

Caracterización petrográfica, geoquímica y edad U-Pb (ID-TIMS) de la Formación Espinal cerca del límite de Sierras Pampeanas con la Precordillera de Jagüé, La Rioja (Argentina).

Paula Verónica FRIGERIO¹; Carlos Alberto CINGOLANI²; Miguel Angelo Stipp BASEI³

Resumen: *LA FORMACIÓN ESPINAL EN LOS AFLORAMIENTOS CERCANOS AL LÍMITE NORTE DE SIERRAS PAMPEANAS CON LA PRECORDILLERA DE JAGÜÉ, LA RIOJA (ARGENTINA).* Se analizan los afloramientos de la Formación Espinal en el margen occidental de la Sierra de Toro Negro, al norte del Bolsón de Jagüé, La Rioja, cerca del límite tectónico con los afloramientos de la denominada Precordillera de Jagüé. Esta unidad corresponde al basamento de medio a alto grado de Sierras Pampeanas Occidentales. Se presentan datos de petrografía, geoquímica y una edad U-Pb TIMS en circones detríticos de 905 +14/-13 Ma, (MSWD = 0,74; discordia) ligeramente más joven que otras edades obtenidas para esta unidad pero aun comparables con las del ciclo Grenvilliano. Las litologías predominantes son gneises y esquistos anfibólicos, granatíferos y biotíticos con evidencias de retrogradación. La composición y textura de las muestras son coherentes con un origen sedimentario e ígneo para estos afloramientos. Estas rocas se distinguen de aquellas del basamento de la Precordillera-Cuyania principalmente por el mayor grado metamórfico.

Abstract: *THE ESPINAL FORMATION IN THE OUTCROPS NEAR THE NORTHERN LIMIT WITHIN THE PAMPEAN RANGES AND THE PRECORDILLERA OF JAGÜÉ, LA RIOJA (ARGENTINA).* The outcrops of the Espinal Formation in the western margin of the Toro Negro Range, north of the Bolsón de Jagüé, La Rioja, near the tectonic limit with the outcrop of the Precordillera of Jagüé are analyzed. This unit corresponds to the medium to high grade metamorphic basement of the Western Pampean Ranges. Petrography, geochemistry and a U-Pb TIMS age on detrital zircons of 905 +14/-13 Ma, (MSWD = 0,74; discordia) are presented. This age is slightly younger than others obtained for this unit but still comparable with the Grenvillian cycle. The dominant lithologies are amphibolic, granatiferous and biotitic gneises and schists with evidences of retrogradation. The composition and texture of the samples points to a sedimentary and igneous origin for these outcrops. These rocks distinguishes from the ones that forms the basement of the Precordillera-Cuyania, mainly because the higher metamorphic grade.

Palabras clave: Formación Espinal. Sierras Pampeanas Occidentales. Basamento. Límite occidental, Terreno Cuyania.

Key Words: Espinal Formation. Western Pampean Ranges. Basement. Western limit. Cuyania Terrane.

Introducción

La Formación Espinal fue definida por Turner (1960) en la Sierra del Espinal, extendiéndose hacia el norte por la Sierra de Toro Negro. Incluye esquistos, anfíbolitas, gneises, metacuarcitas y mármoles; todo el conjunto está intruido por rocas ultrabásicas. Constituye parte

¹ Parque de Ciencias UNLP, Av. Calchaquí km 23,5. CP: 1888, Florencio Varela, Buenos Aires. paulaverofrigerio@yahoo.com.

² División Geología Museo de La Plata y CIG (UNLP-CONICET), calle 1 n. 644, La Plata. ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar

³ CPGeo-USP, Sao Paulo, Brasil.baseimas@usp.br

del basamento metamórfico de medio y alto grado de las Sierras Pampeanas noroccidentales y posee una composición y estructura compleja. Existe muy poca información sobre estudios específicos de esta unidad en todos los afloramientos que se encuentran al oeste de la Sierra del Toro Negro, al noroeste de La Rioja. Puede citarse como principal referencia la descripción que hace Maisonave (1979) en la Hoja Geológica 14c Cerros Cuminchango.

En este trabajo se caracteriza un sector de afloramientos de la Formación Espinal de difícil acceso, sobre la Quebrada del Río Frío al norte del Bolsón de Jagüé, cerca del límite norte con la Precordillera, aportando con nuevos datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos. Hacia el oeste de los afloramientos estudiados las Sierras Pampeanas Occidentales se ponen en contacto tectónico con metasedimentitas ordovícicas de la Precordillera de Jagüé (Formación Del Salto, Frigerio, 2008a; Frigerio *et al.* 2009; Frigerio, 2011, 2013) (figura 1).

Tradicionalmente se consideró a la Formación Espinal como el basamento de la Precordillera de Jagüé ya que allí la secuencia empezaba con esquistos verdes y rocas calcáreas de la Formación Río Bonete que se consideraban ordovícicas por correlación con las metasedimentitas portadoras de fósiles descritas por Aceñolaza *et al.* (1971). Sin embargo recientes estudios de detalle y dataciones isotópicas de las rocas permitieron precisar la edad de aporte principal de los esquistos verdes dentro del Mesoproterozoico (ca. 1000Ma, Frigerio 2011, 2013). Así, la Formación Río Bonete s.s. agrupa a las rocas más antiguas de la Precordillera de Jagüé (Frigerio *et al.* 2009; Frigerio, 2011, 2013) diferenciándose de las metasedimentitas mencionadas y de la Formación Espinal principalmente por su composición y grado metamórfico. El contacto entre ambos tipos litológicos no está expuesto a la observación. En este sentido, la zona de cizalla conocida como faja de deformación de Jagüé (Martino y Astini, 1998) podría ser la conexión entre ellos. El Granito Potrerillos (Carbonífero Inferior, Maisonave 1979; Frigerio, 2008b; Frigerio *et al.* 2012; 2013) se encuentra entre las dos unidades intruyendo las metasedimentitas marinas ordovícicas de la Formación Del Salto (Frigerio, 2011, 2013), probablemente aprovechando la zona de debilidad para emplazarse.

A las rocas que componen a la Formación Espinal como área de basamento ígneo-metamórfico se las incluye como parte de diferentes terrenos aloctonos o paraautoctonos que se habrían acrecionado al margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior (Aceñolaza *et al.*, 2002; Aceñolaza y Toselli, 1988, 2000; Astini *et al.*, 1995; Dalziel, 1997; Dalla Salda *et al.*, 1993; Ramos *et al.*, 1986, 1993, 1998; Rapela *et al.*, 2010; Thomas y Astini, 1996, 1999; ver también la síntesis en Fauqué y Villar, 2003; Rapela *et al.*, 2010; Varela *et al.*, 2011), constituyendo los bloques más septentrionales del terreno Precordillera-Cuyania.

En la Sierra de Umango la Formación homónima (Arigós, 1956) presenta edades mesoproterozoicas pero se diferencia de la Formación Espinal porque reúne rocas de bajo grado metamórfico (Varela *et al.*, 2003, 2011) que se correlacionarían con la Formación río Bonete s.s..

Ubicación del área de estudio

Las rocas estudiadas se encuentran entre las coordenadas 28° 27'10,1" S y 68° 22'56,1" O (2230 m s.n.m.), sobre la quebrada del río Frío, al oeste del río Cuminchango (figura 1). Corresponden al margen más occidental de los afloramientos de la Formación Espinal en la Sierra del Toro Negro, donde este basamento se pone en contacto a través de fracturas con unidades ordovícicas y del Paleozoico Superior de la Precordillera de Jagüé al oeste, y con rocas terciarias y sedimentos cuaternarios del Bolsón de Jagüé al sur y este (figura 1)

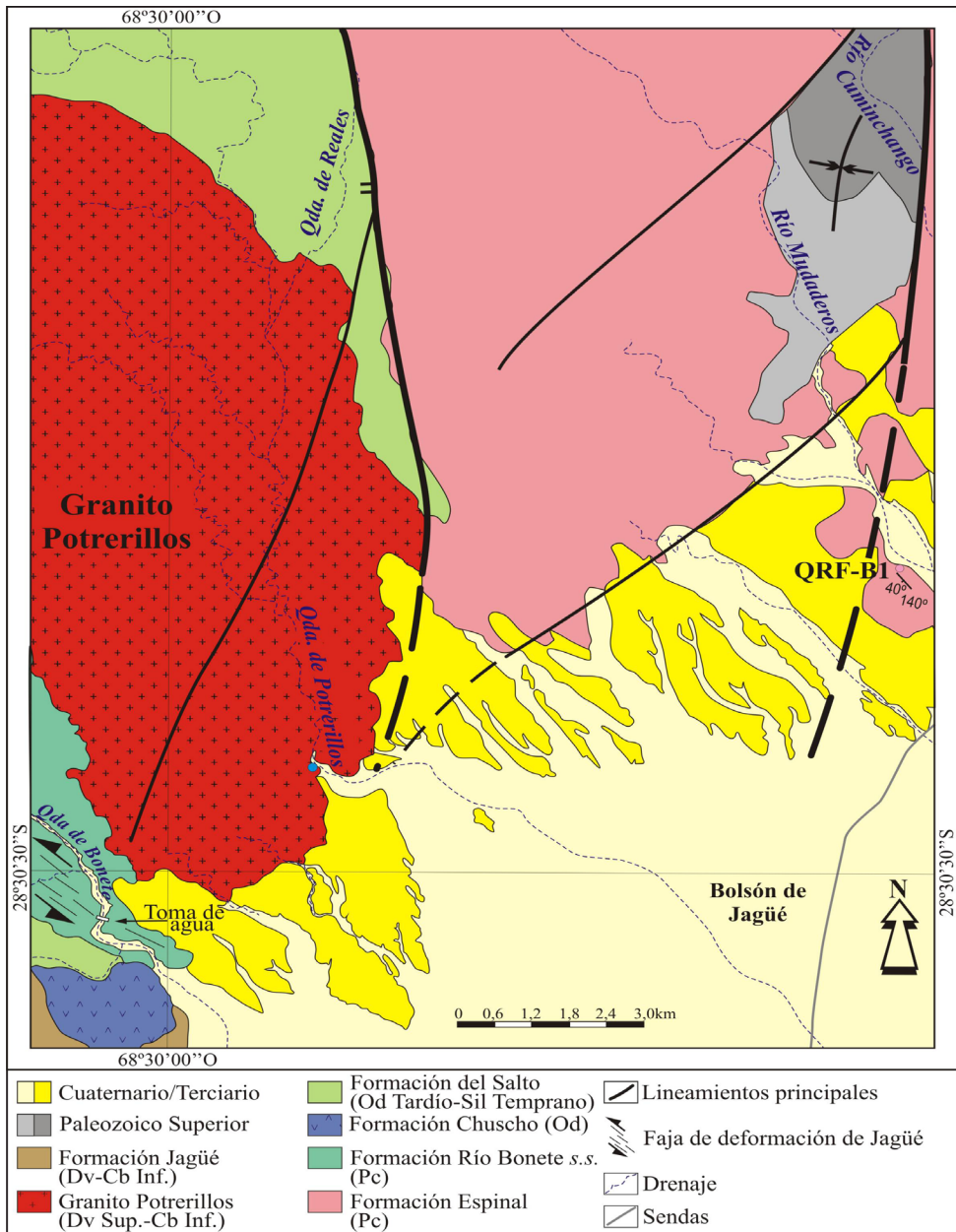


Figura 1: Mapa de ubicación

Metodología

Se estudiaron las relaciones de campo y litologías presentes, midiéndose las estructuras observadas. Se seleccionaron y orientaron ocho muestras de mano (J1 a J6, QRF-B1 y QRF-B2) para su posterior análisis de gabinete y laboratorio. Se hicieron cortes delgados de todas las muestras para su estudio petrográfico al microscopio de polarización, teniendo en cuenta la

orientación de los especímenes. Las muestras QRF-B1 y QRF-B2 se procesaron para estudios geoquímicos realizados en ACME Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). De la muestra QRF-B1 se concentraron los minerales pesados entre los que se seleccionaron grupos de circones para su caracterización y datación por U-Pb bajo el método de dilución isotópica (ID) utilizando el espectrómetro de masas tipo TIMS en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) de la Universidad de Sao Paulo, Brasil.

Resultados

Características de los afloramientos

El aspecto general del basamento en éste sector es heterogéneo. Aparecen rocas bien foliadas con coloraciones generalmente oscuras, compuestas por gneises y esquistos anfibólicos, granatíferos y biotíticos. Las rocas están afectadas por metamorfismo de medio a alto grado, con predominio de un bandeo composicional (bandeo gnésico) y lineación mineral de inosilicatos oscuros (Anf /Cpx) y cuarzo (figura 2a-d). La deformación está caracterizada por milonitización y plegamientos a escala mesoscópica (figura 2d). La foliación tiene una actitud $153^{\circ}/33^{\circ}$ O, Rbz $230^{\circ}/45^{\circ}$, Rbz $229^{\circ}/44^{\circ}$, mientras que la lineación mineral sobre el plano de foliación tiene una actitud dominante Rbz $260^{\circ}/41^{\circ}$ en este sector. Los minerales accesorios más comunes son apatita, circón y minerales opacos. Se distinguen filones compuestos por cuarzo, feldespato, anfíbol y granate que en general son coherentes con la foliación, aunque algunos son discordantes.

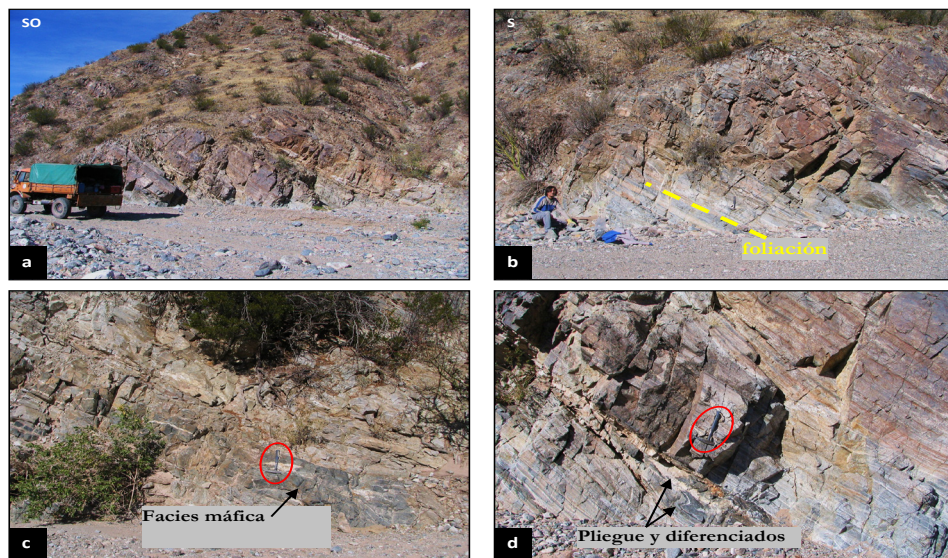


Figura 2: a, b)-Aspecto general de los afloramientos de la Formación Espinal sobre la desembocadura del río Frío, al norte del Bolsón de Jagüé. Se observa la fuerte foliación, con plegamientos de distinta escala y variaciones litológicas. c,d)- Detalles de la foliación. Los círculos marcan la ubicación de la piqueta geológica como escala.

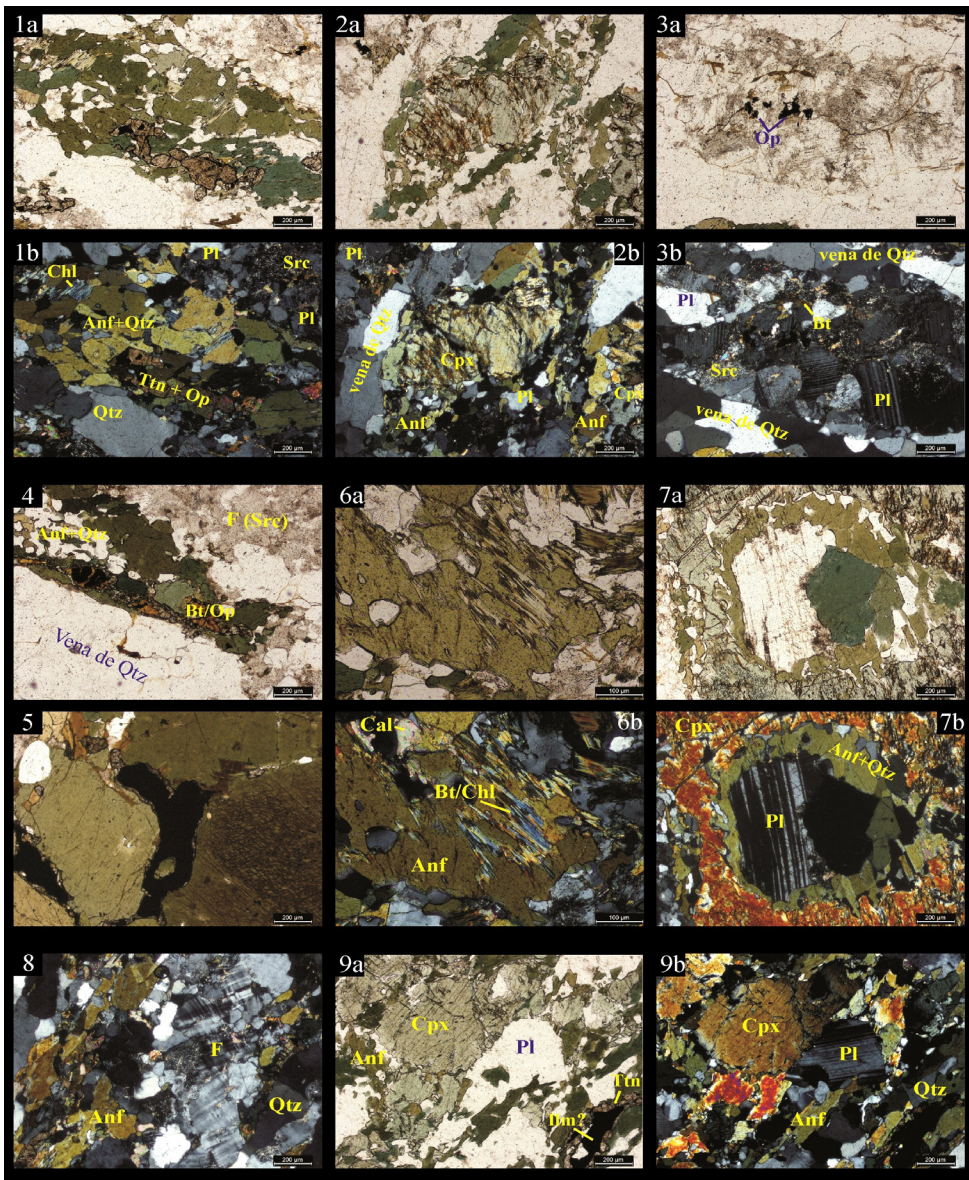


Figura 3: Microfotografías de los cortes delgados correspondientes a anfibolitas y gneisses anfibólicos de la Formación Espinal. Fotos a, b, c, d, e, f, g, h, k corresponden a la muestra QRF-B1 (A); fotos i, l: a la muestra QRF-B1 (B); foto j: a la muestra J1; fotos m, n, o: a la muestra J6. La escala es de 200 µm, excepto en las fotos h y k que es de 100 µm. La composición y textura general de las rocas puede apreciarse en las fotos a, b, d, e, g, n, o. En fotos a, d: titanita asociada a opacos en una lente compuesta por anfíbol y cuarzo. En b, e: núcleo de Cpx con manto y colas de anfíbol más cuarzo. En c, f: dominio rico en plagioclasas. En g: asociación de biotita con opaco y titanita y anfíbol con cuarzo en una lente de dominio máfico rodeado por venas de cuarzo; arriba a la derecha se ve un sector feldespático con abundante alteración sericitica. En j: detalle de corona de titanita sobre un mineral opaco intersticial, probablemente ilmenita, entre anfíboles. En h, k: anfíbol con inclusiones de cuarzo y de biotita alterada a clorita. En i, l: desarrollo de un anillo de anfíbol y cuarzo a partir de la retrogradación de un cristal de clinopiroxeno que engloba una plagioclasa. En m: área rica en feldespato en un sector con predominio de microclino. En n, o: composición y orientación de los componentes principales de las rocas.

Petrografía

En este sector del basamento aparecen dos tipos litológicos predominantes: anfibolitas o gneises anfibólicos y gneises o esquistos biotíticos. Además se encuentran gneises anfibólico-biotíticos, que serían rocas transicionales entre ambos extremos. A continuación se describen las distintas litologías encontradas; en la tabla 1 se puede consultar la descripción de detalle.

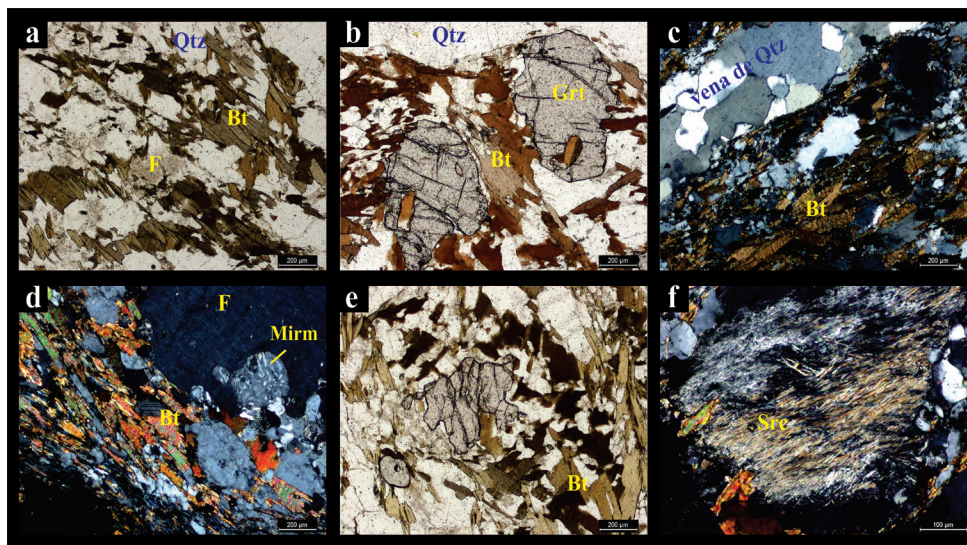


Figura 4: Microfotografías de los cortes delgados correspondientes a gneises y esquistos biotíticos de la Formación Espinal. La escala es de 200 μm , excepto en la foto f que es de 100 μm . Fotos b, d, f: muestra J4; fotos a, c, e: muestra J5. Los componentes principales son biotita (Bt), feldespatos (especialmente Pl) y cuarzo, con presencia común de granate (fotos b, e) y segregación de venas de cuarzo (foto c). Los feldespatos se encuentran comúnmente alterados a sericita (foto f). Se ha observado el desarrollo de mirmequitas (foto d).

Anfibolitas o gneises anfibólicos (figura 3), compuestos por anfíbol verde (Hbl), clinopiroxeno incoloro, plagioclasa, cuarzo y escaso feldespato potásico como microclino. Pueden aparecer además porfirocristales relícticos de clinopiroxeno incoloro con coronas y a veces parches de anfíbol por transformación del piroxeno. También se presenta epidoto, calcita, biotita, y titanita, esta última generada comúnmente como coronas a expensas de opacos anhedrales y generalmente intersticiales (ilmenita?). Localmente pueden observarse mirmequitas. La alteración principal es sericitica o saussuritización de las plagioclasas. La muestra J2 presenta parches de un mineral incoloro y muy fibroso, producto de la retrogradación de inosilicatos (tremolita?).

Gneises o esquistos biotíticos (figura 4) Compuestos principalmente por biotita, plagioclasa, cuarzo, a veces feldespato potásico, y granate (almandino). Además se pueden observar algunas plagioclasas mirmequíticas. El granate crece a partir de la biotita. Puede registrarse muscovita y clorita a partir de la biotita. En la muestra J4 existen escasas concentraciones de un mineral similar a tremolita, incolora y muy fibrosa.

Gneises anfibólico – biotíticos (figura 5). Son sectores transicionales entre ambos extremos litológicos. Presentan una asociación mineral intermedia, con anfíbol y biotita, además de plagioclasa, cuarzo y microclino (muestra J3).

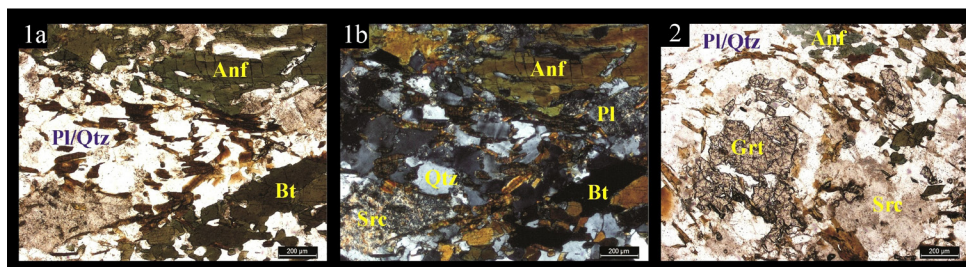


Figura 5: Microfotografías de los cortes delgados correspondientes a gneisses anfibólico-biotíticos de la Formación Espinal (muestra J3). La escala es de 200 µm en cada imagen. Compuestos por biotita (Bt), anfíbol (Anf), feldespato y cuarzo (Qtz), con presencia de granate (Grt, foto c). Entre los feldespatos predomina la plagioclasa (Pl) y subordinado el microclino, comúnmente se encuentran parches de alteración sericitica (Src).

Geoquímica

Las dos muestras analizadas corresponden a gneisses anfibólicos (tabla 2). Ambas presentan composiciones similares tanto de elementos mayoritarios como minoritarios y trazas, con valores de LOI inferiores o iguales a 2 %. La composición geoquímica dominante presenta similitudes con la de una roca tipo vaque. El contenido de SiO₂ se encuentra entre 60,35 y 60,98 %, el de Al₂O₃ entre 14,68 y 14,79 %, presentan altos tenores de CaO (7,35 y 6,85 %) y los porcentajes de Fe₂O₃ total (6,16 y 6,18%), MgO (2,02 %) y TiO₂ (entre 0,8 y 0,9 %) son intermedios o un poco elevados. Los contenidos de P₂O₅ (alrededor de 0,2 %), Na₂O (3,07 y 3,13 %), K₂O (2,8 y 2,9 %) y Cr₂O₃ (0,007 y 0,026 %) son normales para las litologías analizadas. Entre los elementos minoritarios y trazas se destacan altos tenores de Ba (alrededor de 800 ppm), Sr (entre 530 y 600 ppm), y en menor medida Y (45,3 y 42,7 ppm). Los valores para elementos que usualmente se usan como trazadores de fuentes máficas (Co, Ni, Sc, V) o félsicas (Hf, Th, Zr) son intermedios.

Tierras Raras.

La movilidad de las tierras raras en las rocas metamórficas es un tema de discusión en la literatura y no hay resultados concluyentes (Brod, 2004). Sin embargo, los diagramas de tierras raras normalizados al condrito C1 (Taylor y McLennan, 1985) presentan un patrón característico y valores similares a los de las rocas corticales, con un enriquecimiento en tierras raras livianas (LaN/SmN= 4,7 y 3), una rama subhorizontal de tierras raras medias y pesadas (GdN/YbN= 1,8 y 1,4) y una anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*) de 0,6 (figura 6, tabla 3).

La anomalía positiva de Ce observada puede tener más de una explicación. Generalmente en rocas sedimentarias se considera que esta anomalía puede deberse al efecto de la existencia de un ambiente oxidante en el que el Ce+3 cambia a Ce+4. Puede también deberse a la presencia de carbonatos y rocas calcosilicáticas en el protolito, que comúnmente presentan esta característica. Este rasgo se ha observado en todas las muestras que se han analizado, independientemente de su litología, por lo que se asume que en este caso se debe al patrón que se usó para las mediciones en el laboratorio.

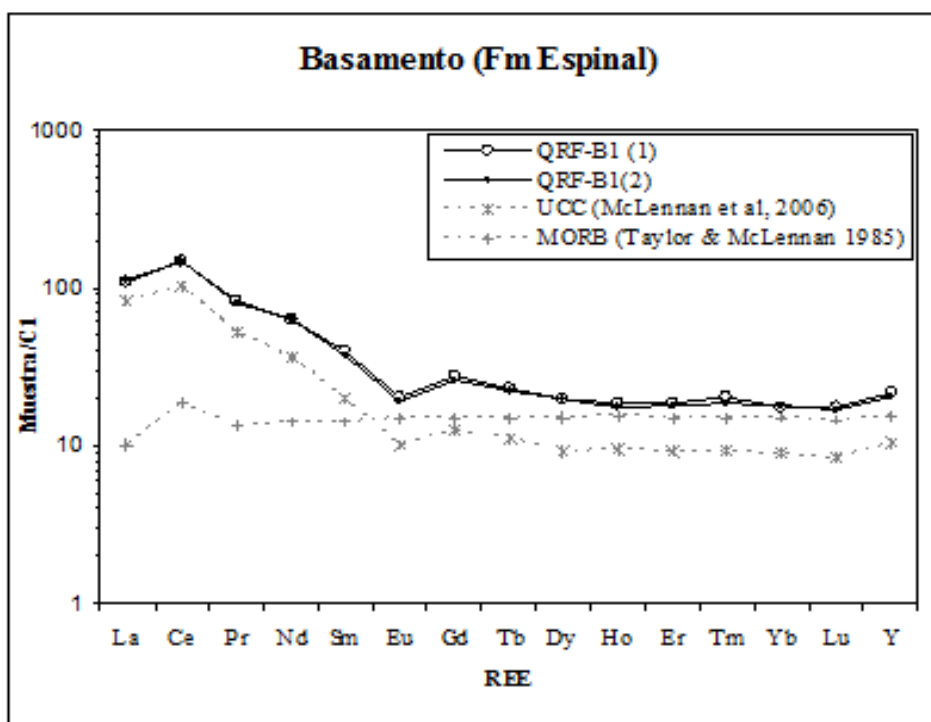


Figura 6: Diagrama de tierras raras normalizado a C1 para esta muestra. (*): en la sumatoria de tierras raras no se incluye al Y.

Geocronología

Se dató la anfibolita QRF-B1 por el método U-Pb ID-TIMS sobre 4 grupos de circones (tabla 4). Los circones observados en las muestras de la Formación Espinal en este sector son elongados con morfología subredondeada y bien redondeada (figura 7). Pueden presentar fracturas y superficies irregulares. Las texturas de los cristales permiten inferir un origen detrítico y por lo tanto un protolito sedimentario para la roca. Se obtuvo una discordia cuya intersección superior registra un valor de edad de $905 \pm 14/-13$ Ma, (MSWD = 0,74), e indica la edad de cristalización de los circones del protolito dentro del Neoproterozoico Inferior.

Discusión

La Formación Espinal constituye parte del basamento de medio a alto grado de las Sierras Pampeanas Occidentales en la Sierra del Toro Negro. El análisis de las imágenes y la bibliografía antecedente corrobora la continuidad de esta unidad en todo el flanco occidental de la Sierra de Toro Negro hasta los primeros afloramientos de la Precordillera de Jagüé hacia el oeste del sector estudiado. Dicho contacto es tectónico a través de un lineamiento bien definido con rumbo norte-sur. El análisis de la información regional (Martina y Astini 2009; Varela *et al.*, 2003, 2011; Rapela *et al.*, 2010; Martina *et al.*, 2012; Frigerio, 2011, 2013) contribuye a distinguir áreas basamentales de edades similares en esta región: la Formación Espinal en el ámbito de

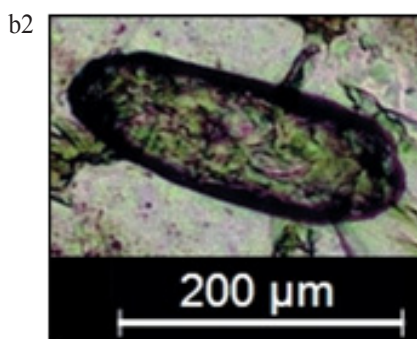
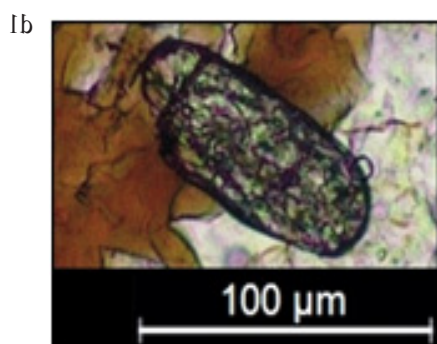
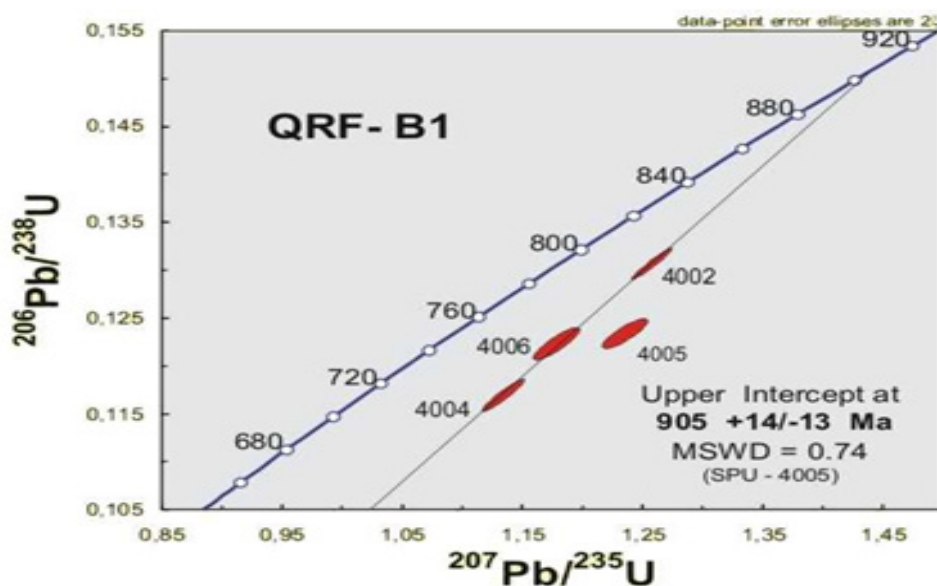


Figura 7: a- Diagrama discordia de U-Pb y edad obtenida para la muestra QRF-B1. b- Microfotografías con luz polarizada de dos granos de circones detríticos característicos de las muestras J4 (b1) y QRF-B1 (b2).

Sierras Pampeanas Occidentales, constituida por rocas de medio a alto grado metamórfico y con edades mesoproterozoicas a neoproterozoicas, y la Formación Río Bonete s.s. en el ámbito de la Precordillera de Jagüé, de medio a bajo grado (facies de esquistos verdes), de edad probablemente neoproterozoica y con aporte sedimentario principal de fuentes mesoproterozoicas (ca. 1000Ma).

Sobre la base de la petrografía y la geoquímica analizadas en este estudio se infiere un protolito básico predominante para las anfibolitas o gneises anfibólicos, con asociación Cpx + (Anf?) + Pl + Qtz (muestras QRF-B1, J1, J2, J6). Sin embargo algunas de estas rocas derivarían de rocas sedimentarias (para-anfibolitas, ej: QRF-B1) En este sentido, en la muestra QRF-B1 se observa que la composición petrográfica y geoquímica, así como la textura de las muestras y el redondeamiento de los granos de circón serían coherentes con un origen sedimentario. Por otro lado, los gneises o esquistos biotíticos se habrían originado a partir de rocas sedimentarias principalmente con asociación Qtz- feldespato - filosilicatos (muestras J4, J5), mientras que los

gneises anfíbólico – biotíticos presentan características transicionales entre ambos, probablemente reflejando una mezcla litológica (ígneas-sedimentaria). Por la mineralogía presente, en todas las rocas es evidente una alta proporción de Ca y Ti en el ambiente en que se generaron (Cal, Ca-Pl, Ep, Ttn-Ilm). Por los datos de petrografía y geoquímica las anfibolitas serían en su mayor parte para-derivadas.

La edad obtenida por U-Pb ID-TIMS es ligeramente más joven que los valores más frecuentes obtenidos en afloramientos de la región (ej: Rb-Sr 1.030 ± 30 Ma en la Sierra de Umango, Varela *et al.*, 1996; U-Pb 1108 ± 13 Ma, Varela *et al.*, 2003) pero aun corresponderían al mismo ciclo orogénico Grenvilliano. En este sentido para la interpretación de esta edad es necesario considerar el tipo de muestra (afectada por metamorfismo de medio a alto grado), que se trata de una discordia resultante de pocos puntos, y que el método por dilución isotópica podría haber homogeneizado las relaciones isotópicas si los cristales poseen sobrecrecimientos a partir de un núcleo heredado más antiguo.

Conclusiones

Las rocas de los afloramientos de la Formación Espinal estudiados en la zona del río Frío, corresponden a metamorfitas de medio a alto grado y las litologías predominantes son gneises y esquistos anfibólicos, granatíferos y biotíticos. Se han observado evidencias claras de retrogradación. La composición petrográfica y geoquímica, así como la textura de las muestras y el redondeamiento de los granos de circón serían coherentes con un origen sedimentario e ígneo para las rocas de la Formación Espinal que afloran en este sector. Las anfibolitas serían en su mayor parte para-derivadas y la fuente de aporte del sedimento dio una edad U-Pb en circones detríticos de $905 \pm 14/-13$ Ma, (MSWD = 0,74; discordia). Este valor es algo más joven que los típicos del basamento Mesoproterozoico de las Sierras Pampeanas Occidentales pero se considera que corresponden al mismo ciclo orogénico. Para ajustar la edad obtenida y analizar la presencia de zonación mineral sería recomendable intentar datarlos granos de circón por métodos como U-Pb LA-ICP-MS o SHRIMP.

Regionalmente estas rocas constituyen parte del basamento de Sierras Pampeanas Occidentales cerca del límite con el extremo norte de Precordillera. Se distinguen de las rocas más antiguas de la Precordillera de Jagüé principalmente por su mayor grado metamórfico. El contacto entre ambos tipos litológicos no está expuesto pero podría corresponder a la 'faja de deformación de Jagüé' representada en la figura 1 y que fuera reconocida por varios autores.

Agradecimientos

A las siguientes instituciones y organismos, especialmente por su apoyo económico y logístico: Fundación YPF, Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica (ANPCyT), Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), SEGEMAR de San Juan, Universidad de Sao Paulo. A los proyectos FCNyM-UNLP 11/704, PIP-CONICET 0647 y 199. A los doctores N. Uriz, U. Zimmermann, R. Varela y E. Llambías por los comentarios ante las consultas.

Referencias

Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. *V Congreso Geológico Chileno (Antofagasta)*, Actas, 1: 55-67.

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 2000. Argentine Precordillera. Allochthonous or autochthonous gondwanic?. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 7/8:743-756.
- Aceñolaza, F. G., Toselli A. J. y Bernasconi A., 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina, su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana* 11 (14): 257-290.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. and Toselli, A.J., 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America, a discussion. *Tectonophysics* 354: 121-137.
- Arigós, L. E., 1956. *Informe técnico de la Comisión Geológica N° 5. Informe interno YPFB.* (GXG 332)].
- Astini, R. A., Benedetto, J. L. y Vaccari, N. E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 253-273.
- Brod, A. (2004). Uso e interpretación de las tierras raras en petrología ígnea, metamórfica y sedimentaria. Apuntes del curso, *Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta*.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. El orógeno colisional paleozoico en la Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 9: 165-178.
- Dalla Salda, L. H., Varela R. y Cingolani, C. 1993. Sobre la colisión de Laurentia -Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Buenos Aires), Actas, 3:358-366.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (1): 16-42.
- Fauqué, L. E. y Villar, L. M., 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (2): 218-232.
- Frigerio, P.V., 2008a. El granito Potrerillos, noroeste de La Rioja: Un plutón relacionado a subducción en el extremo norte del Terreno Precordillera. *17° Congreso Geológico Argentino* (Jujuy), Actas, 3: 1014-1015.
- Frigerio, P.V., 2008b. Caracterización de la Formación Río Bonete en el perfil de la Quebrada de Potrerillos, Precordillera de Jagüé, La Rioja: implicancias geotectónicas. *17° Congreso Geológico Argentino* (Jujuy), Actas, 3: 1012-1013.
- Frigerio, P.V., Cingolani, C.A. and Chemale Jr, F., 2009. Edades U/Pb de circones detríticos de metasedimentitas Ordovícico-Silúricas de la Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Simposio 45 años de geocronología no Brasil (*Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo*), Resumos Expandidos, pp. 245-247.
- Frigerio P.V., 2011. La Formación Río Bonete en la Precordillera de Jagüé, extremo norte del Terreno Precordillera/ Cuyania, La Rioja: nuevos datos isotópicos y aportes estratigráficos. *18° Congreso Geológico Argentino* (Neuquén), Actas en CD rom.
- Frigerio, P.V. 2013. Estudios estratigráficos, de procedencia sedimentaria y ambiente tectónico del Paleozoico Inferior del extremo norte del Terreno Precordillera. Tesis Doctoral, *Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires*, 236 pp.
- Frigerio, P.V., Cingolani, C.A. y Chemale Jr, F., 2012. El Granito Potrerillos de La Precordillera de Jagüé, La Rioja: caracterización petrológica, geoquímica y geocronológica. *Serie Correlación Geológica*, 28(2): 107-138.
- Maisonave, H. M., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 14c, Cerros Cuminchango. Provincias de La Rioja y Catamarca. *Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 162*. Buenos Aires.
- Martino, R. D. y Astini, R. A., 1998. La Faja de Deformación de Jagüé: Límite septentrional del Terreno Precordillera?. *10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica* (Buenos Aires), Actas II: 433.
- Martina, F., Astini, R. A., 2009. Geología de la región del río Bonete en el antepaís andino (27° 30' LS): extremo norte del terreno de Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 (2): 312-328.
- Martina, F., Astini, R. A., Pimentel, M. M., 2014. Sr-Nd isotope data of basement rocks from the northernmost Argentine Precordillera and its implications for the early Paleozoic evolution of SW Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 20-29.
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés J. M. and Palma, M.A., 1986. *Paleozoic terranes of central Argentine-Chilean Andes*. *Tectonics*, 5 (6): 855-880.
- Ramos, V. A., Vujovich, G., Kay, S. M. y Mc Donough, M. R., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al Supercontinente Proterozoico. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Mendoza), Actas 3: 343-357.
- Ramos, V.A.; Dallmeyer, R.D.; Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In *The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of London, Special Publication* 142: 143-158.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Bbaldo, E., Galindo, E., Fanning, C. and Dahlquist, J., 2010. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330-1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction-accretion at continental-edge and AMCG intraplatemagmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 105-127.
- Steiger, R. H. y Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36 (3): 359-362.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. *Blackwell Scientific Publications*

- (Oxford), 312 pp.
- Thomas, W.A. & Astini, R.A., 1996. *The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia*. *Science* 273: 752-757.
- Thomas, W. & Astini, R.A., 1999. *Ordovician collision of the Argentine Precordillera with Gondwana, independent of Laurentia Taconic Orogeny*. *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics* (Goettingen), 745-748.
- Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). *Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba*, 42 : 77-126.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la hoja 15c-Vinchina, Provincia de La Rioja. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería* 100: 1-85.
- Varela, R., López de Luchi, M., Cingolani, C., Dalla Salda, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. *13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas III: 519-528. Buenos Aires.
- Varela, R., Basci, M.A.S., Sato A.M., González, P.D., Siga Jr. O., Campos Neto, M.C., Cingolani C.A., 2003. Grenvillian basement and famatinian events of the Sierra de Umango (29°S): A review and new geochronological data. *4° South American Symposium on Isotope Geology*. Actas 304-306.
- Varela, R., Basci, M.A.S., González, P.D., Sato A.M., Naipauer, M., Campos Neto, M., Cingolani, C., Meira, V. T., 2011. Accretion of Grenvillian terranes to the southwestern border of the Río de la Plata craton, western Argentina. *Int. Journal of Sciences (Geologische Rundschau)* 100: 243-272. Springer Verlag.
- Vujovich, G.I. y Porcher, C., 2008. El basamento greenvilliano del Terreno Cuyania: Características isotópicas. *17° Congreso Geológico Argentino* (Jujuy), Actas I: 55-56.

Apéndices y explicaciones de figuras

Muestra	Litología	Asociación mineral	Accesorios y otros	Alteración	Textura/Estructura
QRF-B1 (1) y (2)	Gneis anfibólico (Observación: recolectada como gneis granatífero, aunque no hay Grt en los cortes)	Anf + Cpx + Pl + (Fk_{microclino}) + Qtz + (Bt) La Hbl es verde azulada, anhedral a subhedral, se asocia a Cpx, Qtz, Ttn, Bt, y Ap y puede estar transformándose parcialmente en actinolita. El Cpx es incoloro y se asocia a la Hbl (aparentemente Cpx∧Hbl ya que el Cpx está alterado y la Hbl está más límpida y además el Cpx suele estar en los núcleos como relictos rodeados de Hbl). Presenta alteración a óxidos de hierro en los planos de clivaje. La Bt comúnmente está desflecada o interrecrida con Chl. Se observó un cristal euhedral de Bt, rodeada por Ttn y Qtz poligonal. La Pl tiene macla polisintética muy fina (periclino?) hasta gruesa y es anhedral; suele tener las maclas acuñadas. El Fk es microclino con macla en enrejado esfumada en general, y se presenta en granos pequeños y anhedrales. El Qtz es anhedral en general, concentrado en venas de cuarzo o cuarzo-feldespáticas (Q-Pl-Fk) y también distribuido entre el resto de la roca.	Ap, Ttn, Zr, Cal, Ep, Op Existe un contacto entre zona menos alterada con Qtz, Pl, microclino, Cpx incoloro, Anf verde a verde azulado (Hbl). Y otra zona con mayor alteración en la que aparece mucha Cal y un mineral equidimensional incoloro con bajo relieve y colores de birrefringencia azules-rosados de 2º orden que podría ser <u>escapolita?</u> (silicato de calcio, que muchas veces reemplaza a la plagioclasa, en protolitos calcosilicáticos) <u>Banda 1:</u> con Cpx incoloro, e importante alteración sericitica de los feldespatos. Saussuritización, aparece Ep, Czo, Cal y poco cuarzo (aparentemente 2río), Ttn. <u>Banda 2:</u> (transición): predominan Qtz – Pl – Fk de grano más grueso, con menor proporción de Anf/Px/Bt <u>Banda 3:</u> con aspecto más esquitoso y Anf/Px/Bt en proporciones similares a Q/Pl/Fk	Alteración sericitica sobre los feldespatos, localmente puede ser muy intensa formando parches que no permiten identificar los feldespatos.	Foliación continua dada por la orientación y alargamiento de los minerales. No se observa deformación importante.
J1	Anfibolita (gneis anfibólico)	Anf + Pl + Qtz + (Cpx?) + feldespatos sericitizados + (Bt). El Anf es Hbl verde, aunque se preservan algunos relictos marrones; muchas veces presentan los núcleos corroidos. Siguiendo los planos de clivaje es común observar puntos de inclusiones opacas negras. Aparece algo de Bt en tablillas pequeñas, en general asociado al Anf.	Ap, Ep, Ttn, Cal, Op anhedral con coronas de Ttn. Vena cuarzo-feldespática paralela a la foliación rellena un plano de fractura.	Localmente sericitización de los feldespatos, total o casi totalmente. Aparece algo de Chl.	Foliación continua por orientación de minerales. Extinción ondulosa en todos los minerales, en mayor o menor grado. La Pl suele presentar maclas polisintéticas curvadas.
J2	Anfibolita (gneis anfibólico)	Hbl verde + Cpx incoloro (relicto) + Pl + Qtz Cpx incoloro con alteraciones castañas de óxidos de Fe en los planos de clivaje.	Opacos intersticiales y anhedrales con coronas de Ttn	La saussuritización de los feldespatos impide su identificación	Foliación continua a levemente discontinua. Dominios máficos con predominio de Hbl gruesa, feldespato y poco cuarzo; y dominios félsicos con mayor porcentaje de Qtz, Pl y Hbl de menor tamaño.

J3	Gneis anfibólico biotítico	Anf + Bt+ Pl + Qtz + Fk_(microclino) El anfíbol es principalmente Hbl verde azulada-marrón-amarilla, con colores de interferencia de 1° o 2° orden, pero también se observa como Hbl marrón-amarillo con colores de interferencia de hasta 3° orden (?) La Pl presenta maclas finas muchas veces curvadas o ahusadas, otras veces aparece con maclas gruesas y sin acuña	Ap. Aparece una vena de Qtz paralela a la foliación.	Los feldespatos pueden estar sericitizados	Foliación discontinua, con lentes ricas en Anf rodeados de una base de Pl + Anf + Qtz + Bt + Fk _(microclino) . Se observan sectores con texturas de recristalización más evidentes (poligonamiento del Qtz, migración de bordes de grano; también en Anf y Pl). Extinción ondulosa. Hay un dominio con predominio de Anf + Pl + Qtz y con predominio de Bt+ Pl + Qtz + (Fk _(microclino)). La Bt está orientada y recristalizada
J4	Gneis biotítico granatífero	Bt + Grt + Qtz + Pl + (Fk) + (Ms) + Sil El Grt (Alm) crece asociado a los dominios ricos en Bt; a veces se ve un intercrecimiento en los contactos entre ambos minerales. La Bt es castaño-rojiza, euhedral a subhedral, suele verse recristalizada y orientada, junto con el cuarzo. La Sil es escasa y se presenta como agregados muy fibrosos con colores de interferencia	Aparecen algunas Pl mirmequíticas.	Cloritización localizada de la Bt. Los feldespatos pueden presentar alteración sericitica.	Foliación discontinua: dominios máficos compuestos por Bt – Grt – Qtz – Pl – (Fk) y dominios félsicos compuestos por Qtz – feld y menor proporción de Bt o venas de cuarzo. El cuarzo suele mostrar bordes recristalizados y tendencia al poligonamiento, mientras que el feldespato (Fk) generalmente presenta bordes morterizados y a veces engloba a Pl mirmequíticas. Se ha observado que unos porfiroclastos de Fk de mayor tamaño están desplazando al dominio biotítico.
J5	Gneis biotítico, (con Grt, se ve en el chip)	Bt + Qtz + Pl + Fk + [Grt en chip]	Zr, Ap.	Aparecen Ms y Chl a partir de Bt. Sericitización de los feldespatos.	Foliación discontinua: dominios máficos compuestos por Bt + Pl + Qtz + Fk _(microclino) ; y dominios félsicos compuestos por Qtz + Pl + Fk _(microclino y ortosa?)

J6	Gneis anfíbolico	Anf + Cpx + Pl + Qtz + Fk (microclino) El Anf es Hbl verde azulada y el Cpx es incoloro a verde muy pálido. La Pl asociada al Anf y la Ttn aparentemente es más básica y con maclas polisintéticas más anchas, que la Pl asociada a los dominios cuarzo-feldespáticos; estas últimas tienen macla polisintética deformadas (ahusadas y/o curvadas)	Zr, algo de Ap, Ttn a expensas de Op. Opacos amorfos con coronas de Ttn asociadas a las lentes máficas. Localmente aparecen mirmequitas	Hay algo de alteración sericitica en los feldespatos (Pl y quizás también Fk).	Foliación discontinua a levemente continua. Dominios máficos: lentes ricas en Anf y Cpx quedan como relictos rodeados de una base más rica en Qtz, con Pl - Anf - Qtz. Dominios félsicos: predomina la asociación Qtz + Fk (microclino) + Pl El Qtz presenta rasgos de recristalización (poligonamiento, estiramiento).
----	------------------	--	---	--	--

Tabla 1: características petrográficas observadas en las muestras de mano y al microscopio petrográfico de la Formación Espinal tomadas sobre la quebrada del río Frío (basamento metamórfico de Sierras Pampeanas Occidentales) sector más occidental de la sierra del Toro Negro. Anf: anfíbol. Cpx: clinopiroxeno. Hbl: hornblenda. Pl: plagioclasa. Fk: feldespato potásico. F: feldespato indeterminado. Qtz: cuarzo. Bt: biotita. Ttn: titanita. Zr: circón. Grt: granate. Ap: apatita. Ilm: ilmenita. Op: opacos indeterminados. Cal: calcita. Ep: epidoto. Src: sericita. Chl: clorita. Mirm.: mirmequita.

Muestra		QRF-BI-1	QRF-BI-2	Muestra		QRF-BI-1	QRF-BI-2	Muestra		QRF-BI-1	QRF-BI-2	Muestra		QRF-BI-1	QRF-BI-2
(%)	MDL	(f.r.)	(f.r.)	(ppm)	MDL	(cont.)	(cont.)	(ppm)	MDL	(cont.)	(cont.)	(ppm)	MDL	(cont.)	(cont.)
SiO ₂	0,01	60,35	60,98	Ba	1	803	786	Mo	0,1	0,4	1,1	La	0,1	39,6	41,2
Al ₂ O ₃	0,01	14,79	14,68	Be	1	2	2	Cu	0,1	21,1	24,4	Ce	0,1	91	90,6
Fe ₂ O ₃ (t)	0,04	6,16	6,18	Co	0,2	14,5	12,7	Pb	0,1	4,1	4,4	Pr	0,02	11,16	11,12
MgO	0,01	2,02	2,02	Cs	0,1	0,3	0,3	Zn	1	34	41	Nd	0,3	45,1	45,2
CaO	0,01	7,35	6,85	Ga	0,5	20,5	17,6	Ni	0,1	15,8	23,8	Sm	0,05	9,09	8,7
Na ₂ O	0,01	3,07	3,13	Hf	0,1	9,4	8,6	As	0,5	0,8	0,8	Eu	0,02	1,77	1,65
K ₂ O	0,01	2,86	2,81	Nb	0,1	14,7	12,7	Cd	0,1	<0,1	<0,1	Gd	0,05	8,39	7,95
TiO ₂	0,01	0,87	0,82	Rb	0,1	63,1	61,2	Sb	0,1	<0,1	<0,1	Tb	0,01	1,35	1,28
P ₂ O ₅	0,01	0,19	0,2	Sr	0,5	598	530,4	Bi	0,1	<0,1	<0,1	Dy	0,05	7,52	7,49
MnO	0,01	0,1	0,1	Ta	0,1	0,9	0,8	Ag	0,1	<0,1	<0,1	Ho	0,02	1,57	1,5
Cr ₂ O ₃	0,002	0,007	0,026	Th	0,2	7,4	7,6	Au	0,5	<0,5	<0,5	Er	0,03	4,67	4,51
LOI	-5,1	2	1,9	U	0,1	1,3	1,1	Hg	0,01	<0,01	<0,01	Tm	0,01	0,72	0,66
Sum	0,01	99,73	99,74	V	8	92	83	Tl	0,1	<0,1	<0,1	Yb	0,05	4,35	4,47
TOT/C	0,02	0,22	0,18	W	0,5	<0,5	<0,5	Se	0,5	<0,5	<0,5	Lu	0,01	0,67	0,64
TOT/S	0,02	<0,02	<0,02	Zr	0,1	309,7	312,1	Sc	1	14	14	7REE			
				Y	0,1	45,3	42,7								

Tabla 2: Resultados geoquímicos de dos gneises anfíbólicos correspondientes a la Formación Espinal, sobre la Quebrada de Río Frío, Bolsón de Jagüé. Los análisis fueron realizados en Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). - MDL: límite de detección del método; f.r.: fragmento de roca. El valor de Ni considerado es el medido por ICP-MS y no el que se realiza junto a los mayoritarios con ICP-ES.

Elemento	C1 ppm	QRF-B1(1) /C1	QRF-B1(2) /C1
La	0,3670	107,90	112,26
Ce	0,6240	145,83	145,19
Pr	0,1370	81,46	81,17
Nd	0,7110	63,43	63,57
Sm	0,2310	39,35	37,66
Eu	0,0870	20,34	18,97
Gd	0,3060	27,42	25,98
Tb	0,0580	23,28	22,07
Dy	0,3810	19,74	19,66
Ho	0,0851	18,45	17,63
Er	0,2490	18,76	18,11
Tm	0,0356	20,22	18,54
Yb	0,2480	17,54	18,02
Lu	0,0381	17,59	16,80
Y	2,1000	21,57	20,33
∑ REE*		226,96	226,97

Tabla 3: datos y normalización de las tierras raras de la muestra QRF-B1 (1 y 2) al condrito C1 (Taylor & McLennan, 1985).

Muestra	SPU	Fracción Magnética	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}\#$	Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\#$	Error (%)	COEF.	$^{206}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\#$	Error (%)	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\#$	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (mg)	Edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Edad $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
QRF - B1	4002	A	1,25824	1,07	0,130641	1,03	0,9680	7,6546	1,03	0,009832	0,269	228,3	5,8	34,5	104,600	792	827	924
	4004	C	1,1351	1,25	0,116878	1,18	0,9475	8,5559	1,18	0,070437	0,399	248,2	3,8	26,6	79,700	713	770	941
	4006	E	1,17938	1,31	0,122236	1,13	0,8622	8,1809	1,13	0,009977	0,663	288,2	8,6	57,9	100,000	743	791	928
	4005	D	1,23618	1,22	0,123302	1,03	0,8473	8,1102	1,03	0,072713	0,649	259,5	4,1	27,7	86,070	750	817	1006

Tabla 4: Análisis U-Pb en circones por ID-TIMS de la muestra QRF-B1, Formación Espinal (n=4).

Recibido: 10 de Abril del 2014

Aceptado: 10 de Julio del 2014