

Depósitos piroclásticos gondwánicos en el sur de la sierra de Varela, provincia de San Luis: su petrografía y geoquímica

Amancay N. MARTÍNEZ¹, María LAURA TOBARES¹, Aldo GIACCARDI¹, David AGUILERA¹, M. Belén ROQUET¹ y Laura GIAMBIAGI²

Resumen: Este trabajo reúne los resultados de la caracterización petrográfica y geoquímica de los depósitos piroclásticos de la Formación Cerro Varela (Anisiano), ubicados en la porción sur de la sierra de Varela, serranías occidentales de la provincia de San Luis. Dicha unidad está vinculada regional y cronológicamente con el Grupo Choiyoi y además constituye el relleno de la cuenca de Beazley. La base de la Formación Cerro Varela limita con metamorfitas del Precámbrico-Paleozoico Inferior y por encima y en forma discordante con la Formación Lagarcito del Cretácico Superior. En la zona de estudio se reconocen dos tipos de depósitos piroclásticos: tobas soldadas cristalinas y tobas de caída, ambas de composición riolítica. Las tobas soldadas cristalinas integran la mayoría de los afloramientos, siendo las de caída más acotadas en su ubicación debido a su bajo grado de preservación. Los depósitos correspondientes a flujos piroclásticos se reconocen en mantos rojizos con textura eutaxítica, disyunción columnar y fenocristales de cuarzo y sanidina en una matriz microgranosa, felsítica y granofírica con abundantes óxidos de hierro. También se observan líticos cognatos volcánicos felsíticos y algunos vitroclastos desvitrificados. Los bancos tobáceos son macizos, de color naranja, con tamaños de grano fino, donde pueden reconocerse trizas sin deformación y cristaloclastos de cuarzo. Las características geoquímicas de las unidades piroclásticas se corresponde con una transición desde la sección media a superior del magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi, Permo-Triásico de la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan. Su ambiente de generación se vincula con fenómenos de rift en una corteza de espesor normal a adelgazada, donde la extensión puede asociarse con los primeros ensayos de ruptura del Gondwana durante el Mesozoico.

Abstract: *GONDWANIC PYROCLASTIC DEPOSITS IN SOUTHERN SIERRA DE VARELA, SAN LUIS PROVINCE: PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY.* This work presents the results of the petrographic and geochemical characterization of the pyroclastic deposits of the Cerro Varela Formation (Anisian), located in the southern portion of the Sierra de Varela, western San Luis province. This unit is linked regionally and chronologically to the Choiyoi Group and also fills the Beazley basin. The base of the Cerro Varela Formation overlies the Precambrian-Lower Paleozoic metamorphic basement and it is covered discordantly by the Upper Cretaceous Lagarcito Formation. In the study area two types of pyroclastic deposits are recognized: crystal-rich welded tuffs and fall deposits, both of rhyolitic composition. The crystal-rich welded tuffs comprise the majority of the outcrops, whereas the fall deposits are more restricted because of their low degree of preservation. The pyroclastic flow deposits form red-colored layers with eutaxitic texture, columnar jointing and quartz and sanidine phenocrysts in a micrograin, felsitic and granophyric matrix with abundant iron oxides. Felsic volcanic lithic cognates and devitrified vitroclasts are also observed. The fall deposits are solid, orange-colored layers of fine grain size, with underformed vitreous fragments and quartz crystaloclasts. The chemistry of the pyroclastic units is comparable to the middle to upper section transition of the Permo-Triassic Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza and San Juan. Their environment of generation is linked to rifting phenomena in a normal to thin crust where extension can be associated with the first stage of break-up of Gondwana during the Mesozoic.

Palabras claves: Gondwana. Grupo Choiyoi. Magmatismo permo-triásico. Petroquímica. Depósitos piroclásticos.

Keywords: Gondwana. Choiyoi Group. Permo-triassic magmatism. Petrochemistry. Pyroclastic deposits.

¹ Dpto. de Geología. Facultad de Cs. Físico-Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis. Chacabuco 917 (5700). San Luis. Argentina. E-mail: amartinez@unsl.edu.ar; mltobares@gmail.com; agiaccia@unsl.edu.ar; adavid@unsl.edu.ar; maber@unsl.edu.ar.

² IANIGLA-CCT Mendoza-CONICET. Adrián Ruiz Leal s/n, Parque San Martín. (5500). Mendoza. Argentina. E-mail: lgiambia@mendoza-conicet.gov.ar

Introducción

El territorio de la provincia de San Luis forma parte de las Sierras Pampeanas caracterizado por la presencia de un basamento estructurado en bloques que forma sistemas serranos de orientación meridiana y que limitan depresiones longitudinales rellenas de material sedimentario continental de edad paleozoica a cenozoica. Existe en el sector occidental de la provincia una amplia zona deprimida constituida por las cuencas extensionales de Las Salinas y de Beazley elongadas en sentido NO y que alojan en su interior gran cantidad de sedimentos. Ambos depocentros se encuentran separados por la llamada dorsal de San Pedro, elemento positivo del subsuelo que se extiende desde El Gigante hasta villa General Roca con rumbo N70°E y que es paralelo a la megatrazada de importancia regional que segmenta a las Sierras Pampeanas. La cuenca de Beazley ostenta un relleno sedimentario de 4000 metros de potencia con una estructuración profunda de grandes bloques de basamento fallados tensionalmente y que por la acción de las fases diastróficas andinas ascendieron a superficie núcleos de basamento cristalino y de rocas volcánicas triásicas como ocurrió con la sierra de Varela (Yrigoyen *et al.*, 1989). El objetivo del presente trabajo es caracterizar de manera petrográfica, geoquímica y genética a las unidades agrupadas bajo el nombre de Formación Cerro Varela, que por su litología, edad y contexto regional integran el magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi Permo-Triásico de amplia distribución en la Cordillera Frontal de Mendoza y San Juan.

Geología regional

El área de trabajo se encuentra circunscripta al ámbito de la cuenca de Beazley en sus sectores marginales. La sierra de Varela junto a las otras serranías menores que constituyen el cerro Charlone-Alto del Pozo Peje-cerrillo de las Salinas (Criado Roque *et al.*, 1981), representan el límite entre las cuencas de Beazley y la de Mercedes. Al igual que las otras cuencas triásicas del oeste argentino, la cuenca de Beazley se encuentra limitada por importantes sistemas de fallas que tuvieron distinto grado de actividad durante el desarrollo de los rellenos sedimentarios. Desde el punto de vista genético, Charrier (1979) y Uliana y Biddle (1988) sostienen que luego de un régimen compresional de fines del Paleozoico se implantó en el margen oeste de Gondwana un proceso extensional con reactivación de fallas paleozoicas que llevaron a la formación de las cuencas sedimentarias triásicas de tipo rift (Legarreta y Gulisano, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Ramos y Kay, 1991). Ramos y Kay (1991) consideran que se trata de cuencas de rifts limitadas por lineamientos tectónicos de primer orden que se asocian con las suturas originadas por la acreción de sucesivos terrenos como ser Precordillera y Chilenia. Desde el punto de vista de su desarrollo regional tanto de los hemigrabens de Ischigualasto-Ischichuca-Villa Unión, como su prolongación austral en los de Marayes-Las Salinas-Beazley constituyen depocentros angostos elongados en sentido NNO ubicados al este de la megafractura de Valle Fértil (Spalletti, 1999).

Según Flores y Criado Roque (1972), el límite norte de la cuenca de Beazley coincide con la dorsal de San Pedro, el sur con la dorsal Alvear-cerro Varela y en dirección este-oeste se extiende desde el sector sur de la sierra de San Luis hasta el río Desaguadero. Su geometría

superficial es romboidal y su extensión areal alcanza los 4000 km². La cuenca de Beazley, rellena de sedimentos de dominio continental, se halla vinculada regional y cronológicamente al ciclo gondwánico del Grupo Choiyoi manifestado en los depósitos volcánicos denominados Formación Cerro Varela. Esta cuenca inicia su desarrollo con posterioridad al clímax de actividad magmática, por lo que los primeros rellenos sedimentarios son coincidentes con las últimas manifestaciones de ese volcanismo (Spalletti, 1999; Martínez, 2005). Esto se ve reflejado en la aparición de rocas piroclásticas y volcánicas entre los primeros términos sedimentarios triásicos que están dispuestos en cuestas asimétricas elongadas en dirección ONO y que se encuentran marginadas por fallas normales de orientación general 290°-310° e inclinación 60°-70° NE (Costa *et al.*, 1998). Cabe destacar que el Grupo Choiyoi de la cordillera Frontal de Mendoza y San Juan se ve incrementado en su área de influencia por la nueva ubicación de los afloramientos aquí estudiados, correspondientes a la sierra de Varela (Figura 1).

Geología local

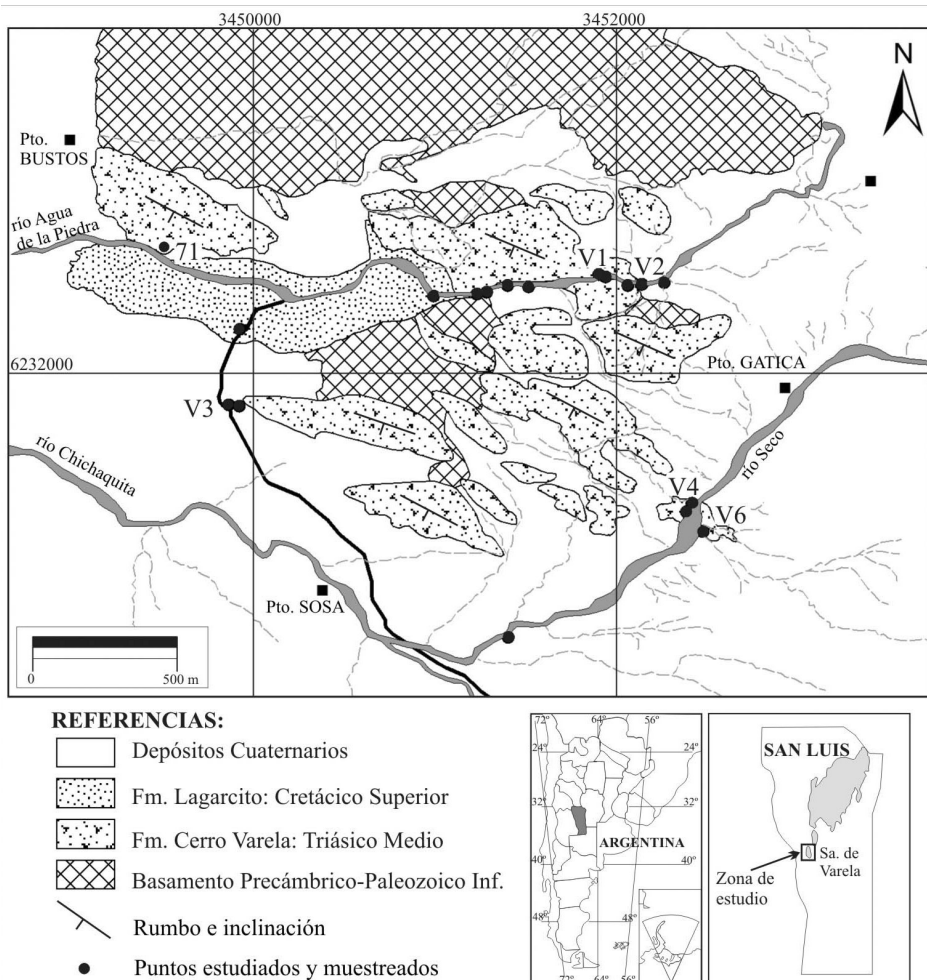


Figura 1. Mapa geológico del sector sur de la sierra de Varela, San Luis.

La unidad más antigua de la comarca está integrada por rocas plutónicas y metamórficas que constituyen el basamento de la sierra de Varela denominada Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988), que corresponde a una faja de filitas y esquistos y delgadas fajas de metaconglomerados y metavulcanitas afectados por un bajo grado metamórfico. La unidad litoestratigráfica siguiente en edad es la denominada Formación Cerro Varela (Flores y Criado Roque, 1972), que se ubica por encima del basamento en forma discordante y está integrada en su mayor parte por depósitos ignimbríticos y escasas tobas. Costa *et al.* (1998) realizaron dataciones radimétricas sobre las rocas volcánicas de la Formación Cerro Varela por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que arrojaron edades de $239,83 \pm 0,61$ Ma y $239,95 \pm 0,58$ Ma cuya asignación cronológica corresponde al Triásico Medio (Anisiano). Por encima se encuentra la Formación Lagarcito (Flores, 1969) integrada por sedimentitas de ambiente fluvial y eólico asignadas al lapso Cretácico Superior (Rivarola y Spalletti, 2006) y que cubren en discordancia erosiva y angular a la Formación Cerro Varela.

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LAS FACIES PIROCLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN CERRO VARELA.

La mayor parte de los afloramientos de la porción sur de la sierra de Varela corresponde a mantos ignimbríticos con estratificación grosera definida por la textura eutaxítica que se manifiesta por la aparición de bancos de diferente espesor y color (*Figura 2A*). Las características texturales y composicionales de las rocas son similares entre los diferentes pulsos. Esta pseudoestratificación puede deberse a depositación de sucesivos eventos piroclásticos. También es muy notoria la presencia de disyunción columnar en ciertos sectores del depósito donde la soldadura es extrema (*Figura 2B*). Texturalmente son rocas macizas, bien consolidadas con variados tonos de rojos, morados, rosados y anaranjados. Siempre presentan textura porfiroclástica donde los componentes están inmersos en una matriz afanítica. En los sectores orientales y sobre la ribera del río Seco afloran pequeños asomos de bancos de tobas, delgados y macizos, que en parte se encuentran cubiertos por sedimentos actuales y están poco representados por su bajo potencial de preservación (*Figura 2C*). Los depósitos de tobas presentan coloraciones anaranjadas con moderada a buena selección y están constituidos por granos de tamaño que varían de fino a muy fino (*Figura 2D*). A continuación se describen en detalle las unidades reconocidas y analizadas.

TOBA CRISTALINA SOLDADA DE COMPOSICIÓN RIOLÍTICA. Las rocas estudiadas al microscopio presentan textura porfiroclástica constituida por fenoclastos de cuarzo y sanidina inmersos en una matriz eutaxítica microgranosa felsítica y granofírica (*Figura 2E*). La relación matriz/componentes es de 40/60. Los cristaloclastos de cuarzo (20%) se presentan subhedrales a anhedrales, están fracturados y engolfados con bordes de reacción con la matriz (*Figura 2F*). Las fracturas se encuentran rellenas por óxidos de hierro. La sanidina (10%) es subhedral y presenta la típica macla de Carlsbad. Se encuentra fresca y presenta un reborde de reacción con la matriz. Muestra fracturas rellenas por óxidos de hierro. Los minerales opacos (13%) son subhedrales a anhedrales dispersos en la matriz o bien asociados a circones subhedrales (2%). Los vitroclastos (20%) están integrados por pómez aplastadas, con un reborde de óxidos de hierro (*Figura 2G*) y con cristaloclastos euhedrales de cuarzo y de minerales opacos en su interior. La desvitrificación se reconoce en las texturas granofírica felsítica y se observan parches de carbonatos como respuesta a eventos de origen secundario. Algunas pómez presentan textura axiolítica con un mayor crecimiento perpendicular a la pared de cristales de cuarzo y feldespato potásico con leve alteración a arcillas. En cuanto a los litoclastos juveniles se reconocen dos tipos: unos son rojos redondeados (20%) con abundantes cantidades de óxidos de hierro y con circones subhedrales y algunas biotitas

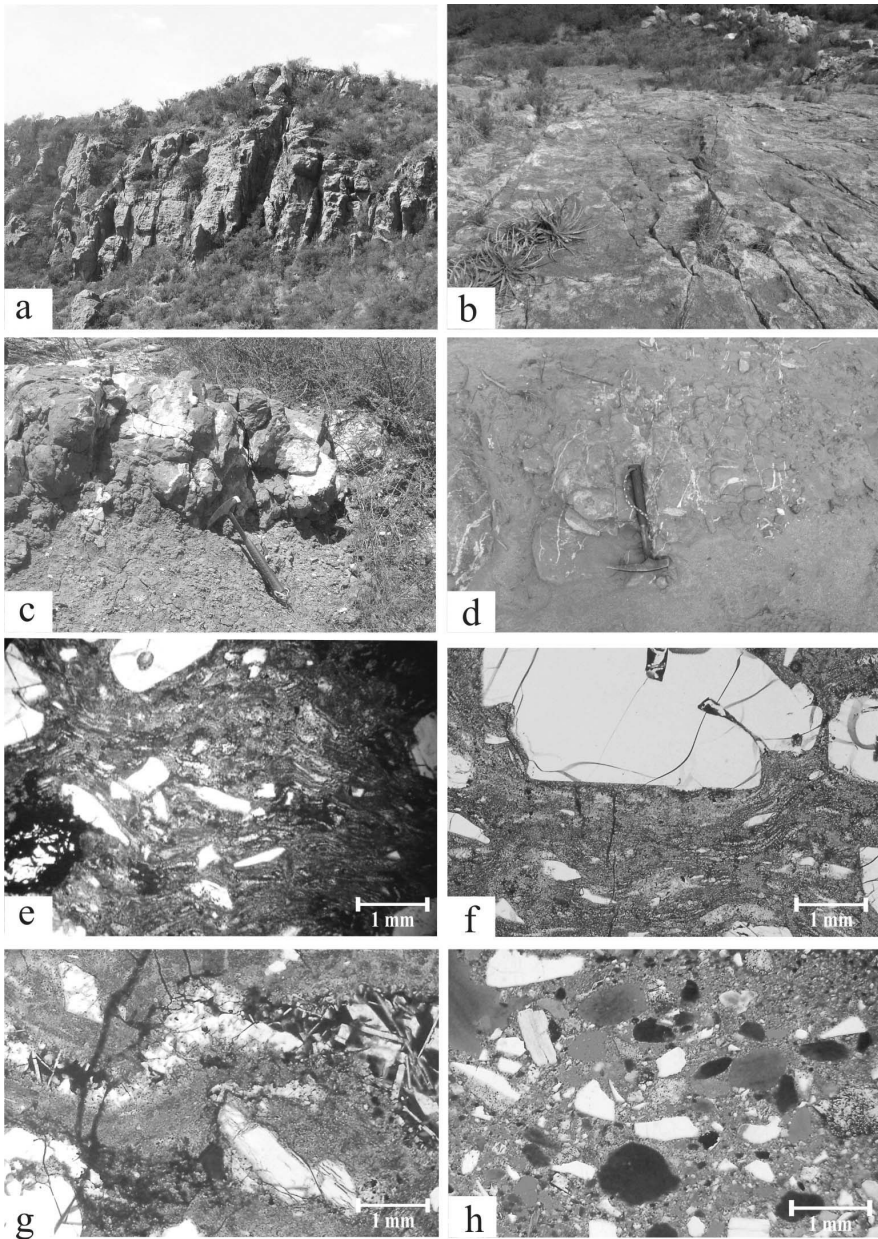


Figura 2. Fotografías de afloramientos y de secciones delgadas mostrando las características típicas de la Formación Cerro Varela. A) Aspecto general de los afloramientos de depósitos de tobas soldadas con disyunción columnar. B) Detalle del depósito piroclástico soldado. C) Depósito tobáceo que preserva la morfología de banco. D) Otro aspecto de las tobas que muestra lo friable del depósito. E) Cristaloclastos de cuarzo inmersos dentro de una matriz rojiza con desarrollo de la textura eutaxítica. NP 5x. F) Cristaloclastos de cuarzo engolfado y fracturado por donde penetran los óxidos de hierro en matriz eutaxítica. G) Vitroclastos de pómez elongada y deformada, desvitrificada a un agregado de cuarzo y feldespato con desarrollo de texturas microgranosa y axiolítica. NC 5x. H) Cristaloclastos y litoclastos subredondeados dentro de una matriz fina y rojiza con una selección notoria de los tamaños de los componentes.

en su interior. Los otros, felsíticos (15%), son subredondeados, muestran claras evidencias de una composición ácida y presentan texturas de desvitrificación del tipo microgranosa y eutaxítica. La matriz presenta como principal textura la eutaxítica con trizas deformadas, que se acomodan al contorno de los cristaloclastos y con óxidos de hierro que delimitan sus contornos. Las trizas están desvitrificadas a texturas microgranosa, felsítica, granofírica y esferulítica. La matriz se encuentra teñida por óxidos de hierro y está compuesta por pequeños cúmulos de minerales opacos en su interior. La facies piroclástica, sobre la base del tamaño de los componentes y de las cantidades de litoclastos, vitroclastos y cristaloclastos, corresponde a una toba cristalina de composición riolítica (Schmid, 1981) que por contener trizas deformadas tendría un alto grado de soldadura.

TOBA DE CAÍDA. Las rocas estudiadas al microscopio presentan textura porfiroclástica formada por fenoclastos de cuarzo y sanidina dentro en una matriz microgranosa y felsítica teñida por óxidos de hierro (*Figura 2H*). Se observa una buena selección de los clastos, cuyos tamaños son muy parejos. La relación matriz/componentes es de 30/70. Los cristaloclastos de cuarzo (10%) se presentan subhedrales, fracturados y con contornos redondeados y bordes de reacción con la matriz. La sanidina (10%) es subhedral a anhedral, presenta la macla de dos individuos de Carlsbad y borde de reacción con la matriz. Se encuentra fresca y con algo de fracturamiento. La plagioclasa (5%) es anhedral, con macla polisintética, fresca y con bordes de reacción con la matriz. La biotita (15%) se observa subhedral con leve pleocroísmo de incoloro a castaño claro, el cual puede aparecer por sectores debido a la pérdida de hierro. Se presenta fracturada, flexurada y con óxidos de hierro dentro de los planos de clivaje. También puede reconocerse cristaloclastos de microclino posiblemente accidental, anhedral, con macla en arpillera, fracturado y engolfado. Los minerales opacos (7%) son anhedrales dispersos por la matriz o bien asociados a circones subhedrales a euhedrales (2%). Se reconocen dos tipos de litoclastos juveniles: unos son rojos redondeados (20%) con cristaloclastos de cuarzo rotos por donde penetra la matriz. Los otros son felsíticos (15%) de coloraciones pardas, subredondeados con textura microgranosa por la desvitrificación del vidrio. La matriz se encuentra teñida por una gran cantidad de óxidos de hierro, presenta textura microgranosa fina y felsítica donde se puede reconocer una estratificación subparalela grosera dada por diferencias en los tamaños de los litoclastos. Esta facies piroclástica, sobre la base del tamaño de los componentes y de las cantidades de litoclastos, vitroclastos y cristaloclastos, corresponde a una toba cristalina de composición riolítica (Schmid, 1981), que por su contenido en trizas preservadas tendría un bajo grado de soldadura; por la buena redondez y selección, éstos depósitos son interpretados como piroclásticos de caída.

Consideraciones geoquímicas

Se realizaron análisis geoquímicos de seis muestras correspondientes a la Formación Cerro Varela, que fueron analizadas en ACTLABS (*Activation Laboratories LTD*), Canadá por fluorescencia de Rayos X y por ICP/MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*) (*Tabla 1*). Algunos de los diagramas que aquí se presentan fueron realizados mediante la utilización de los programas petrológicos GCDkit de Janoušek *et al.* (2006). Las muestras provenientes de los depósitos de caída muestran altos valores de LOI, motivo por el cual se tratará con cuidado las interpretaciones de los diagramas geoquímicos y se analizarán más que nada los elementos inmóviles. En el diagrama SiO_2 vs. Zr/TiO_2 de Winchester y Floyd (1977)

Mayoritarios (%)	Grupo Choivoi					
	Depósitos de caída			Depósitos piroclásticos		
	V1	V4	V6	V2	V3	V1
SiO ₂	76,95	73,36	68,63	77,91	73,18	77,88
Al ₂ O ₃	10,64	11,6	15,89	10,73	13,24	11,61
Fe ₂ O ₃ (T)	3,25	3,51	3,43	2,99	3,32	2,16
MnO	0,031	0,03	0,031	0,055	0,014	0,009
MgO	0,29	0,27	0,37	0,28	0,05	0,04
CaO	1,14	1,46	1,72	0,26	0,37	0,23
Na ₂ O	0,58	0,26	0,12	0,63	2,14	1,8
K ₂ O	1,96	2,02	1,3	3,43	6,27	5,49
TiO ₂	0,814	0,496	0,588	0,529	0,247	0,191
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03
LOI	4,96	5,16	7,82	3,24	1,48	1,27
Total	100,6	98,17	99,92	100,1	100,4	100,7
Trazas (ppm)						
Sc	12	5	13	6	5	4
Be	2	3	4	4	5	3
V	74	58	61	59	19	11
Cr	30	60	-	-	-	70
Co	5	3	4	3	1	1
Ni	-	-	-	-	-	-
Cu	40	-	-	20	10	20
Zn	40	50	40	70	30	-
Ga	13	19	18	18	25	21
Ge	2	3	2	2	3	2
As	18	-	-	-	-	-
Rb	102	105	88	146	212	196
Sr	63	56	59	47	41	36
Y	21	23	24	28	90	72
Zr	489	336	289	358	369	258
Nb	19	18	15	21	26	21
Mo	-	5	-	-	-	7
Ag	1,2	0,9	0,8	0,9	0,9	0,7
In	-	-	-	-	-	-
Sn	4	4	4	6	5	8
Sb	1,4	1	0,9	1	0,5	0,5
Cs	10	8,8	8,3	8,7	13,8	2,8
Ba	497	278	401	379	329	231
Hf	10,2	8,6	7,4	9,4	10,1	7,7
Ta	1,2	1,1	1	1,2	1,4	1,3
W	2	3	1	3	2	2
Tl	0,6	0,5	0,4	0,7	0,8	0,6
Pb	27	29	24	27	28	25
Bi	-	-	-	-	-	-
Th	18,8	9,5	14,2	10,3	17,7	16,6
U	2,7	1,9	1,6	2,7	4,2	2,2
REE (ppm)						
La	23,3	24,3	19,9	17,6	114	56,3
Ce	70,2	44,2	69,5	44,6	232	78
Pr	5,6	5,25	4,92	3,68	31,2	16
Nd	20,1	18,5	17,6	13,1	115	56,7
Sm	3,9	3,6	3,9	3,1	21,6	11
Eu	0,62	0,71	0,75	0,7	1,29	0,79
Gd	3,5	3,4	4	3,5	17,8	9,5
Tb	0,6	0,6	0,7	0,7	3	1,9
Dy	3,6	3,8	4,1	4,5	16,7	13,3
Ho	0,8	0,8	0,8	1	3,3	2,9
Er	2,4	2,5	2,4	3,1	9,6	8,8
Tm	0,37	0,39	0,39	0,49	1,41	1,33
Yb	2,6	2,7	2,8	3,5	9,3	9,1
Lu	0,44	0,46	0,46	0,6	1,5	1,48

Tabla 1. Análisis químicos correspondientes a las rocas volcánicas del sector sur de la sierra de Varela.

las rocas estudiadas se ubican principalmente en el campo de las riolitas (*Figura 3A*). Lo mismo ocurre en el diagrama Th vs. Co de Hastie *et al.* (2007), donde las rocas se ubican en el campo de las riolitas vinculadas a altas cantidades de K_2O y hasta shoshonitas (*Figura 3B*). Examinando el diagrama Th/Hf vs. Ta/Hf de Schandl y Gorton (2002), las rocas se ubican en el campo correspondiente a un ambiente de margen continental activo (*Figura 3C*), indicado por las altas proporciones de Th con respecto al Hf y Ta. Mediante el análisis del diagrama tectónico de Pearce *et al.* (1984) (*Figura 3D*), se observa que las rocas V1, V2, V4 y V6 presentan afinidad con un ambiente de arco volcánico, contrastante con las muestras V3 y 71 con alto K_2O y semejanzas a intraplaca. A partir del análisis de los elementos de tierras raras normalizados de acuerdo al condrito de Nakamura (1974), las rocas estudiadas pueden

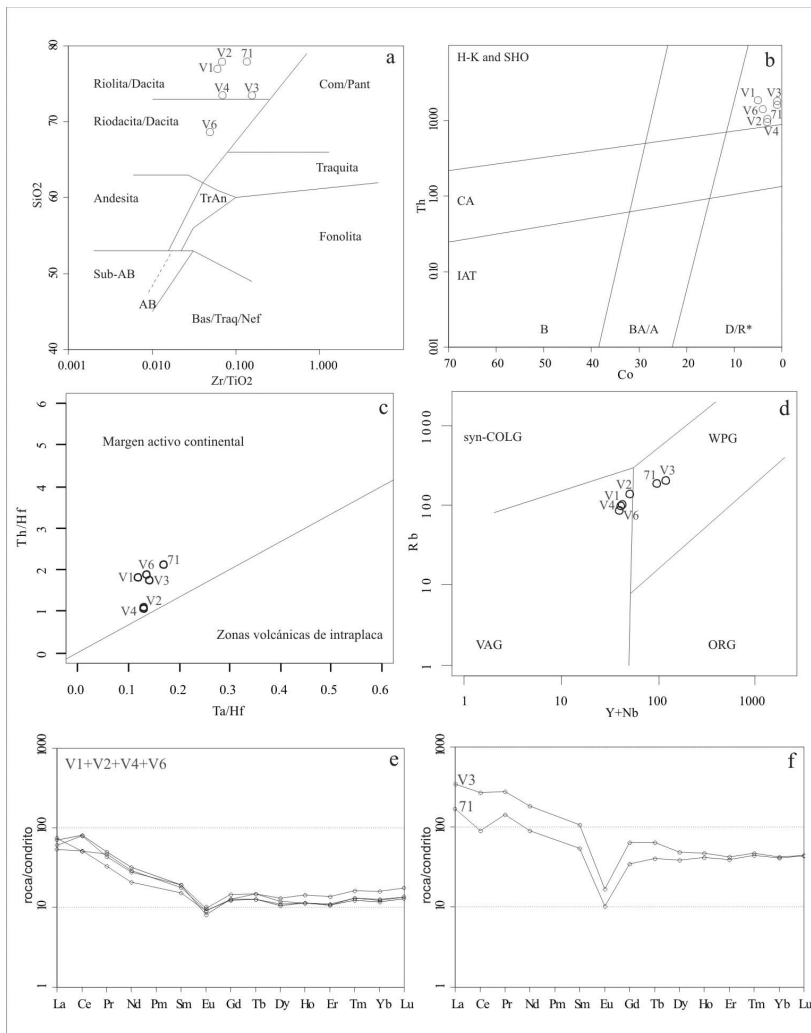


Figura 3. A) Diagrama de SiO_2 vs. Zr/TiO_2 de Winchester y Floyd (1977). B) Diagrama Th vs. Co de Hastie *et al.* (2007). C) Diagrama Th/Hf vs. Ta/Hf de Schandl y Gorton (2002). D) Diagrama Rb vs. Y+Nb de Pearce *et al.* (1984). E-F) Diagramas de elementos de tierras raras normalizados de acuerdo al condrito de Nakamura (1974).

agruparse en dos grupos en función del diseño resultante. En la *Figura 3E*, las muestras V1, V2, V4 y V6 presentan un diseño similar, con una leve pendiente para las tierras raras livianas y un diseño chato para las tierras raras pesadas, con una leve anomalía en Eu. Por el contrario, las muestras 71 y V3 presentan un mayor enriquecimiento en las tierras raras livianas, junto a una pronunciada anomalía en Eu y un diseño chato para las tierras raras pesadas.

Las características geoquímicas observadas permiten realizar varias inferencias tectónicas. Las rocas estudiadas presentan carácter calcoalcalino con proporciones variables de K_2O , debido a su posible origen a partir de un arco magmático situado en un borde convergente de placas. Presentan una transición hacia un ambiente de intraplaca con afinidad alcalina generado en un ambiente extensional, sobre todo mejor reflejado en las muestras V3 y 71 (*Figura 3D*). El esquema de tierras raras concuerda con la formación de plagioclasa en una fuente situada en una corteza de espesor normal (30 km) sometida a baja presión, habiendo sido más intenso en las muestras V3 y 71 (*Figura 3F*) manifestado en una anomalía de Eu más pronunciada, indicando menores presiones de formación en una corteza adelgazada.

Conclusiones

En la porción sur de la sierra de Varela afloran depósitos triásicos, tanto tobas cristalinas soldadas originadas por flujos piroclásticos como tobas de caída, ambas de composición riolítica. Su análisis geoquímico determinó que estas rocas fueron generadas en un ambiente de borde convergente de placas con una transición hacia un ambiente de intraplaca con afinidad alcalina en un ambiente extensional. Las rocas de la Formación Cerro Varela se vinculan con las últimas manifestaciones del magmatismo gondwánico del Grupo Choiyoi de la cordillera Frontal de Mendoza y San Juan, asociado a fenómenos de rift en una corteza de espesor normal a adelgazada, donde la extensión generalizada puede relacionarse con los primeros ensayos de ruptura del Gondwana durante el Mesozoico.

Agradecimientos

Al proyecto PROIPRO N° 30210 (2010-2011): “*El magmatismo permo-triásico del Grupo Choiyoi en la provincia de San Luis, Argentina*” de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la FCFMyN, Universidad Nacional de San Luis, mediante el cual se pudo financiar el presente trabajo. Se agradecen los comentarios aportados por el árbitro anónimo y por el editor de la revista.

Bibliografía

- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26: 1-37. Santiago.
- Costa C.H., Gardini, C.E. y Schmidt, C.J. 1998. Dataciones $40Ar/39Ar$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota Breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 282-285.
- Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.), *Geología de la Provincia de San Luis*. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 155-192.
- Flores, M. 1969. El Bolsón de las Salinas de la Provincia de San Luis. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, *Actas*, 1: 311-327.

- Flores, M.A. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 567-579.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. y Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341-2357.
- Janoušek, V., Farrow, C.M. y Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47: 1255-1259.
- Legarreta L. y Gulisano C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6: 221-243.
- Martínez, A. 2005. [Secuencias volcánicas permo-triásicas de los cordones del Portillo y del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza: su interpretación tectónica. Tesis doctoral. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 275 pp. Inédito].
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- 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: 956-983.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. 1º Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas (San Luis). *Actas*: 1.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic Rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonics setting*. Geological Society of America, Special Paper, 265: 79-91.
- Rivarola, D. y Spalletti, L. 2006. Modelo de sedimentación continental para el rift cretácico de la Argentina central. Ejemplo de la sierra de Las Quijadas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61: 63-80.
- Schandl, E.S. y Gorton, M.P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97: 629-642.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41-43.
- Spalletti, L. 1999. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, 32: 29-50.
- Uliana, M. y Biddle K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172-190.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: Tankard, A. y Balkwill, H. (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- Winchester, W. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Yrigoyen, M.R., Ortiz, A. y Manoni, R. 1989 Cuencas sedimentarias de San Luis. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6: 203-220.

Recibido: 13 de octubre de 2011
Aceptado: 3 de diciembre de 2011