

Granodiorita El Sótano: plutón jurásico deformado aflorante en el basamento de Las Grutas, Macizo Norpatagónico Atlántico

Ana M. SATO¹, Miguel A.S. BASEI², Hugo TICKYJ³, Eduardo J. LLAMBÍAS¹ y Ricardo VARELA¹

¹Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1 #644, 1900 La Plata, Argentina.

E-mail: sato@cig.museo.unlp.edu.ar; llambias@cig.museo.unlp.edu.ar; varela@cig.museo.unlp.edu.ar

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago, 562, CEP-05508-900, São Paulo, Brasil. E-mail: baseimas@usp.br

³Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 – Santa Rosa, Argentina. E-mail: htickyj@exactas.unlpam.edu.ar

RESUMEN. Al sur del balneario Las Grutas en la costa atlántica de la provincia de Río Negro afloran rocas metamórficas e ígneas pertenecientes a basamento cristalino. Dentro de ellas se ha identificado una granodiorita de escasas dimensiones, la Granodiorita El Sótano, que muestra una foliación magmática de dirección NO dada por la orientación de fenocristales de feldespatos, y una deformación frágil-dúctil sobreimpuesta, en condiciones térmicas de grado bajo, asociada a una actividad hidrotermal. Su datación U-Pb convencional en circones indica una edad de cristalización de 186 ± 9 Ma para una etapa magmática temprana, mientras la datación Rb-Sr de roca total y minerales indica que el sistema pasó por el entorno de los 300°C hacia los 174 ± 22 Ma, momento para el cual la deformación se estaría completando. Dicha edad y su ubicación geográfica son consistentes con los estadios iniciales del extenso volcanismo jurásico desarrollado en toda la Patagonia. Los indicadores petrogenéticos del Nd ($\epsilon\text{Nd} -5,7$) y del Sr (relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7071) son también equiparables a los de este volcanismo, y la composición granodiorítica es comparable con los estratos basales andesíticos a dacíticos de las volcanitas. Sin embargo, las volcanitas no presentan una deformación frágil-dúctil penetrativa, por lo cual la deformación encontrada en la Granodiorita El Sótano debe ser resultado de un campo de esfuerzos local, si bien la orientación NO de la foliación es la misma que gobernó tanto los esfuerzos compresivos pérmicos de la región, como las estructuras extensionales que rigieron la Patagonia a partir del Triásico.

Palabras clave: *Patagonia, Jurásico, Granodiorita deformada*

ABSTRACT. *El Sótano Granodiorite: a deformed Jurassic pluton in the basement of Las Grutas, Atlantic Northpatagonian Massif.* Igneous and metamorphic rocks belonging to a crystalline basement crop out to the south of Las Grutas beach, Río Negro Province. Within these rocks, a small granodioritic exposure was identified and named El Sótano Granodiorite. The granodiorite shows a magmatic foliation developed by NW-trending feldspar phenocrysts, and an overprinting brittle to ductile deformation at low metamorphic grade coeval with a hydrothermal activity. The conventional U-Pb zircon age of 186 ± 9 Ma is interpreted as crystallization at an early magmatic stage, whereas the Rb-Sr whole rock and mineral isochron of 174 ± 22 Ma might indicate the timing when the cooling system passed around 300°C and the deformation fabric was almost completed. The crystallization age and the location of the granodiorite are consistent with the initial stages of the extensive Jurassic volcanism developed throughout Patagonia. The Nd and Sr isotopic characterization ($\epsilon\text{Nd} -5.7$, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7071) as well as the granodioritic composition are all comparable with those of the initial andesitic to dacitic layers of the volcanism. However, the volcanic rocks do not show a pervasive brittle-ductile deformation, and therefore, the deformation found in the El Sótano Granodiorite must be the result of a local stress field, despite the NW orientation of the foliation that is also shared by both the compressive Permian structures and the extensional Triassic to Jurassic structures of the region.

Key words: *Patagonia, Jurassic, Deformed granodiorite*

Introducción

Con frecuencia los granitoides metamorfizados o foliados forman parte de un basamento ígneo metamórfico, deformado con anterioridad a la deposición de una cobertura sedimentaria o ígnea sin metamorfismo. Sin embargo, dentro del ámbito del Macizo Norpatagónico y sus adyacencias se están reconociendo importantes fajas de deformación dúctil del Paleozoico tardío a Mesozoico tem-

prano, que afectan a rocas graníticas originando metamorfismos localizados y no de carácter regional. Se debe mencionar también la identificación de cuerpos ígneos deformados y metamorfizados, asignados previamente a un basamento más antiguo, cuyas edades de magmatismo y deformación han resultado ser mucho más jóvenes de lo esperado. Tales son los casos del Complejo Ortognésico Cerro Los Viejos en el Bloque del Chadileuvú (Tickyj 1999; Tickyj, en elaboración) y del Complejo Yaminué

(Varela *et al.* 2001; Basei *et al.* 2002; Llambías *et al.* 2002) en el sector atlántico del Macizo Norpatagónico, o bien de las rocas ígneo-metamórficas del área de Bariloche (Basei *et al.* 1999) o de Comallo-Paso Flores (Varela *et al.* 1999) en el sector occidental. Deben mencionarse también la ya conocida tectónica de las Sierras Australes (véase antecedentes en Tomezzoli, 1999), así como la que afecta a las plutonitas pérmicas de la sierra de Pailemán (Giacosa 1993, 2001) o a las sedimentitas silúricas de la Formación Sierra Grande (Rapalini 1998; von Gosen 2002 y 2003).

Estos procesos tectónicos ubicados en el Paleozoico tardío a Mesozoico temprano reflejan la inestabilidad cortical a la que fue sometida la región hasta los momentos previos a la ruptura de Gondwana. A partir del Triásico prevalece en Patagonia un estado extensional generalizado anterior a la apertura del Atlántico Sur (Uliana y Biddle 1988), continuándose con la extrusión del extenso volcanismo jurásico de la Formación Marifil y equivalentes (Malvicini y Llambías 1974; Pankhurst y Rapela 1995; Feraud *et al.* 1999; Pankhurst *et al.* 2000). Para dicho volcanismo ácido se ha postulado una migración temporal del eje efusivo, de NNE a SSO, abarcando toda la Patagonia (Feraud *et al.* 1999).

En la presente contribución se aporta con nuevos resultados de dataciones radimétricas mediante métodos U-Pb convencional, Rb-Sr y K-Ar en una granodiorita deformada (a la cual se denominará Granodiorita El Sótano), incluida anteriormente dentro del complejo ígneo-metamórfico del basamento del área de Las Grutas en el Macizo Norpatagónico Atlántico. Los resultados sugieren una edad jurásica temprana para su cristalización y deformación dúctil en condiciones térmicas de grado metamórfico bajo. Por lo tanto, es necesario separar de este basamento la unidad datada y reubicarla estratigráficamente. La edad obtenida se superpone con los primeros estadios de comienzo del volcanismo jurásico, y la ubicación geográfica se corresponde con los sectores donde este volcanismo es de mayor edad.

El área de Las Grutas se ubica en el extremo noreste del Macizo Norpatagónico, región donde se superponen los afloramientos de rocas ígneas permo-triásicas, que se extienden mayormente hacia el norte y noroeste (Bloques de Chadileuvú, Las Matras y de San Rafael y Cordillera Frontal), y los afloramientos de rocas volcánicas jurásicas, que se extienden hacia el sur en toda la Patagonia (Fig. 1a). Esto, sumado a la concentración de estructuras dúctiles de dirección noroeste en su entorno, la convierte en un área de interés para discutir la relación tectónica entre la Patagonia y el resto de Gondwana (Ramos 1984; von Gosen 2003).

Antecedentes

Los afloramientos de las rocas ígneo-metamórficas del área de Las Grutas se disponen en aislados asomos al sur del balneario homónimo en la costa atlántica de la provincia de Río Negro (Fig. 1b). Sus menciones datan de los trabajos de Wichmann (1919) y Feruglio (1949), corres-

pondiendo a Caminos y Llambías (1984) unas referencias muy breves. Sobre la base de las descripciones litológicas generales, Sato *et al.* (1998) los habían integrado en el “complejo ígneo-metamórfico de Las Grutas” y comparado con el basamento de mayor grado metamórfico expuesto en el área atlántica del Macizo Norpatagónico, debido a la existencia de granitoides deformados, de un ortogneis granodiorítico con por lo menos dos deformaciones, y la presencia de pequeños bloques sueltos de anfibolitas y gneises cordieríticos-sillimaníticos. El único antecedente de edad dentro del área de Las Grutas era una errocrona Rb-Sr de 409 ± 30 Ma obtenida por Varela *et al.* (1997) para un granito leucocrático deformado del sector septentrional. Dentro del basamento de mayor grado aflorante en los alrededores, el Complejo Mina Gonzalito (Ramos 1975; Giacosa 1987) fue datado por métodos U-Pb convencional y Rb-Sr (Varela *et al.* 1998), ubicándose los procesos magmáticos y metamórficos entre los 500 y 600 Ma, si bien datos U-Pb SHRIMP (Pankhurst *et al.* 2001) indican una edad Ordovícica (469 ± 4 Ma) para el metamorfismo. Para el Complejo Yaminué (Caminos 1983; Chernicoff y Caminos 1996), otra unidad basamental tradicionalmente comparada con la anterior, se postuló una edad Rb-Sr de entre 600 y 700 Ma para el episodio tectónico-metamórfico (Caminos *et al.* 1994). Sin embargo, dataciones U-Pb más recientes indicarían eventos magmáticos y deformacionales mucho más jóvenes, ubicados en el Paleozoico superior, por lo menos para parte de las unidades agrupadas con esta nomenclatura (Varela *et al.* 2001; Basei *et al.* 2002).

Geología del Complejo ígneo-metamórfico Las Grutas y su relación con la Granodiorita El Sótano

Los afloramientos del área de Las Grutas se observan en forma saltuaria durante la marea baja, a lo largo de alrededor de 9 km de costa (Fig. 1b). En los momentos de marea alta la mayor parte de las rocas queda sumergida. De norte a sur, las rocas se exponen en los balnearios Piedras Coloradas, El Tanque, El Buque y El Sótano.

En el balneario Piedras Coloradas afloran las rocas denominadas Granito Piedras Coloradas (Sato *et al.* 1998), las cuales se corresponden con los “leucogranitos de Las Grutas” datados por Varela *et al.* (1997). Su extensión aflorante es menor a 1 km de costa, con alturas máximas de alrededor de 2 m. Se trata de un granito rojizo, de grano fino a medio, sin roca de caja aflorante. Se compone fundamentalmente de cuarzo y feldespatos, y muy escasa biotita, con circón, allanita, apatita y titanita como accesorios (véase composición modal en Sato *et al.* 1998). Presenta una foliación (N60-80°O, inclinación 20-30°NE) definida por bandas de espesores menores a 1 mm hasta varios centímetros, de diferente coloración y texturas, resultante de diferencias composicionales (mayor o menor contenido de cuarzo o feldespatos) y texturales. Abundantes segregados de cuarzo-feldespatos de grano medio a grueso se disponen en forma paralela a esta foliación, y

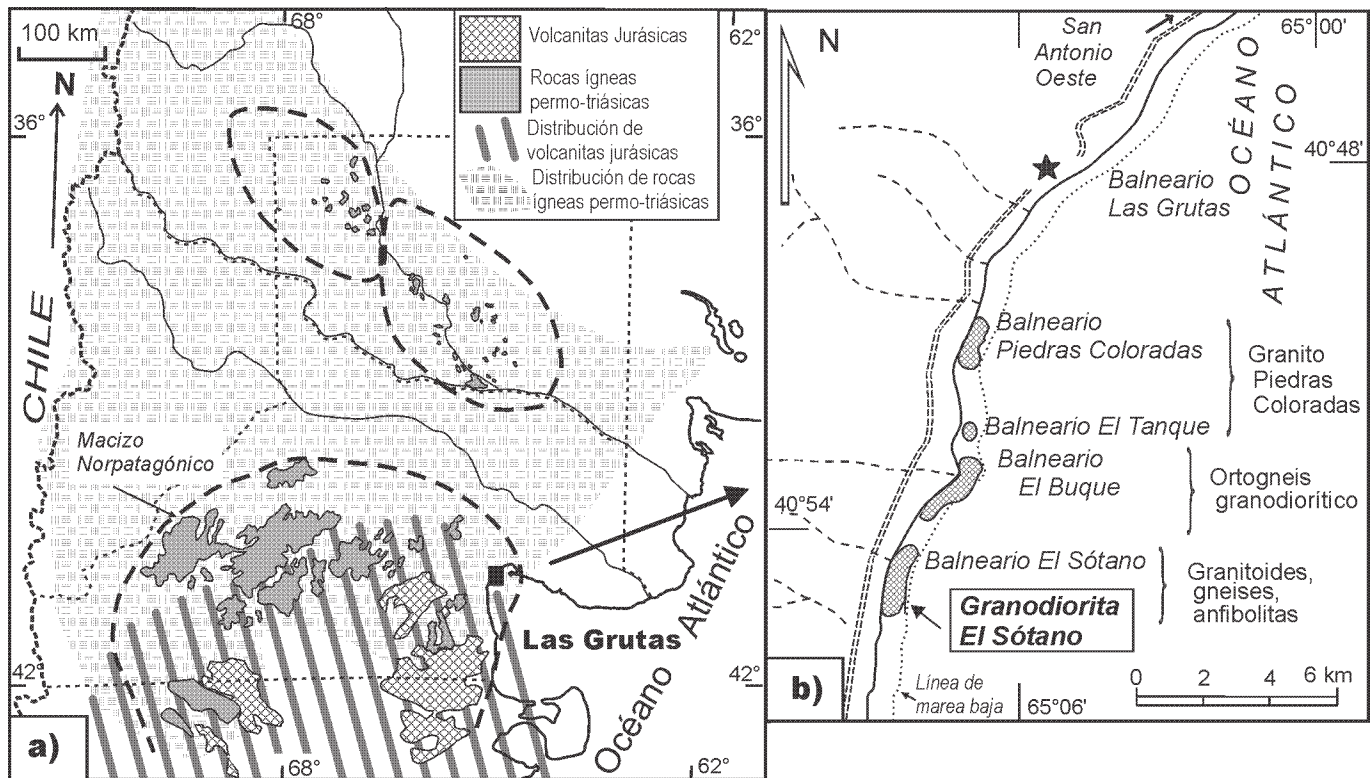


Figura 1: a) Ubicación regional del área de Las Grutas. El Macizo Norpatagónico constituye el área de intersección o transición entre la región con afloramientos de rocas ígneas permo-triásicas que se extienden hacia el noroeste, con la región con afloramientos de volcanitas jurásicas que se extienden hacia el sur por toda la Patagonia. b) Distribución de los afloramientos en la costa de Las Grutas, constituidos mayormente por rocas de basamento ígneo-metamórfico.

venillas silíceas de escasos milímetros de espesor se hallan plegadas en pliegues apretados a isoclinales, cuyos planos axiales son paralelos a la foliación del granito. Otra generación de segregados cuarzo-feldespáticos, en forma de diques de hasta 20 cm de espesor, cortan a la foliación y por lo tanto son posteriores a la deformación.

Un granito rojo similar al anterior, pero con un contenido mayor de micas se ubica en un diminuto afloramiento del balneario El Tanque. Presenta abundantes venillas feldespáticas que dificultan la observación de la foliación. En sus cercanías se ha encontrado otro afloramiento aislado de sólo escasos metros, de un granitoide de grano medio con abundante biotita orientada en trenes subparalelos suavemente plegados, similar al ortogneis granodiorítico encontrado más al sur en El Buque. Por otro lado, se reconocieron bloques sueltos de gneises y esquistos biotíticos.

En el balneario El Buque el afloramiento se extiende en forma saltuaria a lo largo de aproximadamente 2 km, con expresiones verticales que llegan a los 2 m de altura. La roca predominante es un gneis grisáceo, homogéneo, con textura de aspecto granoso. En los sectores con escasa foliación la roca tiene aspecto de granitoide, pero pasa transicionalmente a sectores más foliados, definidos por la orientación de la biotita y por un fino bandeamiento con los minerales leucocráticos, los cuales se hallan a su vez plegados en suaves pliegues abiertos o apretados con

diversa orientación. Por la composición y la textura se tratan de ortogneises granodioríticos (véase composición modal en Sato *et al.* 1998), con por lo menos dos eventos de deformación. Estos ortogneises contienen tabiques de hasta unas pocas decenas de metros de longitud de esquistos biotíticos, con complejas figuras de interferencia de pliegues, sobre los cuales se superponen los efectos térmicos del emplazamiento del granitoide transformado en ortogneis. Diversas generaciones de diques pegmatíticos se emplazan en este conjunto, afectadas también por las deformaciones. Granitos rojos de grano fino a medio, similares a los descritos en Piedras Coloradas, cortan irregularmente a los gneises. Esta relación de intrusividad sugiere que el Granito Piedras Coloradas podría corresponder a una intrusión tardía dentro de este complejo gnésico-granítico, pero que fue también afectado por una deformación posterior. Las rocas descritas para este sector presentan un remanente de cobertura de un conglomerado polimíctico en posición subhorizontal, de probable edad terciaria, compuesto por clastos de granitos, gneises, esquistos, volcanitas ácidas a intermedias, y fragmentos de conchillas.

Los afloramientos del balneario El Sótano presentan una exposición más pobre, de escasas decenas de cm de desnivel vertical, parcialmente cubierta por la arena de playa, vegetación algal y colonias de moluscos. Aparte de los afloramientos rocosos, se encuentran bloques sueltos

de anfibolitas y de un gneis biotítico con cordierita y sillimanita. Se distinguieron granitoides de composiciones tonalíticas y granodioríticas. La roca tonalítica se ubica en el extremo austral del área y presenta una orientación de megacristales de plagioclasa y un grado de deformación subsólida similar a la granodiorita que se describe a continuación, con el agregado de una sericitización generalizada de los minerales ferromagnesianos y alteración albitica.

Granodiorita El Sótano (40°52'47"S, 65°07'34"O): Se denomina así a la roca de composición granodiorítica, objeto del presente estudio. Se extiende a lo largo de escasas decenas de metros de costa, y no presenta relación de contacto con la tonalita descrita anteriormente. Se trata de una granodiorita biotítica con textura porfírica a seriada, con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, de hasta 4-5 cm de longitud, orientados groseramente en una dirección N40°O, al igual que los enclaves de microgranitoides máficos alargados que contiene (Figs. 2a y b). Las maclas curvadas de Carlsbad y el abudamiento de los feldespatos mayores son visibles a simple vista. Tanto esta granodiorita como la tonalita descrita anteriormente se hallan atravesadas por diques de escasas decenas de cm de potencia de microgranito rojizo y pegmatitas graníticas. En parte el microgranito forma lentes de escasos metros de extensión. Hacia el norte la granodiorita presenta un enclave anguloso de algunas decenas de metros, de un esquistos fino (con cuarzo, biotita, plagioclasa y feldespato potásico), plegado apretadamente y con plano axial subhorizontal, inclinando hacia el SO.

Los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa se encuentran en una matriz granosa de grano medio a grueso. La plagioclasa (oligoclasa en parte zonada) es abundante y conserva formas subhedrales. Sus finos maclados albiticos se hallan curvados, esfumados y con *kink bands* (Fig. 2c). En parte la estructura interna se encuentra dislocada en parches, constituyendo arreglos irregulares de sectores con orientación óptica levemente diferente. Algunos cristales con zonación marcada presentan sericitización de las zonas internas. En parte las superficies de dislocación presentan inclusiones fluidas alineadas, o una incipiente recristalización de diminutos granos tabulares de plagioclasa en continuidad óptica entre sí. El feldespato potásico, si bien menos abundante, constituye cristales de mayores dimensiones, poiquilíticos, englobando otros menores de plagioclasa euedral, cuarzo y biotita. También conserva formas subhedrales, y sus maclados siguen la ley de Carlsbad. En los feldespatos de mayor elongación, las maclas de Carlsbad se hallan o bien curvadas, o bien dislocadas por segmentos. El abudamiento de los mismos da origen a numerosas fracturas transversales a la elongación de los cristales, y las mismas se hallan rellenas por cuarzo, biotita, epidoto o calcita microgranosa (Fig. 2d). Tanto la plagioclasa como el feldespato potásico desarrollan textura de *core and mantle* en parte de los cristales, con cristalización de un fino agregado poligonal de feldespatos en los

bordes, en parte intercrecidos con escamillas de biotita (Fig. 2e). En los contactos entre feldespatos se observa también recristalización intergranular de los mismos, así como formación de mirmequitas. El cuarzo muestra extinciones inhomogéneas debido a formación de subgranos, pero mayormente conforma agregados lentiformes de cristales microgranosos con contactos suturados a rectos. La biotita es el único mineral máfico, de color marrón, y aparece en dos generaciones: una como láminas de mayor tamaño, con clivajes curvados, escasos *kink bands* y con extremos ahusados o desflecados por deslizamientos según direcciones de clivajes; la otra como incipientes agregados secundarios de pequeñas hojuelas sin deformación interna, envolviendo cristales de feldespatos o creciendo como escamillas orientadas paralelamente a la elongación de los feldespatos, y dando origen a una incipiente foliación por deformación. Son minerales accesorios la allanita zonada, circón, apatita, minerales opacos y titanita, todos ellos asociados generalmente a la biotita. En forma intersticial a los restantes minerales se observa escasa calcita microgranosa. Se encuentran sectores o franjas milimétricas donde se concentra la deformación, originando una masiva reducción de tamaño de grano y recristalización, la cual es más notoria en el cuarzo.

Las formas subhedrales de los fenocristales de feldespatos conservando las caras cristalinas, así como la zonación de la plagioclasa indican el origen magmático de estos minerales. Por ello, la orientación preferencial grosera en dirección NO-SE de estos fenocristales y de los enclaves de microgranitoides estirados es interpretada como una fábrica o foliación magmática, que representaría a un magma con contenidos de fundido mayor a 30-40% (Arzi 1978), de manera que los fenocristales en suspensión habrían actuado como marcadores pasivos de la dirección de flujo. Debido a las condiciones de afloramiento y ausencia de relaciones geológicas con las rocas de caja, no tenemos elementos para evaluar cuándo se pudo haber formado dicha fábrica, si durante el ascenso del magma o durante el emplazamiento del plutón o con posterioridad a su emplazamiento final. Tampoco conocemos la forma, dimensiones y efectos de contacto del plutón.

Las descripciones texturales permiten inferir que superimpuesta a dicha fábrica magmática existió una deformación frágil a dúctil en etapa subsólida o con muy escasa proporción de fundido magmático (siguiendo criterios de Paterson *et al.* 1989, 1998; Vernon 2000; Vernon *et al.* 2004), cuyo efecto no fue lo suficientemente pervasivo como para obliterar las evidencias magmáticas anteriores. Esta deformación, de distribución inhomogénea, involucra abudamiento y fracturación de feldespatos, *kinking* y curvado de feldespatos y biotita, formación de subgranos y recristalización de cuarzo, neoformación de biotita e incipiente orientación de las folias, recristalización de feldespatos y mirmequitización, y son procesos que ocurren asociados a grados térmicos fundamentalmente bajos, pudiendo alcanzar la parte inferior del grado medio (Simpson 1985; Passchier y Trouw 1996). El problema es tratar de interpretar en qué momento se habría producido dicha deformación frágil-dúctil en estado sólido, si aso-

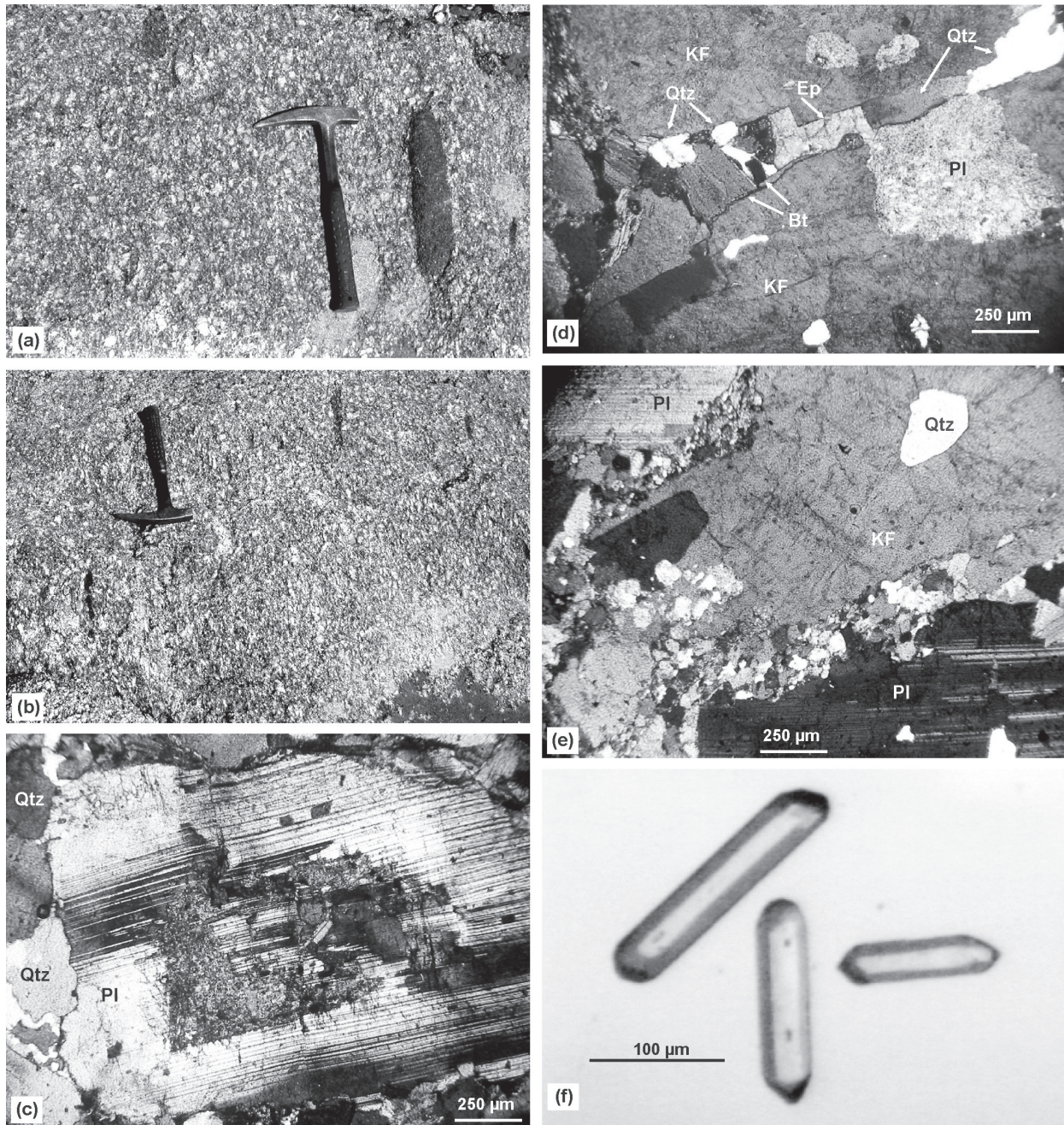


Figura 2: a) y b) Afloramientos de la Granodiorita El Sótano. Las rocas con textura porfirica a seriada contienen fenocristales de feldespatos de hasta 5 cm de longitud, que se orientan groseramente en dirección N40°O, en forma paralela a enclaves microgranosos máficos elongados. Los fenocristales se hallan curvados y abudinados. c) Cristal subhedral de plagioclasa con zonas internas reemplazadas por sericita. Finos maclados albiticos esfumados y con *kink bands*. d) Cristal de feldespato potásico con fracturación transversal a su elongación, rellena con cuarzo (en parte con extinción ondulante), biotita y epidoto. En el borde superior izquierdo el cristal presenta fina recristalización intergranular de cuarzo-feldespatos y biotita. e) Cristal de feldespato potásico con textura *core and mantle*, con cristalización de agregado cuarzo-feldespático y escasa biotita. f) Cristales de circón, prismáticos, de relación axial elevada y limpios, utilizados para datación U-Pb (fracción SPU 723). Qtz: cuarzo, Pl: plagioclasa, KF: feldespato potásico, Ep: epidoto, Bt: biotita.

ciada al enfriamiento del plutón como proceso subsólido tardío-magmático, o bien como un nuevo evento tectónico-metamórfico independiente y posterior al enfriamiento del plutón. Para evaluar estas alternativas, podemos recurrir al material que rellena las fracturas tensionales producidas por abudamiento de los feldespatos (Pawley

y Collins 2002; Vernon *et al.* 2004). En los fenocristales de feldespatos es muy abundante la fracturación transversal a la elongación mayor de los mismos, y las fracturas se hallan rellenas indistintamente por 1) cuarzo sólo, que en parte presenta subgranado, 2) cuarzo, biotita y epidoto, 3) epidoto uniforme, o 4) agregado microgranoso

de calcita, a veces junto a cuarzo. Si bien el cuarzo y la biotita pueden ser minerales de cristalización magmática, el hecho de que aparezcan también epidoto y calcita nos sugiere que estos minerales se asocian a una etapa de evolución hidrotermal post-magmática de un fundido de composición granodiorítica (Burnham y Ohmoto 1980), en donde pueden precipitar estos minerales junto con cuarzo y biotita. Lo que no podríamos precisar a partir del análisis textural de sectores parciales del plutón es si este hidrotermalismo coetáneo con la deformación se asociaría al enfriamiento del mismo plutón o provendría de una fuente externa y posterior al enfriamiento del mismo.

Los diques y lentes de microgranitos rosados, que cortan a la fábrica magmática de la Granodiorita El Sótano y que también intruyen a las rocas tonalíticas ubicadas en el extremo sur del área, presentan una textura aplítica sin deformación, y composicionalmente son un granito con biotita cloritizada. Por lo tanto, su emplazamiento habría ocurrido con posterioridad al enfriamiento y deformación de la granodiorita.

Una única muestra de la granodiorita analizada químicamente indica un contenido de SiO_2 de 64,3%, Al_2O_3 16,3% y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7,6%.

Edades U-Pb, Rb-Sr y K-Ar

Las tareas de datación U-Pb, incluyendo separación de circones, ataque químico y espectrometría de masas fueron llevadas a cabo en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidad de San Pablo, según metodología descrita en Basei *et al.* (1995). Luego de la concentración y purificación de los circones utilizando mesa vibradora, separador magnético tipo Frantz y líquidos pesados, las fracciones magnéticas se obtuvieron con diferentes inclinaciones laterales en el separador. La selección final, de 50 a 100 microgramos de cristales de circón por fracción magnética fue realizada bajo lupa binocular y mediante *hand picking*. Una vez logrado el ataque químico, U y Pb totales fueron analizados por dilución isotópica utilizando una alícuota del ataque, mientras con el resto se midieron las relaciones isotópicas del Pb. Para las mediciones isotópicas se utilizó el espectrómetro VG modelo 354 con 5 colectores. Sus resultados fueron corregidos con factores de corrección relativos a los patrones NBS-981 y NBS-982. Para el procesamiento de los resultados se utilizó el Programa Isoplot de Ludwig (2001).

La separación de feldespato potásico y biotita, y la separación química de fracciones de Rb y Sr por dilución isotópica con adición de trazadores de Rb y Sr, así como la separación de la fracción del Sr natural fueron realizados mediante columnas de intercambio iónico en el Centro de Investigaciones Geológicas. Por otro lado, la espectrometría Rb-Sr así como la datación K-Ar en biotita y un análisis de Sm-Nd en roca total (según metodología explicada en Sato *et al.* 1995) se completaron en el Centro de Pesquisas Geocronológicas.

Los circones analizados constituyen cristales prismáticos elongados (con relación axial 3-6 a 1), transparentes,

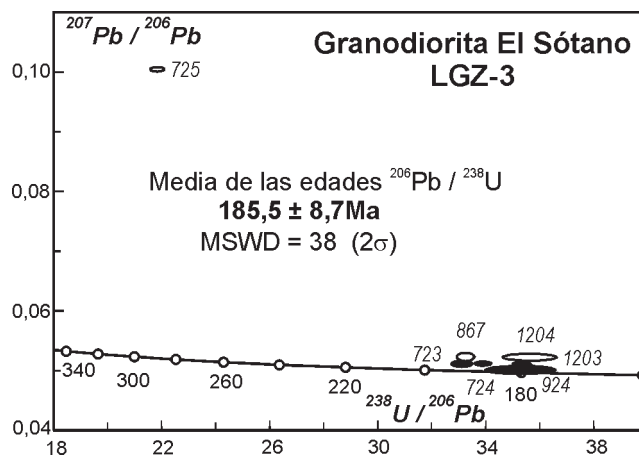


Figura 3: Diagrama de concordia U-Pb en circones. Edad de cristalización magmática calculada con 4 de las 7 fracciones analizadas. Las fracciones que participan del cálculo están con relleno negro. Fracciones no tenidas en cuenta: 725 presenta gran contenido de Pb radigénico, mientras 867 y 1204 presentan razones muy bajas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

sin fracturas, muy escasas inclusiones, con caras prismáticas bien definidas y caras piramidales poco desarrolladas (fig. 2f).

Se analizaron siete fracciones de circones de diferentes susceptibilidades magnéticas pero similar morfología, y sus resultados se encuentran en el cuadro 1. En dos de las fracciones (SPU-867 y SPU-1204) la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es muy baja (menor a 100), indicando mayor influencia del Pb común y por consiguiente una mayor incertidumbre en su interpretación. Al volcarse los datos en el diagrama de concordia de Tera-Wasserburg, seis de las fracciones son concordantes entre sí y se ubican próximos a la curva concordia. Las dos fracciones mencionadas, con mayor contenido de Pb común, se ubican en posiciones relativas más alejadas de la curva. La restante fracción (SPU-725) muestra un elevado grado de discordancia, y a pesar de la semejanza tipológica de los cristales presenta una gran cantidad de Pb radigénico.

El análisis realizado sobre los distintos cálculos posibles de edad permite proponer como mejor alternativa la edad de 186 ± 9 Ma dada por la media de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Fig. 3), sin considerar las tres fracciones problemáticas mencionadas. Interpretamos a esta edad como la de cristalización magmática de la granodiorita. La tipología cristalina de los circones es propia de cristalización magmática, y por otro lado el grado de deformación en estado sólido de la granodiorita y el grado térmico asociado (en general bajo) no serían suficientes para producir un *resetting* isotópico en la sistemática U-Pb de los circones. La fracción de circones con elevado contenido de Pb radigénico podría relacionarse a posible presencia en el interior de los cristales, de núcleos antiguos heredados de un protolito cortical.

El diagrama isocrónico Rb-Sr confeccionado con muestras correspondientes a roca total, feldespato potásico y biotita permite mostrar una errocrona de 174 ± 22 Ma, con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial $0,70720 \pm 0,00006$ y MSWD 14 (Fig.4). La

Cuadro 1: Datos analíticos isotópicos de la muestra LGZ-3 (Granodiorita El Sótano)

(a) Datos U-Pb en circones

SPU	Fracción magnética (1)	Peso (mg)	U (ppm) (2)	Pb (ppm) (2)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ observado (3)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (4)	Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (4)	Error (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (4)	Error (%)	Edad (5)		
												$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
725	M-3	0,069	419,8	24,37	412,39	0,045756	0,956	0,632673	0,997	0,100283	0,281	288	498	1629
723	NM-4	0,084	362,4	12,43	631,36	0,030227	1,000	0,212709	1,360	0,051038	0,905	192	196	243
724	M-4	0,103	387,7	12,69	2149,19	0,029533	0,766	0,207861	1,010	0,051047	0,652	188	192	243
924	M-2	0,081	497,8	19,08	248,64	0,028349	0,786	0,199528	1,000	0,051047	0,604	180	184	243
867	M-1	0,087	495,4	31,78	77,17	0,030103	0,782	0,216391	1,360	0,052135	1,080	191	199	291
1203	NM-4A	0,047	251,7	8,56	221,59	0,028384	3,030	0,195727	3,290	0,050013	1,220	180	181	195
1204	M-4A	0,068	197,0	10,63	81,03	0,028108	2,280	0,201905	2,470	0,052097	0,877	179	187	290

SPU: Número de laboratorio.

(1) M magnético; NM no magnético; números indican ángulo de inclinación en el separador Frantz, a 1,5 amp.

(2) U y Pb totales, corregido por blanco analítico.

(3) No corregido por blanco ni Pb radiogénico.

(4) Pb radiogénico corregido por blanco y Pb inicial; U corregido por blanco.

(5) Edades en Ma, calculadas mediante Ludwig (2001). Constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977).

(b) Datos Rb-Sr y Sm-Nd

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (186 Ma)	ϵ_{Nd} (186 Ma)
Roca total	109,2	997,0	0,3170	0,0063	0,707934	0,000021	0,0921	0,512219	0,70711	-5,7
F. Potásico	167,8	1281,2	0,3790	0,0076	0,708185	0,000042				
Biotita	466,9	45,9	29,6873	0,5936	0,780500	0,000094				

(c) Datos K-Ar

	K (%)	Error (%)	^{40}Ar Rad 10^{-6} ccSTP/g	^{40}Ar Atm (%)	Edad (Ma)	Error (Ma)
Biotita	7,5985	0,6165	56,26	12,31	181,2	4,7

pendiente de la errocrona, y en consecuencia la edad, se halla gobernada por la biotita, debido a su alta relación Rb/Sr cercana a 10, mientras roca total y feldespato potásico se grafican casi juntos con valores muy bajos de Rb/Sr. Debido a ello, esta edad con alto error podría estar reflejando la edad del enfriamiento de la biotita magmática, o bien de la neoformación de la biotita por deformación, es decir, la edad de la deformación de la roca ocurrida con posterioridad al enfriamiento del plutón, y asociada a una actividad hidrotermal. En el feldespato potásico, los contenidos de Rb y Sr así como la baja relación Rb/Sr parecen más propios de una plagioclasa. Esta circunstancia podría estar relacionada a una heterogeneidad del material seleccionado, quizá con inclusiones de plagioclasa. Aún siendo así, no cambiaría la interpretación dada a la edad, por el peso que ejerce la composición de la biotita.

Del análisis K-Ar de la biotita se obtuvo una edad de 181 ± 5 Ma (Cuadro 1). Esta edad es bastante mayor que la edad de la biotita obtenida por Rb-Sr, si bien se halla dentro del margen de error, y es más cercana a la edad U-Pb de cristalización del circon, que corresponde a una etapa temprana de cristalización magmática.

Las temperaturas de cierre isotópico de la biotita son similares para los sistemas Rb-Sr y K-Ar, pudiendo variar entre 300 y 350° C, y siendo algo mayor para el sistema K-Ar (Jenkin *et al.* 2001). Por lo tanto, sería de esperar que

fueran similares la edad K-Ar obtenida para la biotita con la edad de isocrona Rb-Sr gobernada por la biotita. Sin embargo, la edad K-Ar es 7 millones de años mayor que la de Rb-Sr y 5 m.a. menor que la de U-Pb en circon. Comparando ambas metodologías, y aún considerando el alto error que tiene la edad Rb-Sr, consideramos más valedera esta última edad, ya que en el método K-Ar es muy común el problema del exceso de Ar radiogénico en forma de Ar heredado (Kelley 2002), y éste podría ser el caso para la Granodiorita El Sótano que contiene abundantes enclaves microgranosos máficos.

De esta forma, el estudio geocronológico efectuado en la Granodiorita El Sótano permite interpretar una edad de cristalización magmática jurásica temprana de 186 ± 9 Ma y otra edad también jurásica de alrededor de 174 Ma para cuando el sistema ya estaba completando su deformación y estaba pasando por los alrededores de los 300°C. Debido a que los procesos de emplazamiento y enfriamiento magmático ocurren en intervalos cortos de tiempo que pueden llegar tan sólo a muy escasos m.y. (Paterson y Tobisch 1992; Miller *et al.* 1999), esta diferencia de 12 Ma entre cristalización magmática y deformación estaría indicando que la deformación fue un proceso frágil-dúctil independiente y posterior al enfriamiento del plutón, y asociado a una actividad hidrotermal proveniente de un magmatismo ácido o de composiciones granodioríticas o dacíticas, de acuerdo a las interpretaciones texturales.

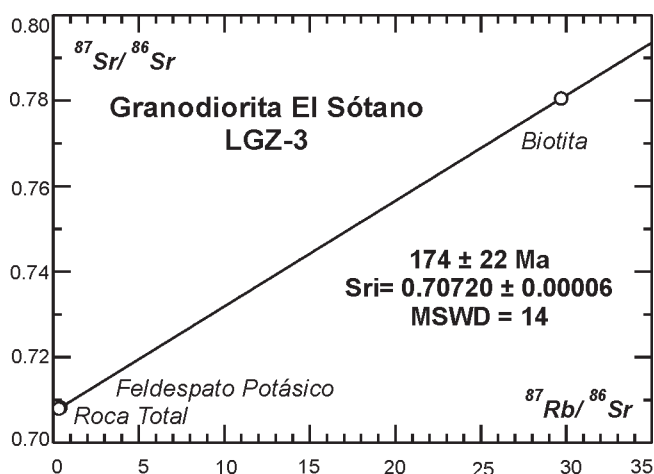


Figura 4: Diagrama isocrónico Rb-Sr elaborado con datos de roca total, feldespato potásico y biotita. Roca total y feldespato potásico se ubican cerca del origen, mientras que la biotita es la que gobierna la pendiente de la erocrona, debido a su alta relación Rb/Sr. Si bien el error y el MSWD son altos, se interpreta como la edad en que el sistema pasó por los alrededores de 300°C.

Con respecto al único dato Sm-Nd de la granodiorita (Cuadro 1, roca total), éste permite calcular un ϵ_{Nd} para 186 Ma de $-5,7$, y una edad modelo T_{DM} según DePaolo *et al.* (1991) de 1444 Ma. Con respecto a la roca total analizada por Rb-Sr, puede calcularse una relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ para 186 Ma de 0,7071. Estos indicadores petrogenéticos del Nd y del Sr indican una fuente con participación cortical, hecho que es también avalado por la presencia de fracción de circones con elevado contenido de Pb radiogénico que sugiere herencia cortical. Cabe aclarar que la corteza participante habría estado dominada por rocas ígneas, ya que la granodiorita no presenta afinidades de granitoide tipo-S.

Discusión

La Granodiorita El Sótano había sido incluida dentro de un basamento ígneo-metamórfico equiparable al Complejo Mina Gonzalito (Sato *et al.* 1998) debido a la existencia en el área de rocas graníticas deformadas (Granito Piedras Coloradas), de un ortogneis granodiorítico con por lo menos dos deformaciones, y la existencia de pequeños bloques sueltos de anfibolitas y gneises cordieríticos-sillimaníticos. El único control de edad para estas rocas era la erocrona Rb-Sr (Varela *et al.* 1997) de 409 Ma obtenida para el Granito Piedras Coloradas, el cual presenta una foliación penetrativa N60-80°O, con inclinación 20-30° al NE. La granodiorita porfirica datada (Granodiorita El Sótano) es una de las unidades que presenta menor grado de deformación dentro del conjunto, y no muestra relación de contacto con los restantes granitoides descriptos en el área.

La nueva edad U-Pb obtenida abre la posibilidad de la existencia de un plutonismo granodiorítico emplazado en esta área de basamento durante el Jurásico Temprano, el

cual lleva sobreimpuesto una deformación de grado metamórfico fundamentalmente bajo. Las rocas ígneas coetáneas y correlacionables corresponden al extenso volcanismo jurásico que se distribuyó en toda la Patagonia a partir del Jurásico Temprano (Fig. 1a), comenzando precisamente por la zona del borde noreste del Macizo Norpatagónico (Feraud *et al.* 1999). El estudio sistemático realizado por estos autores en base a edades Ar-Ar en toda la provincia silícea jurásica de Patagonia en los Macizos Norpatagónico y del Deseado determinó una migración de este volcanismo en sentido ENE a OSO, paralelamente a una línea de referencia orientada NO-SE (paralela a las estructuras extensionales triásicas), entre los 187 y 144 Ma. Esta migración temporal y espacial fue también confirmada por la integración de sucesivas dataciones U-Pb SHRIMP y Ar-Ar (Pankhurst *et al.* 2000) con otras informaciones previas de estos autores. La ubicación geográfica del área de Las Grutas y su edad de 186 Ma son consistentes con dicho esquema regional, correspondiendo al inicio de este voluminoso magmatismo silíceo preapertura del Atlántico. Dentro del volcanismo basal se incluyen en forma minoritaria facies andesíticas a dacíticas, como en el caso de sierra Pailemán, con edad Rb-Sr de 188 ± 1 Ma (Pankhurst y Rapela 1995), cuyas rocas menos silíceas presentan contenidos de Rb y Sr similares a la roca analizada en este trabajo, siendo también equivalentes los parámetros de $\epsilon_{Nd}(t)$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial y el valor de T_{DM} . Si bien otra unidad de edad similar sería el Granito Flores del área de Nahuel Niyeu (Rb-Sr 188 ± 3 Ma, Pankhurst *et al.* 1993), éste correspondería a un representante tardío de los granitoides gondwánicos del área, y no es comparable composicionalmente con la Granodiorita El Sótano.

De esta manera, la Granodiorita El Sótano parece corresponderse por edad y composición con las unidades basales andesíticas a dacíticas del volcanismo jurásico de la Patagonia. Sin embargo, las rocas volcánicas jurásicas del Macizo Norpatagónico Atlántico no se hallan afectadas por una deformación o metamorfismo penetrativos (Malvicini y Llambías 1974; Giacosa 1997; Llambías *et al.* 1984). Por lo tanto, la deformación hallada en la Granodiorita El Sótano debería representar una deformación de distribución localizada y sin alcance regional. A pesar de ello, la orientación NO-SE (N40°O) de la foliación magmática es coincidente con la mayoría de las estructuras regionales del Paleozoico tardío a Mesozoico temprano, sintetizadas en von Gosen (2003) y consideradas por este autor como relacionadas a colisión.

Dichas estructuras regionales incluyen fajas dúctiles de deformación con orientaciones NO-SE, como en el Bloque del Chadileuvú, en donde fueron datadas en el Pérmico (Tickyj 1999; Tickyj, en elaboración). En el Macizo Norpatagónico, la edad de la faja de cizalla dúctil de El Jagüelito fue acotada entre el emplazamiento de los granitoides pérmicos del complejo plutónico Pailemán y el inicio del volcanismo jurásico del complejo volcánico Marifil (Giacosa 1993, 1997). De la misma manera, para el magmatismo carbonífero-pérmico identificado en el Complejo Yaminué la deformación milonítica sobreimpuesta no

sería más joven que triásica (Llambías *et al.* 2002, Basei *et al.* 2002). Estas estructuras de deformación dúctil, junto con la que afecta a las sedimentitas silúricas de la F. Sierra Grande y su basamento (von Gosen 2002 y 2003) serían resultado de la orogenia gondwánica (du Toit 1937) o Fase Orogénica San Rafael (López Gamundi *et al.* 1995; Llambías *et al.* 2002), si bien sus efectos en esta región costera presentan mayor ductilidad respecto del área tipo de la Cordillera Frontal (Llambías *et al.* 2002). Por lo tanto, para los tiempos jurásicos como el encontrado en este trabajo, los esfuerzos regionales compresivos ya habrían cesado, entrando al régimen extensional previo a la separación de Gondwana (Uliana y Briddle 1988), si bien siguiendo las mismas orientaciones NO-SE anteriores.

Sería interesante destacar por otro lado, que la Granodiorita El Sótano representa uno de los escasos representantes plutónicos del extenso magmatismo jurásico mesosilícico a ácido de la Patagonia. En ese sentido, en esta área del borde NE de la Patagonia estarían expuestos los niveles de afloramiento más profundos para dicho magmatismo, quizá relacionados a un bloque más elevado.

Conclusiones

El estudio geológico y geocronológico realizado en las rocas del basamento ígneo metamórfico del área de Las Grutas permitió identificar un granitoide (Granodiorita El Sótano) foliado magmáticamente y con deformación frágil-dúctil en estado sólido sobreimpuesta, cuya edad de cristalización sería jurásica temprana (U-Pb en circones 186 ± 9 Ma). De acuerdo a la edad Rb-Sr en minerales y roca total, el sistema en enfriamiento habría pasado el entorno de los 300°C hacia los 174 Ma, momento para el cual la deformación subsólida se estaría completando. La edad de la granodiorita, su composición química e isotópica del Nd y Sr las hacen comparables con las unidades basales andesíticas a dacíticas del extenso volcanismo jurásico que cubrió toda la Patagonia, coincidiendo geográficamente con el sector donde este volcanismo es más antiguo. Se distingue de este volcanismo por la deformación dúctil que presenta, mientras la dirección NO-SE de la foliación magmática es coincidente con la de aquellas fajas de cizalla dúctil activas previamente durante el Pérmico en la región, así como con las de las estructuras extensionales triásicas a jurásicas de la Patagonia. El entorno de la granodiorita estudiada podría representar un bloque elevado que muestra niveles de exposición más profundos dentro del magmatismo jurásico.

Agradecimientos

Agradecemos las observaciones realizadas por los árbitros J. Otamendi y H. Osters, que permitieron mejorar y clarificar los conceptos vertidos. Las tareas fueron efectuadas dentro del marco del Proyecto bilateral Conicet-CNPq y del Proyecto PIP 2094 del Conicet.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- Basei, M.A., Siga Jr., O., Sato, K. e Sproesser, W.M., 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(2): 221-236.
- Basei, M.A., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M. and Cingolani, C.A., 1999. Isotopic dating on the crystalline basement of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. *Actas 2° South American Symposium on Isotope Geology*, 15-18, Córdoba.
- Basei, M.A.S., Varela, R., Sato, A.M., Siga Jr., O. y Llambías, E.J., 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate)*, 3: 117-122, Buenos Aires.
- Burnham, C.W. and Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. In: Ishihara, S. and Takenouchi, S. (Eds.): *Granitic magmatism and related mineralization. Mining Geology Special Issue*, 8: 1-11, Tokyo.
- Caminos, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (Inédito), Buenos Aires.
- Caminos, R., Chernicoff, C. y Varela, R., 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento pre-Andino Norpatagónico, República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1301-1305, Concepción.
- Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El Basamento Cristalino. *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*, 1: 37-63, Buenos Aires.
- Chernicoff, C. y Caminos, R., 1996. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico Oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2): 107-118.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M. and Schubert, G., 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96(82):2071-2088.
- Du Toit, A.L., 1937. *Our Wandering Continents*. Oliver and Boyd, 366pp., Edinburgh.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. and Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 83-96.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo 1: 334 pp., Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 3: 51-54, San Miguel de Tucumán.
- Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 113-119, Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1997. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de sierra Pailemán, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(1): 65-80.
- Giacosa, R., 2001. Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(1): 131-140.
- Jenkin, G.R., Ellam, R.M., Rogers, G. and Stuart, F.M., 2001. An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The importance of cation exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(7): 1141-1160.
- Kelley, S., 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chemical Geology* 188: 1-22.

- Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*, 1: 85-117, Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Varela, R., Basei, M.A.S. y Sato, A.M., 2002. Deformación dúctil y metamorfismo neopaleozoico en el área de Yaminué y su relación con la Fase Orogénica San Rafael. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate)*, 3: 117-122, Buenos Aires.
- López Gamundi, O.R., Conaghan, P.C., Rossello, E.A. and Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes foldbelt, East Central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 129-142.
- Ludwig, K.R., 2001. *Isoplot/Ex rev. 2.49*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 pp., Berkeley.
- Malvicini, L. y Llambías, E.J., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia de Chubut. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 185-202, Buenos Aires.
- Miller, B.V., Samson, S.D. and D'Lemos, R.S., 1999. Time span of plutonism, fabric development, and cooling in a Neoproterozoic magmatic arc segment: U-Pb age constraints from syn-tectonic plutons, Sark, Channel Islands, UK. *Tectonophysics* 312: 79-95.
- Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J., Caminos, R. and Rapela, C.W., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza)*, 4: 99-104, Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. and Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5): 605-625.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and Fanning, C.M., 2001. The Mina Gonzalito gneiss: early Ordovician metamorphism in northern Patagonia. 3° South American Symposium on Isotope Geology. *Sociedad Geológica de Chile, Extended Abstracts Volume (CD)*: 604-607.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 pp., Berlin.
- Paterson, S.R. and Tobisch, O.T., 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology* 14(3): 291-300.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. and Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11: 349-363.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K. Jr., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. and Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44: 53-82.
- Pawley, M.J. and Collins, W.J., 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallisation of a syn-kinematic pluton. *Journal of Structural Geology* 24: 469-483.
- Ramos, V.A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente Paleozoico a la deriva? *Actas 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*, 2: 311-325.
- Rapalini, A., 1998. Syntectonic magnetization of the mid-Paleozoic Sierra Grande Formation: further constraints of the tectonic evolution of Patagonia. *Journal of the Geological Society of London*, 155: 105-114.
- Sato, A.M., Tickyj, H. y Llambías, E.J., 1998. El basamento ígneometamórfico del área de Las Grutas, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 65-70, Buenos Aires.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K. and Petronilho, L., 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicaHtes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67: 313-336.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7: 503-511.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36(3): 359-362.
- Tickyj, H., 1999. Estructura y petrología del Basamento Cristalino en la región centro-sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 229 pp. (Inédito).
- Tomezzoli, R. N., 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54: 220-228.
- Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 172-190.
- Varela, R., Cingolani, C., Sato, A., Dalla Salda, L., Brito Neves, B.B., Basei, M.A.S., Siga Jr., O. and Teixeira, W., 1997. Proterozoic and paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian Massif, Argentine. *Extended Abstracts 1° South American Symposium on Isotope Geology*, 326-329, Campos do Jordao.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., Siga Jr., O., Cingolani, C. A. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb-Sr y U-Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 71-76, Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M.A., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Teixeira, W., Cingolani, C.A. and Siga Jr., O. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo – Paso Flores, Río Negro, Argentina. *Actas 2° South American Symposium on Isotope Geology*, 148-151, Córdoba.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Sato, A.M., Llambías, E.J. y Siga Jr., O., 2001. Edades isotópicas neopaleozoicas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico. *Resúmenes 2° Simposio Argentino Paleozoico Superior*, 31 pp., Trelew.
- Vernon, R.H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences* 5, 2.
- Vernon, R.H., Johnson, S.E. and Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology* 26(10): 1867-1884.
- Von Gosen, W., 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.
- Von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): Implications for a Patagonia plate. *Tectonics* 22(1): 1005, doi:10.1029/2001 TC901039.
- Wichmann, R., 1919. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 3: 4, Buenos Aires.
- Wichmann, 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). *Dirección General de Minas, Boletín 30 serie B (geología)*: 1-34.

Recibido: 9 de junio, 2004

Aceptado: 10 de octubre, 2004