifeldespática, denominado Granito Calasuya, el primero de esta naturaleza en el batolito. Su mineralogía distintiva la constituyen la composición albitica de la plagioclasa magmática ( $An < 6\%$  molar), el elevado #Fe en las biotitas (0,97), la existencia de fluorita accesoria tardío magmática y el conspicuo proceso de albitización postmagmática. Su alto grado evolutivo se refleja en sus elevados tenores de  $SiO_2$  y sus bajos contenidos de CaO, MgO,  $TiO_2$ , MnO y  $Fe_2O_3(t)$ ; también en las proporciones elevadas de Rb, Y y Th y en los contenidos deprimidos de Sr, Ba y Zr. Los valores de  $\Sigma ETR$  son bajos, con perfiles asimétricos dominados por ETRL con anomalías positivas Ce/Ce\* y negativas muy marcadas de Eu/Eu\*. La relación  $Zr+Nb+Ce+Y$  versus Ga/Al distingue inequívocamente a este plutón como un granito tipo "I" altamente fraccionado. De acuerdo a ciertos patrones de campo y geoquímicos, el Granito Calasuya es comparable a los granitos epizonales postcolisionales de la unidad Puesto de los Caminos. Sin embargo, a pesar de estas evidencias, los patrones de ETR y su particular mineralogía accesoria revelan más afinidad con la unidad Cerro Baritina, representada por aplitas sienograníticas de edad cámbrica inferior, rocas que junto a otros granitoides fuertemente evolucionados han sido interpretadas como indicadores del cierre de la actividad magmática de la orogenia Pampeana.

Palabras clave: *Granito alcalifeldespático, Orogenia pampeana, Magmatismo postcolisional, Batolito de Sierra Norte-Ambargasta.*

**ABSTRACT:** *The Calasuya Granite: a postcollisional alkalifeldspar intrusive in the Sierra Norte-Ambargasta batholith, Córdoba province.* The central-western portion of the extended Sierra Norte-Ambargasta batholith, in the easternmost block of the eastern Sierras Pampeanas, is largely characterized by pre-collisional I-type magmatic arc granitoids (granodiorites, monzogranites, dacite and rhyolite porphyries named La Isla - Cerro de los Burros series), and by smaller sized postcollisional felsic intrusives of higher evolved chemistry (named Puesto de los Caminos and Cerro Baritina units), all of which crystallized along the Late Proterozoic -Lower Cambrian time span. New geological and geochemical data from the central and oriental areas of the batholith allowed to identify an intrusive body of alkalifeldspar composition (the Calasuya granite), the first of its type in the batholith. Its distinctive mineralogy is highlighted by the albitic composition of magmatic plagioclase (molar  $An < 6\%$ ), the high #Fe (0.97) of accessory biotite, the presence of accessory late magmatic fluorite, and the conspicuous postmagmatic albitization process. Its highly fractionated nature is shown by high  $SiO_2$  and low CaO, MgO,  $TiO_2$ , MnO and  $Fe_2O_3(t)$  contents, also evidenced by Rb, Y and Th enrichment, and Sr, Ba and Zr depletion. The total REE content is low, showing asymmetric spider-type diagrams with predominance of LREE over HREE; positive Ce/Ce\* anomalies as well as deep negative Eu/Eu\* are also remarkable characteristics of this pluton. The  $Zr+Nb+Ce+Y$  versus Ga/Al ratio unequivocally displays its I-type highly fractionated signature. According to some field and geochemical patterns, the Calasuya granite gathers similarities with granites of the Puesto de los Caminos unit, which groups highly evolved postcollisional epizonal granitoids. Notwithstanding, despite these evidences, REE patterns and its accessory mineralogy reveal more affinity with the Cerro Baritina unit which is represented by Lower Cambrian syenogranitic aplites, interpreted together with other highly evolved granitoids as indicators of the Pampean orogeny closure.

Keywords: *Alkali-feldspar granite, Pampean orogeny, Postcollisional magmatism, Sierra Norte-Ambargasta batholith*

## INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El batolito de Sierra Norte-Ambargasta comprende una superficie de casi 8.000 km<sup>2</sup> de rocas mayoritariamente graníticas. Ha sido reconocido y cartografiado desde la época de los primeros geólogos alemanes en el siglo XIX, pero son los trabajos de petrografía y estratigrafía de Lucero (1969) y Lucero Michaut (1979) los que establecieron los cimientos para las futuras investigaciones en el campo de la geología regional. Bonalumi (1988) realizó cartografía geológica y caracterizó geoquímicamente a un sector del batolito, principalmente el vinculado espacialmente a las mineralizaciones de manganeso. Rapela *et al.* (1991) trabajaron en el extremo septentrional de la Sierra Norte de Córdoba, más precisamente en el pórfido granítico de Oncán, donde definieron con estas rocas subvolcánicas el cierre del ciclo de la actividad eruptiva en la Sierra Norte. Posteriormente Lira *et al.* (1995, 1997) trabajaron en la región centro occidental del batolito, donde establecieron la secuencia de intrusividad, definieron el tipo de magmatismo como calcoalcalino relacionado a arco volcánico, con granitoides metaluminosos a débilmente peraluminosos de tipo "I" y sistemas de alteración con mineralizaciones polimetálicas típicas de este ambiente. Elortegui Palacios (2002) mediante un perfil transversal al batolito, entre los paralelos 29°58' - 29°52' de latitud sur, realizó estudios petrográficos, mineraloquímicos y geoquímicos reconociendo la presencia de dos ambientes geotectónicos diferenciados: uno pre-colisional, al oeste del batolito y coincidente con los petrotipos caracterizados por Lira *et al.* (1997), y otro tardío-colisional dominante en la región centro-oriental del batolito. Elortegui Palacios (2002) propuso que el límite entre estos dos ambientes geotectónicos debería ubicarse pocos kilómetros al este de la localidad de Chuña Huasi; su traza más hacia el sur podría coincidir en parte con la faja de deformación Sauce Punco, estudiada por Martino

*et al.* (1999) y hacia el norte se escurriría bajo el relleno moderno de la pampa de San Francisco del Chañar, para proyectarse en la línea propuesta por Quartino y Quartino (1996) como divisoria entre los ambientes geológicos occidental o de Ambargasta y central o de Ojo de Agua. Esta traza correría por los afloramientos de las sedimentitas de la Formación El Escondido. Tal magmatismo tardío-colisional está representado por monzogranitos biotítico-moscovíticos, meta a débilmente peraluminosos que completan la trayectoria composicional existente entre los granitoides de la serie granodiorita-monzogranito y dacita-riolita y los granitos subalcalinos altamente evolucionados (HESG) estudiados por Lira *et al.* (1997). En la transecta Elortegui Palacios (2002) cartografió y caracterizó un cuerpo granitoide alcalifeldespático, unidad a la que denominó Granito Calasuya por cuyo contacto oriental se extendería el límite entre los ambientes geotectónicos señalados.

La información geocronológica para las unidades granitoides regionales es abundante y dispersa en un amplio rango de edades entre el Proterozoico superior y el Ordovícico (Millone *et al.* 2003, datos propios y compilados). Para los intrusivos menores -grupo HESG de Lira *et al.* 1997-, reagrupados como unidad Puesto de los Caminos por Millone *et al.* (2003), se determinaron edades isocronicas de  $523 \pm 4$  Ma (Rb/Sr en roca total). A pesar de la dispersión de valores geocronológicos, existe consenso general en asignar el magmatismo principal del batolito al ciclo brasiliano-pampeano, tal lo propuesto por Ramos (1988, 1999), aunque existen plutones menores que han arrojado edades asignables al orógeno famatiniano (Baldo *et al.* 1998). Millone *et al.* (2003) y Leal *et al.* (2003) aportan nuevas dataciones y realizan mapas compilatorios con edades (K/Ar, Rb/Sr, U/Pb y edades modelo Sm/Nd) y plantean distintos modelos de evolución tectónica. Recientemente Miró *et al.* (2004) acotan la extensión temporal del arco magmático calcoalcalino de la Sierra Norte de

Córdoba en unos 30 Ma, entre los 555 y los 525 Ma (Neoproterozoico-Cámbrico, U/Pb en circones de granitoides de representatividad regional).

El presente artículo tiene como objetivos definir petrológicamente al granito Calasuya en el contexto de la evolución del magmatismo durante los estadios finales de la orogenia pampeana.

## METODOLOGÍA

En secciones delgadas y plaquetas se efectuó tinción selectiva con cobalto nitrato de sodio para el posterior recuento modal (500 a 600 puntos por placa en rocas de tamaño de grano fino a medio). Para los microanálisis de silicatos fue utilizada una microsonda electrónica Cameca SX-50 (*Department of Geology, Brigham Young University, Provo, Utah, EEUU*). Las condiciones operativas de dicha microsonda fueron: voltaje de 15kV, intensidad de corriente 10nA y diámetro del haz electrónico incidente de 5  $\mu$ m para las micas y 10  $\mu$ m para los feldespatos. Se utilizaron patrones naturales y los datos microanalíticos fueron reducidos mediante los factores de corrección de Pouchou y Pichoir (1985). Los análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y elementos de las tierras raras (ETR) fueron realizados en *Actlabs* (Canadá). La digestión de las muestras se hizo mediante perlas fundidas de metaborato-tetraborato de litio, disueltas en solución nítrica débil. Los análisis se hicieron mediante espectrometría de emisión de plasma (ICP) para los elementos mayoritarios combinado con espectrometría de masas (ICP/MS) para los elementos traza y ETR. Los límites de detección para los elementos mayoritarios son del 0,01%, excepto para el TiO<sub>2</sub> y MnO en los cuales es del 0,001%. Para los elementos traza es 3ppm (Ba), 2ppm (Rb, Sr), 5ppm (Zr), 1ppm (Y) y 0,1ppm (Ta, U, Th).

## GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas ígneas de composición granítica comprenden las mayores superficies

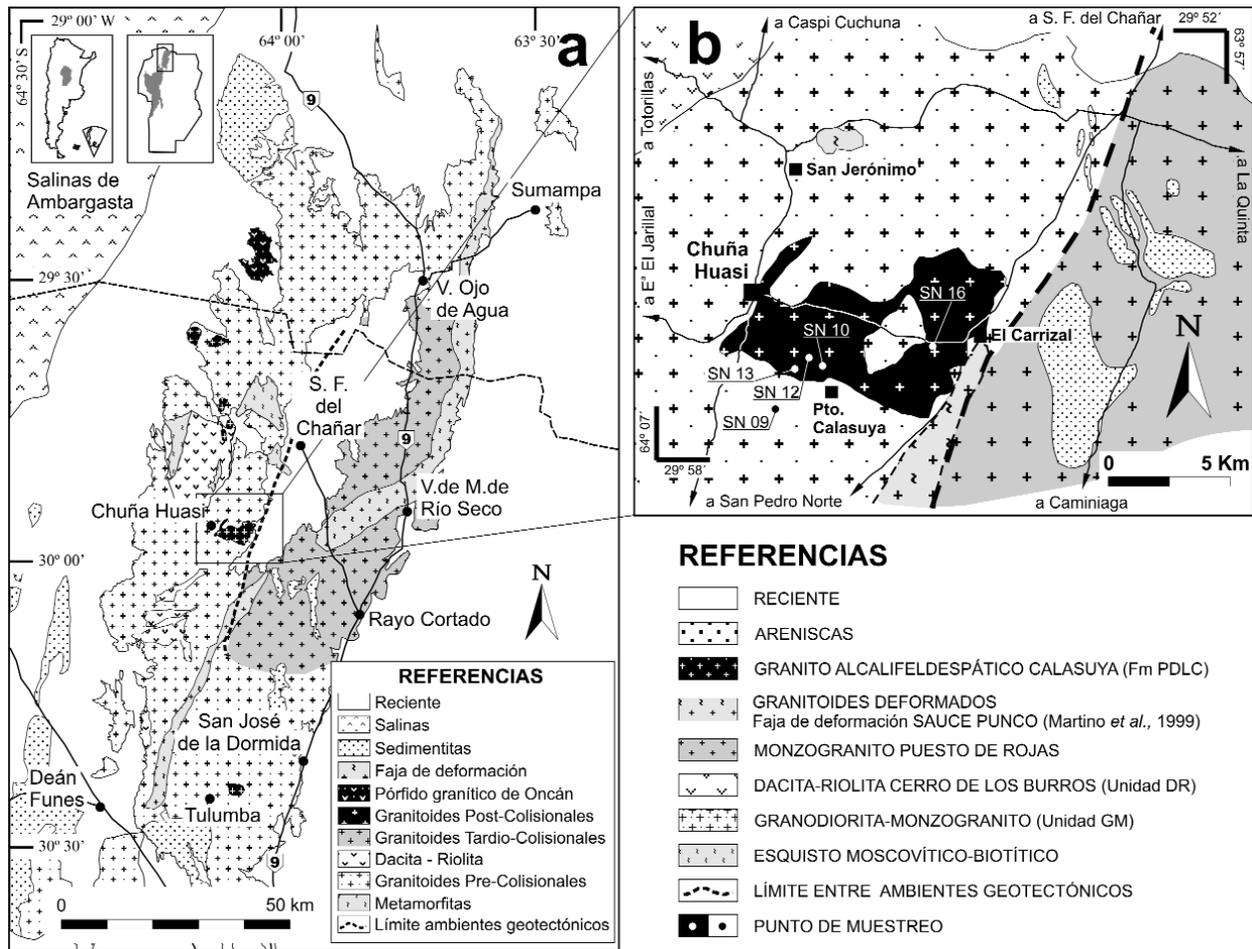


Figura 1: a) Mapa geológico general del batolito Sierra Norte-Ambargasta y ubicación del área de estudio; b) Mapa geológico del granito Calasuya y adyacencias.

del basamento de la Sierra Norte de Córdoba (Fig. 1a). Han sido caracterizadas petrográficamente y químicamente en el sector centro-norte por Bonalumi (1988) quien reconoce granodioritas y granitos resaltando la presencia de biotita, hornblenda y epidoto en su composición mineralógica. Posteriormente Lira *et al.* (1997) asocian estas litologías a la unidad granodiorita-monzogranito, que junto a la unidad dacita-riolita, conforman la serie La Isla - Cerro de los Burros (serie GM-DR de Lira *et al.* 1997). Esta serie tiene gran representación areal en el sector centro-occidental del batolito (Fig. 1a). En las inmediaciones del cuerpo granítico Calasuya Elortegui Palacios (2002) describe petrotipos granodioríticos comparables a los citados por Lira *et al.* (1997). Reconoce también sobre la base de la petro-

grafía, mineraloquímica y geoquímica, granitoides que engloba bajo el nombre de Monzogranito Puesto de Rojas, los que tienen representatividad regional en el área centro-oriental del batolito (véase Fig. 1a). Estos granitoides son posteriormente intruidos por cuerpos subalcalinos evolucionados, originariamente agrupados como HESG (*Highly evolved subalkaline granites*, Lira *et al.* 1997) y recientemente subdivididos en unidad Puesto de los Caminos, que comprende a monzogranitos epizonales, y en unidad Cerro Baritina, que agrupa a aplitas sienograníticas (Millone *et al.* 2003). Miró (1998) divide a los granitoides de las Sierras Norte, Ambargasta y Sumampa en dos grandes unidades a las que denominan Granito Ambargasta y Granito Ojo de Agua; estas dos grandes divisiones incluyen a todas

las litologías granitoides referidas en este trabajo. Todos estos granitoides se habrían intruido durante el ciclo magmático de la orogenia pampeana, que según distintos autores, en la región se extiende desde el Proterozoico tardío hasta el deslinde Cámbrico-Ordovícico (Rapela *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998, Millone *et al.* 2003, Leal *et al.* 2003).

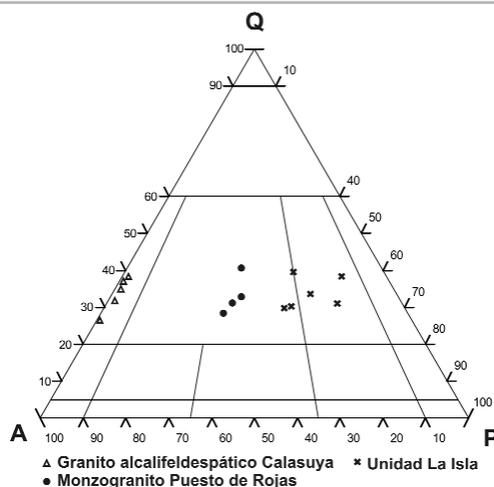
GRANITO CALASUYA

Este cuerpo se extiende unos 20 km<sup>2</sup> e intruye a la granodiorita regional, en cercanías del Puesto Calasuya (SN 09, en Fig. 1b), que integra la unidad regional granodiorita-monzogranito descrita por Lira *et al.* (1997). Su contacto sur es de naturaleza ígnea en tanto en el oriental se infiere un origen tectónico vinculado a

zonas de deformación. Los contactos norte y oeste están cubiertos con sedimentos recientes y suelo. Geomórficamente se identifica por su marcado relieve que recorta el paisaje de la pampa de San Francisco del Chañar. Se trata de una roca rojiza holocristalina, hipidiomórfica, equigranular variable entre fina (1 mm, SN 13), media (SN 10 y SN 16) y gruesa (4 mm, SN 12). Es muy cuarzosa y con escasa participación de mafitos, siendo la biotita el único identificado. En sectores se observan nódulos de cuarzo de hasta 10 cm de diámetro, cuyos contactos cuarzo-feldespatos son de granulometría algo mayor que la del granito hospedante; éstos han sido interpretados como rellenos de cavidades miarolíticas. En estos sectores también se encuentran aplopegmatitas que yacen como lentes que miden entre 0,4 y 1,5 m hasta un máximo de 3 m. Están compuestas por cuarzo y feldespato potásico; las de mayores dimensiones se ven zonadas presentando bordes ricos en feldespatos de espesores decimétricos.

La mineralogía del granito está compuesta por cuarzo (32,1 - 38,0%), albita (25,0 - 31,7%), feldespato potásico (29,2 - 37,4%) y biotita (1,3 - 3,1%) (Fig. 2). El cuarzo evidencia procesos de deformación, como extinción ondulante y agregados finos poligranulares recristalizados. Las plagioclasas carecen de zonación ópticamente reconocible y también evidencian deformación en la flexión del maclado polisintético. El microclino es anhedral, intersticial y suele tener desarrollo de perititas. La escasa biotita se presenta como cristales aislados o bien como microcúmulos. Se encuentra parcialmente desferizada y algunos cristales muestran una transformación total en esqueletos de óxidos de hierro y titanio asociados a moscovita secundaria.

La principal característica de este intrusivo es el crecimiento secundario de albita. Esta se manifiesta como bordes del feldespato potásico y de albita primaria o bien es de desarrollo intergranular o como relleno de fracturas. La intensidad de la albitización varía según la muestra pero



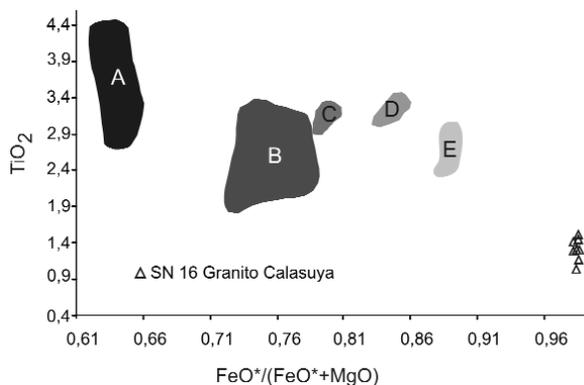
**Figura 2:** Clasificación modal (Streckeisen 1976) del granito Calasuya y de los granitoides que actúan como encajonante de este petrotipo, la unidad actualmente denominada La Isla compuesta por granodioritas y monzogranitos (GM, Lira *et al.* 1997) y los monzogranitos agrupados bajo el nombre de Monzogranito Puesto de Rojas por Elortegui Palacios (2002).

volumétricamente es poco significativa. Entre la mineralogía accesoria se destaca la presencia de escasa fluorita de coloración violácea, además de apatito, circón y magnetita fuertemente martitzada. La fluorita es anhedral y se aloja como fase tardía en los intersticios en asociación con magnetita y biotita. Los minerales resultantes de los procesos de alteración deutérica-hidrotermal son albita, clorita, moscovita-sericita y hematita; si bien estas fases son comunes, los procesos de reemplazo han actuado diferencialmente por sectores y en ningún caso han obliterado las paragénesis magmáticas. Los óxido-hidróxidos de Fe constituyen una fase accesoria común en el granito

Calasuya; se observan como diminutas inclusiones en los minerales félsicos, como producto de la alteración de magnetita y delimitando las trazas de clivaje de la biotita reemplazada por moscovita.

#### MINERALOQUÍMICA

Se realizaron microanálisis en plagioclasas y biotitas de la muestra SN 16, considerada representativa del intrusivo. Los datos obtenidos y los cálculos de fórmulas estructurales para plagioclasas y biotitas se encuentran en los cuadros 1 y 2. Las plagioclasas analizadas se restringen composicionalmente al campo de la albita, con contenidos molares de An entre



**Figura 3:** Relación  $TiO_2$  versus  $FeO^*/(FeO^*+MgO)$  de las biotitas del GAC comparadas con otras unidades ( $FeO^*$ = hierro total como  $Fe^{2+}$ ); unidad GM (Lira *et al.*, 1997; Base de datos inédita, 2001); A= granodioritas, B= monzogranitos, E= monzogranitos de la unidad Puesto de los Caminos (cuerpo Potrerillos); C y D= monzogranitos Puesto de Rojas (datos inéditos de Elortegui Palacios 2002). En este gráfico comparativo se puede observar el diferente grado evolutivo de los petrotipos de la región, donde existe una clara evolución desde los miembros pertenecientes a la unidad La Isla (A y B, GM, de Lira *et al.* 1997) pasando por el monzogranito Puesto de Rojas (Elortegui Palacios 2002) para finalizar con los monzogranitos epizonales más evolucionados (Puesto de los Caminos).

**CUADRO 1:** Datos microanalíticos de plagioclasas\*.

Muestra	Granito alcalifeldespático Calasuya						
SN 16	PI-1a	PI-1b	PI-1c	PI-1d	PI-1e	PI-1f	PI-1g
SiO <sub>2</sub>	66,26	67,03	65,97	66,14	65,73	67,43	67,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	20,48	21,52	21,35	21,60	21,06	20,97
FeO (t)	0,28	0,00	0,10	0,01	0,14	0,06	0,00
CaO	0,58	0,38	0,68	1,26	1,08	0,98	0,75
Na <sub>2</sub> O	10,75	11,36	10,68	10,84	10,42	11,01	11,10
K <sub>2</sub> O	0,08	0,07	0,59	0,13	0,56	0,23	0,14
<b>Total</b>	<b>98,30</b>	<b>99,32</b>	<b>99,54</b>	<b>99,73</b>	<b>99,53</b>	<b>100,75</b>	<b>100,50</b>
Si	2,948	2,951	2,907	2,908	2,899	2,932	2,940
Al	1,067	1,062	1,118	1,106	1,123	1,079	1,076
Fe <sup>*2</sup>	0,010	0,000	0,004	0,000	0,005	0,002	0,000
Ca	0,028	0,018	0,032	0,060	0,051	0,045	0,035
Na	0,927	0,970	0,913	0,924	0,891	0,928	0,936
K	0,005	0,004	0,033	0,007	0,032	0,013	0,008
<b>Mol % Ab</b>	<b>96,64</b>	<b>97,80</b>	<b>93,33</b>	<b>93,28</b>	<b>91,52</b>	<b>94,12</b>	<b>95,64</b>
<b>Mol % Or</b>	<b>0,49</b>	<b>0,38</b>	<b>3,39</b>	<b>0,71</b>	<b>3,24</b>	<b>1,27</b>	<b>0,81</b>
<b>Mol % An</b>	<b>2,88</b>	<b>1,83</b>	<b>3,29</b>	<b>6,01</b>	<b>5,24</b>	<b>4,61</b>	<b>3,55</b>

\*1,2,3= cristal o grano; a,b,c,...= puntos de perfiles analíticos a través del cristal. Todo el hierro expresado como Fe<sup>2+</sup>. Cálculo catiónico sobre la base de 8 oxígenos.

**CUADRO 2:** Datos microanalíticos de biotitas\*.

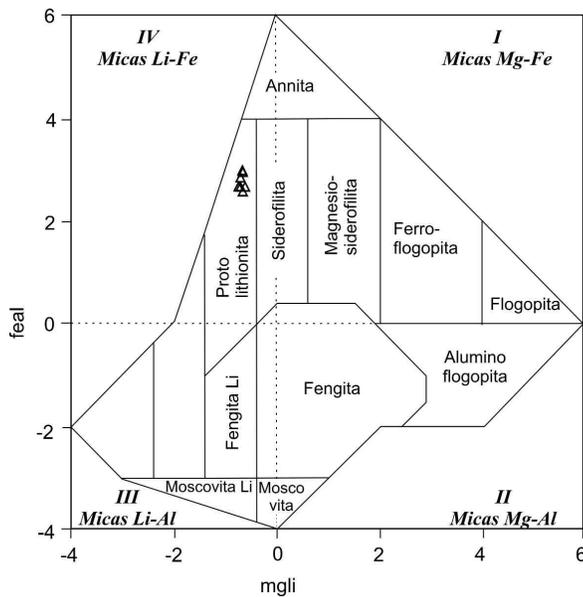
Muestra	Granito alcalifeldespático Calasuya								
SN 16	bio-1a	bio-1c	bio-1d	bio-1e	bio-1f	bio-1g	bio-1h	bio-1i	
SiO <sub>2</sub>	35,62	35,32	34,90	35,00	34,45	34,54	34,87	35,40	
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,44	1,52	1,31	1,30	1,31	1,18	1,07	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,89	19,69	19,73	19,82	19,95	19,41	19,94	19,73	
FeO	27,69	28,69	28,48	27,30	28,56	28,29	27,95	27,44	
MnO	1,34	1,01	1,37	1,60	1,74	1,44	1,30	1,43	
MgO	0,48	0,42	0,44	0,44	0,46	0,45	0,42	0,46	
CaO	0,11	0,07	0,11	0,08	0,06	0,19	0,07	0,06	
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,07	0,10	0,14	0,16	0,09	0,08	
K <sub>2</sub> O	9,21	9,32	9,19	9,38	9,43	8,95	9,12	9,41	
F	0,82	0,69	0,80	0,71	0,66	0,85	0,86	0,81	
Cl	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04	
<b>Total</b>	<b>96,74</b>	<b>96,80</b>	<b>96,63</b>	<b>95,78</b>	<b>96,80</b>	<b>95,66</b>	<b>95,81</b>	<b>95,92</b>	
<b>O=F</b>	<b>-0,35</b>	<b>-0,29</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,30</b>	<b>-0,28</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,34</b>	
<b>O=Cl</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,01</b>	
<b>Total</b>	<b>96,38</b>	<b>96,50</b>	<b>96,29</b>	<b>95,47</b>	<b>96,51</b>	<b>95,29</b>	<b>95,45</b>	<b>95,57</b>	
<b>Sitio Z</b>	<b>SiIV</b>	5,558	5,537	5,486	5,533	5,434	5,491	5,510	5,579
	<b>AlIV</b>	2,442	2,463	2,514	2,467	2,566	2,509	2,490	2,421
<b>Sitio Y</b>	<b>Ti</b>	0,167	0,169	0,180	0,155	0,154	0,157	0,140	0,126
	<b>AlVI</b>	1,215	1,175	1,142	1,225	1,143	1,128	1,224	1,244
	<b>Mg</b>	0,112	0,097	0,103	0,103	0,109	0,108	0,098	0,108
	<b>Mn</b>	0,177	0,134	0,182	0,214	0,232	0,194	0,174	0,191
	<b>Fe</b>	3,613	3,761	3,745	3,609	3,767	3,761	3,694	3,617
<b>Sitio X</b>	<b>Ca</b>	0,018	0,011	0,018	0,014	0,010	0,032	0,011	0,010
	<b>Na</b>	0,035	0,036	0,021	0,029	0,044	0,051	0,028	0,025
	<b>K</b>	1,834	1,864	1,843	1,892	1,898	1,816	1,838	1,891
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	<b>0,97</b>	

\*Referencias: 1= cristal o grano, a,b,c,...= puntos de análisis. Distribución catiónica estructural sobre la base de 22,5 (O, F, Cl). Todo el hierro expresado como Fe<sup>2+</sup>.

1,8 y 6,0%; se observa en los cristales un leve aumento del contenido de Na<sub>2</sub>O de núcleo a borde con valores de 10,4 a 11,1%. La composición predominantemente sódica de las plagioclasas magmáticas (An < 6%) permite clasificar al plutón como granito alcalifeldespático (Cuadro 1).

La composición de las biotitas muestran un enriquecimiento en FeO (27,3 - 28,7 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (19,4 - 20,0%), K<sub>2</sub>O (9,0 - 9,4 %) y bajos contenidos de TiO<sub>2</sub> (1,1 - 1,5 %), MgO (0,4 - 0,5%), MnO (1,0 - 1,7%) y F (0,7 - 0,9%). La relación binaria entre el cociente Fe/(Fe+Mg) de valor constante ~0,97 y el contenido de Al en el sitio tetraédrico que oscila entre 2,42 y 2,57 a.p.f.u., determina que las biotitas analizadas se agrupen próximas al extremo de la annita en el gráfico clasificatorio de Deer *et al.* (1992). La relación TiO<sub>2</sub> versus FeO<sub>t</sub>/FeO<sub>t</sub>+MgO de estas biotitas evidencia un marcado enriquecimiento en Fe y una baja concentración de Ti con respecto al resto de los granitoides regionales representativos del arco magmático del batolito de Sierra Norte-Ambargasta, incluyendo la serie La Isla - Cerro de los Burros y las unidades Puesto de los Caminos y Cerro Baritina (Fig. 3).

Las propuestas clasificatorias de Tischendorf (1999) y Tischendorf *et al.* (2001) para las micas trioctaédricas involucra el contenido estructural de Li en uno de los parámetros. La concentración de Li<sub>2</sub>O puede estimarse a través de la ecuación Li<sub>2</sub>O = (0,9/(0,26+MgO))-0,05, establecida para aquellas variedades ricas en Fe presentes en rocas peraluminosas; aplicada a muestras del granito Calasuya se obtuvieron valores entre 1,16 y 1,28% de Li<sub>2</sub>O. Los parámetros mgli y feal de Tischendorf (1997 y 1999) en el diagrama clasificatorio de Tischendorf *et al.* (2001), dieron valores de -0,70 a -0,61 a.p.f.u. y de 2,84 a 3,10 a.p.f.u., respectivamente, los que sitúan a las biotitas del granito alcalifeldespático en el campo de la protolithionita (Fig. 4). Si se asume que el contenido de Li<sub>2</sub>O en el sistema es despreciable, estos filosilicatos serían clasifi-



**Figura 4:** Clasificación de las biotitas del Granito Calasuya (triángulos) en el diagrama de micas dioctaédricas y trioctaédricas a partir de los parámetros  $mgli=(Mg - Li)$  y  $feal=(Fe_t + Mn + Ti + Al^{IV})$  de Tischendorf (1997 y 1999).

**CUADRO 3:** Datos analíticos de elementos mayoritarios y elementos traza\*.

M e r a	SN 10	SN12	SN13	SN 16
SiO <sub>2</sub>	77,23	75,73	77,26	76,79
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,11	0,08	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,54	12,89	12,53	12,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	1,33	1,08	0,84
MnO	0,05	0,05	0,04	0,05
MgO	0,02	0,11	0,06	0,02
CaO	0,33	0,87	0,75	0,46
Na <sub>2</sub> O	3,66	3,82	3,80	3,87
K <sub>2</sub> O	4,67	4,46	4,35	4,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,11	0,05	0,01
PPC	0,61	0,58	0,64	0,56
TOTAL	100,20	100,10	100,60	99,69
Rb	221	232	210	464
Sr	33	45	30	7
Ba	87	159	115	32
Y	47	41	43	70
Hf	4	5	3	6
Zr	84	126	74	92
Nb	14	17	15	39
Ga	17	21	20	24
Ta	1	2	2	5
Th	44	31	31	34
U	3	5	6	4

\* Los valores están expresados en porcentaje en peso y ppm, respectivamente. Los límites de detección para los elementos mayoritarios son del 0,01%, excepto para el TiO<sub>2</sub> y MnO en los cuales es del 0,001%. Para los elementos traza es 3ppm (Ba), 2ppm (Rb, Sr), 5ppm (Zr), 1ppm (Y) y 0,1ppm (Ta, U, Th). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: hierro total expresado como Fe<sup>3+</sup>.

cados como siderofilitas, tal como lo sugiere la fracción molar  $X_{Sid}$  variable entre 0,83 y 0,86 (Muñoz, 1984).

El bajo contenido de F determinado en las biotitas del plutón Calasuya (0,7 a 0,9 % en peso) es similar al determinado en las restantes biotitas de la secuencia intrusiva regional (Elortegui Palacios 2002).

### GEOQUÍMICA

En el cuadro 3 se presentan los valores químicos de roca total de las muestras analizadas del Granito Calasuya. Este granitoide félsico se caracteriza por su bajo contenido de CaO (< 0,9%), MgO (< 0,1%), TiO<sub>2</sub> (< 0,1%), MnO (≤0,05%) y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,84 - 1,33%), con valores elevados de SiO<sub>2</sub> (75,7 - 77,3%). Su relación SiO<sub>2</sub> - Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O indica una composición subalcalina (Irvine y Baragar, 1971), con un débil carácter peraluminoso (I.S.A.= 1,02 - 1,07).

La comparación de los datos geoquímicos del granito alcalifeldespático Calasuya con los datos obtenidos por Lira *et al.* (1997) y Elortegui Palacios (2002) (Fig. 5) lo sitúan junto al grupo de granitoides altamente evolucionados que comprende los monzogranitos miarolíticos epizonales Puesto de los Caminos y las aplitas sienograníticas Cerro Baritina.

El alto grado evolutivo de este granitoide está representado también en la concentración de elementos trazas como el Rb

(210 - 464 ppm), Y (41 - 70 ppm), Th (31 - 44 ppm) y las bajas proporciones de Sr (7 - 45 ppm), Ba (32 - 159 ppm) y Zr (84 - 126 ppm). La muestra SN-16, portadora de fluorita accesoria, está particularmente enriquecida en Rb, presenta contenidos notablemente más elevados de Y (70 ppm), Nb (39 ppm) y Ta (5 ppm).

El contenido total de lantánidos (ETR) en el Granito Calasuya es bajo, varía entre 90 y 136 ppm, con una concentración de ETRL que oscila entre 48 y 106 ppm, mientras que los ETR pesadas varían de 29 a 42 ppm (Cuadro 4).

El perfil de ETR normalizado a condrito (Boynton 1984) muestra un diseño ligeramente cóncavo principalmente en el hemidiagrama correspondiente a los ETRL (Fig. 6), con una notable anomalía positiva de cerio (Ce/Ce\*= 1,27 a 1,43), a excepción de una muestra (Ce/Ce\*= 0,87), manifestando un perfil tipo monacita (Monecke *et al.* 2002). Se observa una pronunciada anomalía negativa de Eu (Eu/Eu\* variable entre 0,03 y 0,23, cuadro 4) que indica el alto grado evolutivo del Granito Calasuya y la cristalización de plagioclasa cálcica como residuo en la fuente. Irber (1999) considera que valores inferiores a 0,20 no son explicados por un fraccionamiento tipo Rayleigh producto de la cristalización de plagioclasa cálcica, sino que este es un rasgo distintivo de granitoides altamente diferenciados ricos en volátiles en los cuales la fase fluida interviene en la partición de algunos ETR; es posible que en el caso del granito Calasuya, las marcadas anomalías negativas de Eu (< 0,23), especialmente la de la muestra SN 16 (Eu/Eu\*= 0,03), obedezcan a una combinación de ambos factores.

El patrón de ETRL normalizado se manifiesta deprimido en comparación con el área determinada para los diagramas de los granitoides pre- y post-colisionales de Lira *et al.* (1997) (Fig. 6). Si bien estos diagramas no poseen poder discriminatorio como para poder asignarlos a alguno de estos tipos de granitoides, su mineralogía y geoquímica particular, principalmente los patrones distributivos de los

**CUADRO 4:** Datos analíticos de elementos de las tierras raras y sus relaciones\*.

Muestra	SN 10	SN12	SN13	SN 16	BOYNTON
La	12,76	19,00	12,60	6,89	0,31
Ce	42,45	54,20	28,10	22,70	0,81
Pr	3,98	5,58	4,78	2,50	0,12
Nd	16,42	21,60	20,80	11,76	0,60
Sm	5,19	5,90	5,70	4,45	0,20
Eu	0,38	0,51	0,42	0,05	0,07
Gd	5,68	7,50	6,30	4,90	0,26
Tb	1,27	1,30	1,20	1,45	0,05
Dy	7,95	7,60	7,70	10,58	0,32
Ho	1,76	1,50	1,60	2,60	0,07
Er	5,52	4,80	4,90	8,48	0,21
Tm	0,86	0,75	0,79	1,58	0,03
Yb	5,15	5,00	5,30	10,74	0,21
Lu	0,80	0,73	0,78	1,55	0,03
$\Sigma$ ETR	110,17	135,97	100,97	90,22	
La/Lu	16,03	26,03	16,15	4,46	
$\Sigma$ ETRL	80,80	106,28	71,98	48,30	
$\Sigma$ ETRP	28,99	29,18	28,57	41,86	
La/Sm	2,46	3,22	2,21	1,55	
Lu/Gd	0,14	0,10	0,12	0,32	
Eu/Eu*	0,21	0,23	0,21	0,03	

Condrítico Boynton

\* Todos los elementos están en partes por millón (ppm). El límite de detección es de 0,1ppm, excepto para Pr (0,05), Eu (0,05), Tm (0,05) y Lu (0,04). Se agregaron los valores de normalización de Boynton (1984).

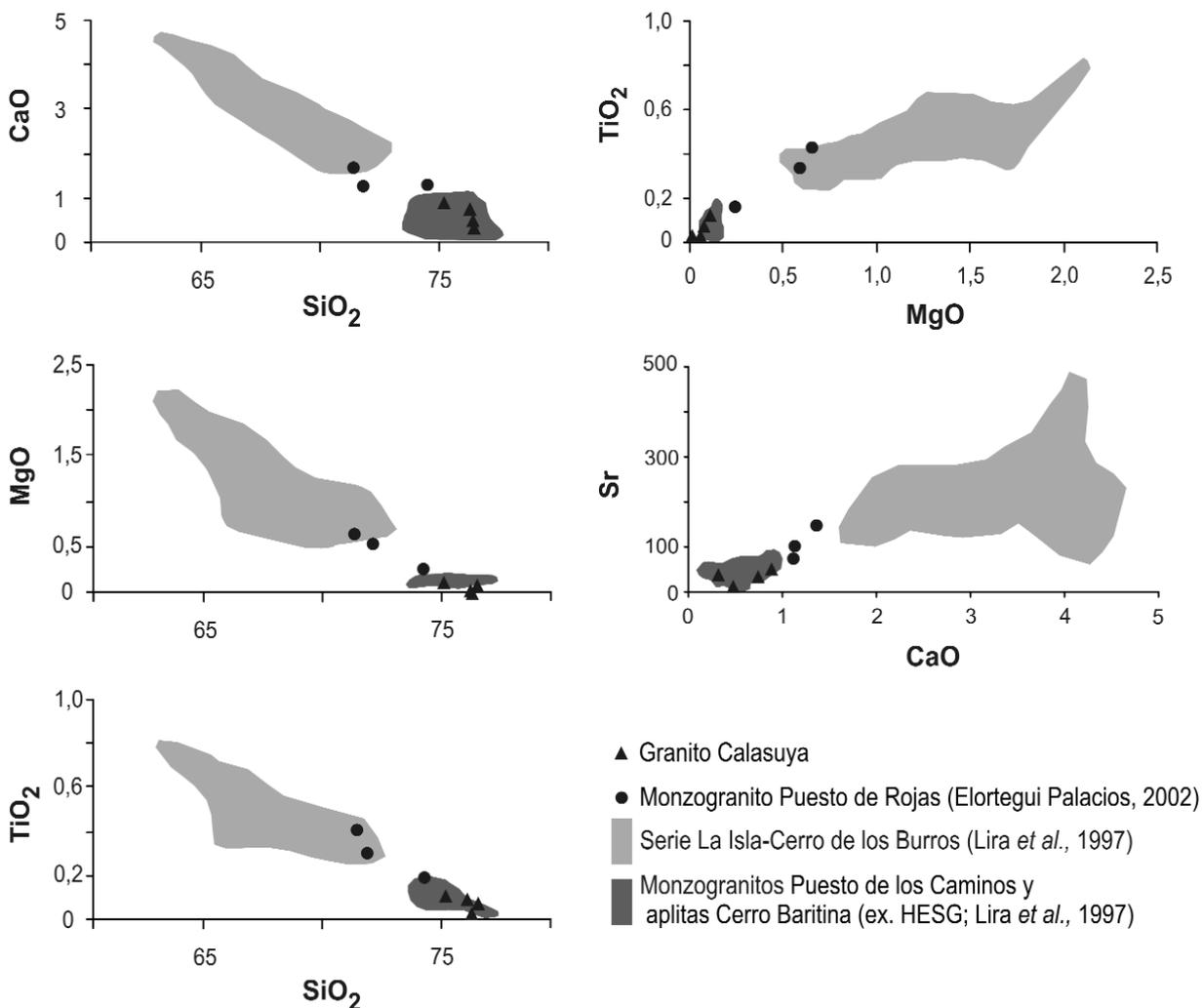
elementos de las tierras raras, sugieren similitudes notables con las aplitas de la unidad Cerro Baritina (Lira *et al.*, 1997). Este granito está notablemente enriquecido en ETRP, con relaciones  $La_N/Lu_N = 0,43$  a  $2,52$  y  $Lu_N/Gd_N = 0,84$  a  $2,74$ . El comportamiento de los ETR en sistemas graníticos altamente evolucionados ha sido estudiado por Öhlander *et al.* (1989) en granitos y aplitas mineralizadas de Suecia, quienes concluyen que los ETR en las rocas graníticas se concentran principalmente en los minerales accesorios. Si bien no se han detectado ópticamente minerales accesorios como monacita o titanita (salvo la rara aparición de relictos de allanita fuertemente alterada, por ejemplo en la muestra SN-16), lo que podría explicar el bajo contenido total de ETRL, existe una anomalía positiva de Ce (Fig. 6). Una explicación posible para esta anomalía podría ser la propuesta recientemente por Bau (1999), quien considera que el enriquecimiento en Ce estaría condicionado por la estabilización de  $Ce^{4+}$  favorecido por la presencia de óxi-hidróxidos de hierro en sistemas con tendencia a la alcalinidad y re-

ductores (véase Discusión y Conclusiones); durante ambas condiciones de cristalización que habrían afectado al granito Calasuya, los álcalis habrían estabilizado el  $Fe^{3+}$  promoviendo la oxidación del Ce. Según Öhlander *et al.* (1989) la fluorita y la xenotima serían las principales fases que controlan la distribución de los ETRP en sistemas graníticos altamente evolucionados. El aumento del contenido de ETRP del Granito Calasuya según creciente número atómico puede ser explicado por la presencia de fluorita, la cual como ya se dijo, ha sido identificada microscópicamente como mineral accesorio en la muestra SN 16; su ausencia en las muestras SN 10, SN 12 y SN 13 favorece esta interpretación, reduciéndose el valor de ETRP entre un 30 y 32 % (Cuadro 4 y Fig. 6). A modo comparativo, en cuanto a contenidos totales de ETR y a patrones distributivos, son llamativas las similitudes entre algunas aplitas estudiadas por Öhlander *et al.* (1989), Lira *et al.* (1997), Millone *et al.* (2004) y el granito Calasuya (Fig. 7). La relación  $Zr/Hf$  varía entre 16 y 26; este cociente es empleado como un indi-

cador del grado de interacción fluido-roca que afecta a un granitoide (Bau 1996, Irber 1999). El valor de 16, correspondiente a la muestra SN-16, sugiere una importante participación de una fase fluida durante el estadio transicional magmático-hidrotermal que afecta al granito alcalifeldespático. La relación  $Y/Ho$  oscila entre  $\sim 26$  y  $27$ , valores que según Bau (1996), Bau y Dulski (1999) e Irber (1999) son similares al cociente condritico C1 de Anders y Grevesse (1989). Los valores de esta relación en la muestra SN 16 no fueron afectados por la fase fluida fluorurada activa durante el estadio tardío magmático en transición a hidrotermal debido a la precipitación de fluorita en este intervalo temporal, fase mineral que concentra ETRP, entre ellos Ho e Y. Las relaciones  $FeO_t/MgO$  versus  $Zr+Nb+Ce+Y$  (Fig. 8a) y  $10.000Ga/Al$  versus  $Zr+Nb+Ce+Y$  (Fig. 8b), permiten distinguir a los granitos tipo A de aquellos granitos I o S sin fraccionar y de los félsicos altamente diferenciados (Whalen *et al.* 1987, con modificaciones de Tommasini *et al.* 1994). En el diagrama donde se considera la relación  $FeO_t/MgO$  (Fig. 8a), dos muestras (SN 12 y SN 13) indican la filiación del granito Calasuya con los granitoides félsicos fraccionados, mientras las dos restantes (SN 10 y SN 16) se registran fuera de los límites establecidos para los granitoides félsicos, sin llegar a proyectarse en el campo de los granitoides anorogénicos (véase discusión y conclusiones). En el diagrama de la figura 8b la relación  $10.000Ga/Al$  discrimina inequívocamente a las cuatro muestras como granitoides félsicos.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

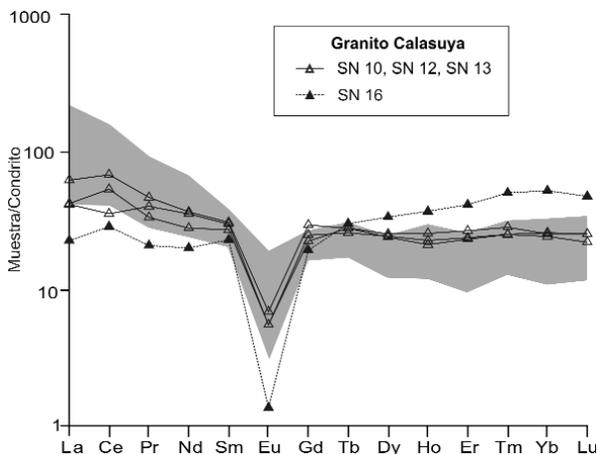
El Granito Calasuya constituye el primer hallazgo de un plutón de naturaleza alcalifeldespática en el extenso batolito de Sierra Norte-Ambargasta. Desde el punto de vista mineralógico y mineraloquímico, la composición albitica de las plagioclasas primarias ( $An < 6\%$ ), el elevado #Fe de sus biotitas (0,97) y la presencia



**Figura 5:** Diagramas de variación de algunos elementos del Granito Calasuya GAC (triángulos), comparados con los granitoides regionales; el monzogranito Puesto de Rojas (Elortegui Palacios 2002, círculos llenos), la unidad La Isla y los monzogranitos Puesto de los Caminos (Lira *et al.* 1997, nubes en tonos de grises). Se puede ver la posición casi extrema del Granito Calasuya respecto a los cuerpos evolucionados de las unidades Puesto de los Caminos y Cerro Baritina.

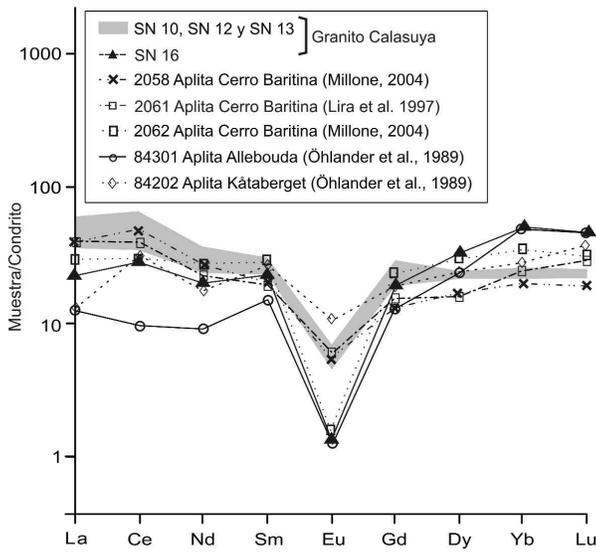
de fluorita como fase accesoria tardía se destacan como sus rasgos más distintivos.

El logaritmo del cociente entre la fracción molar de Mg y Fe en el sitio octaédrico de las biotitas analizadas y su relación con la  $fO_2$  (Ague y Brimhall 1988) varía entre -1,59 y -1,51, valores muy inferiores a los determinados para los granitoides evolucionados del área (monzogranito miarolítico PDLC y aptilas CB = -0,62 y -0,77, respectivamente); ello sugiere condiciones de cristalización predominantemente reductoras para el Granito Calasuya. La baja concentración de F en las biotitas del granito alcalifeldespático



**Figura 6:** Diagrama de ETR normalizados a condrito (Boynton 1984) de las litologías analizadas en el perfil; el área sombreada representa los granitoides pre- y postcolisionales de Lira *et al.* (1997).

puede estar condicionada por la reducida su cristalización o por el principio de exclusión Fe-F enunciado por Muñoz disponibilidad de F en el sistema durante exclusión Fe-F enunciado por Muñoz

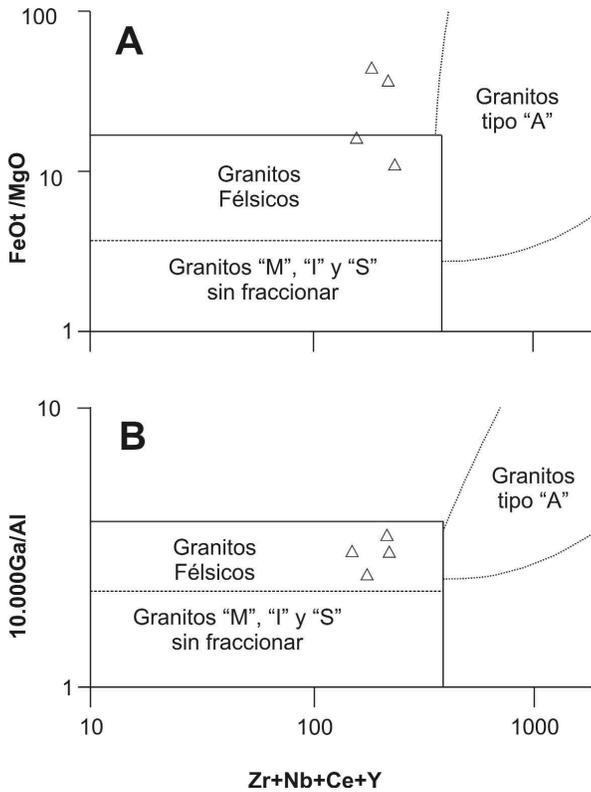


**Figura 7:** Diagrama de ETR normalizados a condrito (Boynton 1984) similar al de la figura 6. Con fines comparativos se han registrado los perfiles analíticos del granito Calasuya, los de dos aplitas de Suecia (Öhlander *et al.* 1989) y los de aplitas sienograníticas de la unidad Cerro Baritina (Lira *et al.* 1997, Millone 2004).

sando por los monzogranitos moscovíticos tardíocollisionales (Puesto de Rojas), para finalizar con los monzogranitos epizonales (Puesto de los Caminos) y las aplitas (Cerro Baritina) más evolucionados, con el Granito Calasuya como extremo de las series (véase Fig. 3).

Los valores del cociente entre las fracciones molares de los halógenos ( $\text{Log } [X_F/X_{OH}] = -1,03 \text{ a } -0,92$ ) y entre los cationes Mg y Fe del sitio octaédrico ( $\text{Log } [X_{Mg}/X_{Fe}] = -1,59 \text{ a } -1,51$ ) indican la afinidad con granitoides tipo I con fuerte participación de material cortical y asimilación de metasedimentos (Brimhall y Crerar 1987). La información mineraloquímica de la biotita del granito Calasuya es compatible con el origen predominantemente cortical de las fuentes magmáticas de todos los granitoides del batolito, como lo sugieren los valores negativos de  $\epsilon_{Nd}$  y las elevadas relaciones de Sr inicial  $> 0,706$  (Millone *et al.* 2003).

Whalen *et al.* (1987) sugieren patrones geoquímicos para distinguir granitos de suites tipo "A", de aquellos granitos félsicos fraccionados, concluyendo que la diferenciación a partir de fundidos calcoalcalinos puede producir volúmenes menores de fundido con características parciales de "A", pero que por sí sólo este mecanismo no produce la química distintiva de las series anorogénicas (altos contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , F, Zr, Nb, Ga, Y y ETR, excepto Eu, alta relación Fe/Mg y bajos valores de CaO, Ba y Sr; contienen biotita rica en annita molar y/o anfíboles alcalinos). Los diagramas de Whalen *et al.* (1987) modificados por Tommasini *et al.* (1994) han sido útiles para ayudar a distinguir que, si bien el plutón Calasuya posee algunas características próximas a las de los granitos tipo "A", su naturaleza es de tipo "I" félsica altamente fraccionada, de geoquímica calcoalcalina y débilmente peraluminosa con tendencia a la alcalinidad. Con respecto a la situación de las muestras SN 10 y SN 16 en el gráfico de la figura 8b, es posible que los pobríssimos contenidos en MgO del fundido (0,02 a 0,1 % en peso), aún preservados como clorita



**Figura 8:** Los diagramas específicos de Whalen *et al.* (1987) modificados por Tommasini *et al.* (1994), son utilizados para demostrar la naturaleza altamente fraccionada del granito alcalifeldespático Calasuya en comparación con el campo de los granitos tipo A.

(1984). La elevada actividad del Fe en el sistema limitaría la incorporación de F, por ello en estas condiciones la composición química de la biotita no puede ser empleada para determinar las fugacidades de los principales halógenos. El pobre contenido de Ti podría estar vinculado al alto grado evolutivo del Granito Calasuya y/o a una baja temperatura de cristalización; la elevada rela-

ción  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$ , en cambio, aumenta con la diferenciación y con la disminución de la  $fO_2$ . La relación  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO})$  versus  $\text{TiO}_2$  también permite comparar el diferente grado evolutivo de los petrotipos de la región, donde existe una clara evolución desde los miembros pertenecientes a los ambientes precollisionales (granodioritas regionales de la serie La Isla - Cerro de los Burros), pa-

durante la alteración incipiente de biotita, exageren el valor relativo del Fe en la relación  $\text{FeO}_x/\text{MgO}$ , proyectando a estas dos muestras fuera del campo de los granitoides félsicos delineado originariamente por Whalen *et al.* (1987) y sostenido por Eby (1990) y Tommasini *et al.* (1994).

El débil carácter peraluminoso de los monzogranitos miarolíticos epizonales Puesto de los Caminos y de las aplitas sienograníticas Cerro Baritina, reflejado en su mineralogía, condujo a Lira *et al.* (1997) a interpretar que los monzogranitos epizonales (originariamente denominados granitos HESG, luego monzogranitos Puesto de los caminos y aplitas Cerro Baritina) eran fundidos fraccionados muy evolucionados de fuentes tipo "I". La naturaleza mineralógica y geoquímica distintivas del granito alcalifeldespático Calasuya lo hacen comparable a las aplitas sienograníticas de la unidad Cerro Baritina, cuya edad de  $500 \pm 5$  Ma (Millone, 2004) las afilia geotectónicamente al cierre del ciclo Pampeano en el Cámbrico tardío.

#### AGRADECIMIENTOS

Este artículo es parte del Trabajo Final modificado del primer autor en la Universidad Nacional de Córdoba. Constituye una contribución a los proyectos PICT N° 07-03581, PICT-R 179 (ANPCYT) y PIP 5907, a través de los cuales ha sido financiado. El ex-Instituto de Geología Aplicada de la actual Secretaría de Minería de la provincia de Córdoba permitió el uso de sus instalaciones para la confección de las secciones delgadas. Nos hemos beneficiado de fructíferas discusiones con los Dres. R.D. Martino y H.A. Millone, colegas que también desarrollan investigaciones en la región de estudio. Se agradecen las correcciones y sugerencias constructivas en las revisiones efectuadas por los Dres. S. Quenardelle y J. Otamendi.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ague, J.J. y Brimhall, G.H. 1988. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geological Society of America Bulletin* 100 (6): 891-911.
- Anders, E. y Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 197-214.
- Baldo, E.G. Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J. y Mazzieri, C. 1998. Granito El Cerro, magmatismo colisional Famatiniano en el sector austral de la Sierra Norte-Ambargasta, Córdoba. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica* 2: 374-378. Buenos Aires.
- 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.
- Bau, M. 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earth by precipitating iron oxyhydroxide: Experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63: 67-77.
- Bau, M. y Dulski P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behavior during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology* 155: 77-90.
- Bonalumi, A. 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la Provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. 5° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2: 47-61, Santiago de Chile.
- Boynton, N.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. En Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry*, Elsevier 2: 64-114.
- Brimhall, G.H. y Crerar, D.A. 1987. Ore Fluids: Magmatic to Supergene. En Carmichael, I.S.E. y Eugster, H.P. (eds.): *Thermodynamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts. Reviews in Mineralogy* 17: 235-321. Mineralogical Society of America. Washington, DC.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Scientific & Technical. Segunda edición 696 p. Londres.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Elortegui Palacios, J. 2002. *Petrología y geoquímica de las rocas granitoides entre Villa de María de Río Seco y Estancia El Jarillal, batolito Sierra Norte-Ambargasta, Córdoba*. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba, Escuela de Geología, inédito, 83 p., Córdoba.
- 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.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Leal, P.R., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Miró, R.C. y Ramos, V.A., 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 593-607.
- Lira, R., Moreno, R.S. y Millone, H.A. 1995. Sistemas de alteración porfíricos con sulfuros de cobre y molibdeno en el basamento eopaleozoico de la Sierra Norte de Córdoba, Argentina. 5° Congreso Nacional de Geología Económica 426-430, San Juan.
- Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S. 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2): 157-177.
- Lucero, H.N., 1969. Descripción geológica de las hojas 16h, Pozo Grande y 17h, Chuña Huasi, Provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 107, 39 p., 4 pl., 10 fig. Buenos Aires.
- Lucero Michaut, H.N. 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En Segundo Simposio

- de Geología Regional, Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 293-348, Córdoba.
- Martino, R., Panceyra, R., Guerreschi, A. y Sfraggulla, J. 1999. La faja de deformación Sauce Punco, Sierra Norte, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 436-440.
- Millone, H.A., Tassinari, C.C.G., Lira, R. y Poklepovic, M.F. 2003. Age and neodymium isotope geochemistry of granitoids of the Sierra Norte-Ambargasta Batholith, Central Argentina. *Actas 4° South American Symposium on Isotope Geology*, 617-620, Bahía.
- Millone, H.A. 2004. Geoquímica y metalogénesis de sistemas hidrotermales con metales base, plata y oro en el basamento neoproterozoico de la Sierra Norte de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, inédita, 519 p., Córdoba.
- Miró, R.C. 1998. Hoja Geológica 2963-III, Villa Ojo de Agua. IGRM-SEGEMAR. Versión preliminar, 45p.
- Miró, R.C., Schwartz, J. y Gromet, P. 2004. Magmatismo calcoalcalino en la Sierra Norte de Córdoba. Su extensión temporal. En Aceñolaza F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N. y Toselli, A.J. (eds.) *Simposio Bodenbender, INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 19: 199-210, San Miguel de Tucumán.
- Monecke, T., Kempe, U., Monecke, J., Sala, M. y Wolf, D. 2002. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 1185-1196.
- Muñoz, J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. En Bailey, S.W. (ed.) *Micas, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 13: 469-493, Washington, DC.
- Öhlander, B., Billström, K. y Hålenius, E. 1989. Behaviour of rare-earth elements in highly evolved granitic systems: evidence from Proterozoic molybdenite mineralized aplites and associated granites in northern Sweden. *Lithos* 23: 267-280.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Pouchou, J.L. y Pichoir, F. 1985. "PAP" (phi-rho-z) procedure for improved quantitative microanalysis. En Armstrong J.T. (ed.) *Microbeam Analysis*, San Francisco Press: 104-106, San Francisco.
- Quartino, B. y Quartino, G. 1996. Las sierras australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 563-574, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America- a collisional history. *Episodes* 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En Zappettini, E.O. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales - Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 29-49, Buenos Aires.
- Rapela, C., Pankhurst, R. y Bonalumi, A. 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas. Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 19-22, Viña del Mar.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto- Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 181-217, London.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G.; Stuart-Smith, P.; Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication 142: 259-281, London.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Reviews* 12: 1-33.
- Tischendorf, G. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61: 809-834.
- Tischendorf, G. 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equations for Li<sub>2</sub>O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine* 63: 57-74.
- Tischendorf, G., Förster, H.J. y Gottesmann, B. 2001. Minor- and trace -element composition of trioctahedral micas: a review. *Mineralogical Magazine* 65: 249-276.
- Tommasini, S., Poli, G., Manetti, P. y Conticelli S. 1994. Oligo-Miocene A-type granites and granophyres from Yemen: isotopic and trace-element constraints bearing on their genesis. *European Journal of Mineralogy* 6: 571-590
- 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: 21 de agosto, 2007  
 Aceptado: 30 de julio, 2008