

Geoquímica isotópica de los granitoides de la Sierra de Chepes: un modelo geotectónico y termal, implicancias para el Orógeno Famatiniano

Juan A. DAHLQUIST¹ y Carmen GALINDO²

¹Centro Regional de Investigaciones y Transferencia Tecnológica La Rioja

E-mail: jdahlquist@crilar-conicet.com.ar

²Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid, España.

E-mail: cgalindo@geo.ucm.es

RESUMEN. Los datos isotópicos obtenidos a partir de las Sierras de Chepes y Los Llanos (orogenia famatiniana, Ordovícico Inferior), demuestran que el magma primordial de composición intermedia y metaluminosa ($\text{SiO}_2 = 60\text{-}62\%$) fue esencialmente derivado por fusión de una antigua litósfera continental, con probable contribución parcial de la litósfera mantélica subcontinental, pero sin contribución directa de la astenósfera. Al mismo tiempo, otro magma primordial fue generado por fusión de una secuencia metasedimentaria, debido al calor proveniente del magma metaluminoso durante su emplazamiento. Aunque el proceso petrogenético que explica el origen de los granitoides de la orogenia famatiniana ha sido considerado previamente, no existe un consenso general con relación al modelo geotectónico y termal asociado con la producción de estos magmas. La combinación de los datos isotópicos, petrológicos y geoquímicos de las Sierras de Chepes y Los Llanos, sugieren que la demanda térmica requerida para la génesis de los magmas es compatible con un modelo de régimen extensional. El complejo granítico Papudo-Quintero, batolito de la Costa de Chile Central, es representativo del magmatismo comunmente conocido como andino-tipo. Estudios sobre este complejo granítico indican que el magma primordial, fue esencialmente de origen mantélico (manto astenosférico). La generación del magma sigue el clásico escenario para la generación de granitoides producidos en ambientes convergentes de placas, con subducción de una placa oceánica bajo un margen continental y fusión parcial de una cuña astenosférica. Este proceso, contrasta con el modelo extensional propuesto para los granitoides de las Sierras de Chepes – Los Llanos, el cual sugiere que el modelo andino-tipo no es aplicable a estos granitoides famatinianos. Los datos geocronológicos y petrológicos sugieren que el magmatismo famatiniano tuvo corta duración y que el régimen extensional inicial cambió a un régimen compresivo durante el emplazamiento de los magmas, alcanzando su pico con el cierre del magmatismo durante el Ordovícico Medio-Superior.

Palabras clave:

ABSTRACT. *Isotopic geochemistry of granitoids in the Sierra de Chepe: A geotectonic and thermal model, implications for the famatinian orogeny.* Isotopic data obtained from the Sierras de Chepes and Los Llanos (Famatinian Orogen, Early Ordovician) have demonstrated that the parental magma of intermediate ($\text{SiO}_2 = 60\text{-}62\%$) and metaluminous composition was derived mainly from the melting of old continental lithosphere, with possible partial contribution from the subcontinental lithospheric mantle. Other parental magma was also generated at the same time by the melting of metasedimentary sequence due to liberated heat from metaluminous magma during its emplacement. Although the petrogenetic processes which explains the origin for the granitoids of the Famatinian Orogeny have been considered previously, a general consensus still not does exist for the thermal and geotectonic regimes that led to the production of these magmas. The combined isotopic, petrological and geochemical data from the Sierra de Chepes and Los Llanos suggest that the thermal demands of magma genesis are compatible with an extensional regime model. The Papudo-Quintero granitic complex in the Coastal Batholith of Central Chile is representative of the Andino-type magmatism. Studies in this granitic complex indicate that the parental magma was mainly of mantle origin (i.e., asthenospheric mantle). The generation of the parental magma follows the classical setting for granitoids produced in convergent plate environments with subduction of an oceanic plate beneath a continental margin with partial melting of an asthenospheric edge. This process contrasts with the extensional model proposed for the granitoids of the Sierras de Chepes – Los Llanos, which suggests that the Andino-type model is not applicable for these Famatinian granitoids. The geochronological and petrological data indicate that the Famatinian magmatism was brief, and that an initial extensional regime became compressive during magma emplacement and it reaches their peak with the cessation of the magmatism during the Middle to Late Ordovician.

Key words:

Introducción

Durante la orogenia famatiniana (Paleozoico inferior) en la región que ocupan las actuales Sierras Pampeanas, diversos batolitos calcoalcalinos fueron emplazados a lo largo de cientos de kilómetros sobre el margen proto-

andino de Gondwana. La generación de estos magmas estuvo asociada con un proceso de subducción y la formación de un arco magmático (Ramos *et al.* 1986, Hervé *et al.* 1987) continental (Pankhurst *et al.* 1998) o arcos islándicos (Astini *et al.* 1995, Toselli *et al.* 1996a), mientras el Terreno de Precordillera se aproximaba (Astini *et*

al. 1995, Benedetto *et al.* 1998, Casquet *et al.* 2001 y citas en estos trabajos).

Otros autores, como por ejemplo Dalla Salda *et al.* 1992 y Dalziel *et al.* 1994, propusieron que los granitoides del cinturón orogénico famatiniano fueron producidos a partir de la colisión de los continentes de Laurentia y Gondwana.

Sin embargo, aunque el desarrollo de un extenso arco magmático de unos 1.100 km N-S y 100-200 km E-O durante el Ordovícico Inferior, que culmina con la colisión de un terreno alóctono es ampliamente aceptado, el régimen térmico y tectónico para la producción de los magmas es cuestión de debate.

Recientes estudios sobre los granitoides de la sierra de Chepes (Fig. 1), (Pankhurst *et al.* 1998, Pankhurst 2000, Sims *et al.* 1998, Rapela 2000, Dahlquist 2001a), indican que existen diferencias petrogenéticas entre los granitoides localizados dentro de este cinturón orogénico y los granitoides producidos durante la orogenia andina (Pitcher 1993, Parada *et al.* 1999, Rapela 2000, Dahlquist 2001a).

En este trabajo, se propone que una tectónica de extensión regional sería el mejor escenario para generar grandes volúmenes de magmas dentro de la litósfera continental, y producir un metamorfismo regional de baja presión y alta temperatura como es el que tipifica las sierras de Chepes y Los Llanos y otras sierras del orógeno famatiniano.

Características geoquímicas e isotópicas de los granitoides de la sierra de Chepes (cinturón orogénico famatiniano)

La sierra de Chepes (Camino 1973, Camino 1979, Ramos 1982, Pankhurst *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998, Dahlquist 2000, Dahlquist 2001a, 2001b y Dahlquist 2002), al igual que otras sierras del cinturón orogénico famatiniano, están principalmente compuestas de granitoides de edad ordovícica temprana, en un rango extremo de $484 \pm 3,1$ Ma a $468 \pm 2,9$ Ma, según dataciones realizadas sobre rocas de las sierras de Chepes, Famatina, Velasco, Mazán, Valle Fértil y Capillitas (Sims *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1999, Pankhurst *et al.* 2000), teniendo en cuenta solamente las edades U-Pb SHRIMP en circones. Una sola edad de 496 ± 7 Ma fue determinada por Pankhurst *et al.* (1998) para un granitoide de la sierra de Chepes. Sin embargo, nuevas determinaciones realizadas sobre la misma roca indican una edad de 483 ± 5 Ma, lo cual puede estar reflejando un problema de circones heredados en la primera datación (Pankhurst *et al.* 2000).

Los estudios petrológicos y geoquímicos permiten subdividir en dos grupos a los granitoides de la sierra de Chepes: (i) serie metaluminosa, calcoalcalina enriquecida en Ca (ii) serie peraluminosa con minerales ricos en Al, como cordierita y sillimanita, ésta última probablemente restítica.

Los granitoides (i), intruyen una secuencia metasedimentaria cuyas paragénesis indican un metamorfismo de

baja presión (2.5 ± 0.5 kbar) y alta temperatura (Dahlquist y Baldo 1996). A partir de los geobarómetros que utilizan el contenido de Al en hornblendas y geotermómetros usando el par plagioclasa – hornblenda, Dahlquist (2001b) determinó un rango de presión entre 2.2 a 4.1 ± 0.5 kbar y $780^\circ - 850^\circ\text{C} \pm 40^\circ\text{C}$, para el emplazamiento de los granitoides.

El grupo (i) está formado por granitoides tipo-I, de acuerdo con White y Chappell 1977 y Chappell y White 1992, donde dominan las litologías correspondientes a tonalitas y granodioritas ($60-69\%$ SiO_2) con hornblenda y biotita. En la adyacente sierra de Los Llanos, la cual constituye junto a la sierra de Chepes, Malanzán y Ulapes el batolito de Los Llanos – Ulapes (Dahlquist y Rapela 1997), afloran cuerpos de dimensiones hectométricas con composiciones gabroicas y dioríticas ($48-53\%$ SiO_2) ricos en hornblenda, los cuales han sido agrupados en la unidad Tama (Pascua 1998). Las rocas de la unidad Tama poseen composiciones isotópicas similares a los otros granitoides, por lo cual han sido interpretados como parte de una serie magmática cogenética, que es incluida dentro de los granitoides tipo-I. El grupo (ii) está constituido por granitoides que son clasificados como granitoides tipo-S, según la terminología de White y Chappell (1977) y Chappell y White (1992), los cuales afloran también en la sierra de Los Llanos.

Los granitoides tipo-I tienen estudios petrológicos, geoquímicos e isotópicos de detalle, los cuales son informados en diversos trabajos. Estos estudios revelan las siguientes características distintivas: 1) el magma primordial, de composición intermedia ($\sim 60-65\%$ SiO_2) fue esencialmente producido por la fusión de una antigua (~ 1700 Ma) litósfera continental con una composición de una probable anfibolita según los experimentos de Beard y Lofgren (1991) con probable contribución del manto litosférico subcontinental (Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist 2000); 2) este magma primordial fue diferenciado por cristalización fraccionada en un sistema magmático cerrado, a partir de la temprana separación de enclaves microgranulares máficos (Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist 2000, Dahlquist 2002); 3) existió un notorio enriquecimiento en tierras raras en algunas facies de las principales unidades ígneas como tonalitas y granodioritas, controlado por la asociación y abundancia de los minerales accesorios (Dahlquist 2001a); 4) los granitoides con epidoto magmático fueron emplazados en condiciones de baja presión ($P = 2,2$ to $4,1$ kbar) y alta temperatura ($T = 780^\circ$ a 850°C) (Dahlquist 2001b); 5) existió un metamorfismo de baja presión y alta temperatura asociado al emplazamiento de estos granitoides tipo-I (Dahlquist y Baldo 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist 2000); 6) las edades de cristalización indican un evento magmático de corta duración (Pankhurst *et al.* 1998, Sims *et al.* 1998, Pankhurst *et al.* 2000).

Los granitoides del grupo (ii), con cordierita magmática, tienen estudios petrológicos, geoquímicos e isotópicos de detalle, los cuales fueron informados en varios trabajos. Esos estudios revelan las siguientes características principales: 1) las rocas peraluminosas de la

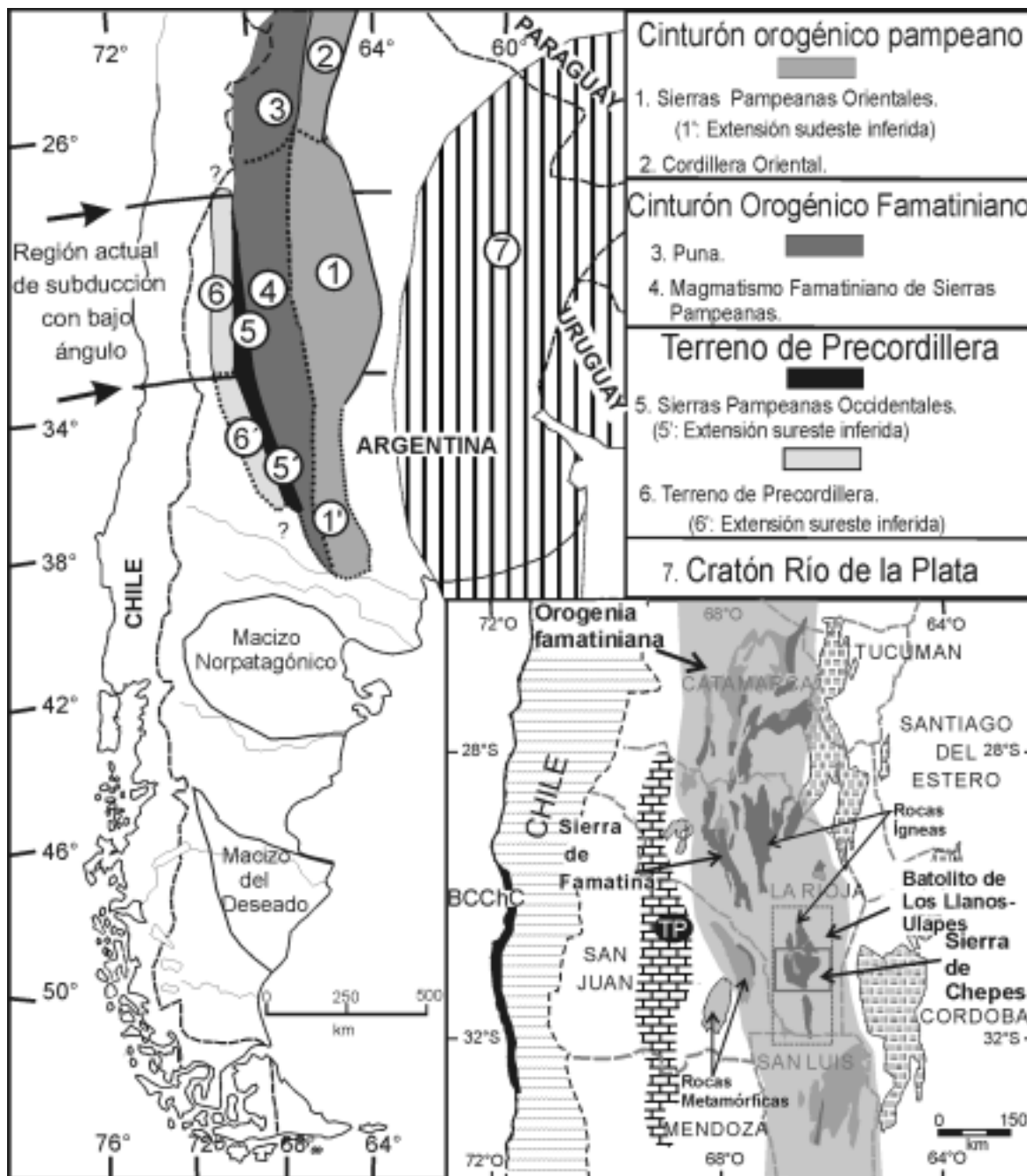


Figura 1: Disposición de los cinturones orogénicos de edad cámbrico-ordovícica en Argentina (figura modificada a partir de Rapela *et al.* 2001b). En la misma figura se indica la región actual con subducción de bajo ángulo (Placa de Nazca), la cual provocó un fuerte empuje durante el Mioceno provocando el alzamiento de las antiguas rocas que forman estos antiguos cinturones orogénicos. En recuadro (sector inferior derecho) se muestra un área sombreada, que delimita el orógeno famatiniano. TP = Terreno de Precordillera, BCChC = Batolito de la Costa de Chile Central.

unidad Granito Tuaní (GT), localizadas en la sierra de Chepes, poseen particularidades petrológicas y geoquímicas similares a los granitoides tipo-S de Australia originalmente descritos por White y Chappell (1977), cuya génesis contempla una generación directa por fusión de metasedimentos (Dahlquist y Baldo 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist 2000, Pankhurst *et al.* 2000); 2) en general se trata de cuerpos relativamente pequeños de un kilómetro de diámetro aproximadamente (Dahlquist y Bal-

do 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist 2000) a diferencia de otros granitos peraluminosos de Sierras Pampeanas como por ejemplo el batolito de Capillitas (véase por ejemplo a Rossi *et al.* 2002); 3) poseen una asociación magmática con minerales generados a partir de magmas saturados en Al, tales como cordierita y probable muscovita primaria, existiendo fibrolita-sillimanita, aunque ésta última de probable origen resúptico (Pankhurst *et al.* 1998, Dahlquist 2000); 4) el origen está vinculado a la fusión

parcial de la secuencia metasedimentaria de la sierra de Chepes durante el pico metamórfico M_2 desarrollado en esta sierra cuando ocurría el emplazamiento de los granitos metaluminosos tipo-I. La relación entre el pico metamórfico producido por el emplazamiento de los granitoides tipo-I y la generación de la unidad peraluminosa Granito Tuaní, fue interpretada originalmente por Dahlquist y Baldo (1996) a partir de estudios petrológicos, como producida por anatexis de metasedimentos. Una interpretación similar fue realizada por Pankhurst *et al.* (1998) a partir de estudios petrológicos, geoquímicos y geocronológicos. Estas interpretaciones fueron confirmadas luego con las edades U-Pb SHRIMP sobre circón, que arrojaron un valor de 478 ± 9 Ma para el Granito Tuaní (Pankhurst *et al.* 2000), similar a la determinada para los granitoides metaluminosos tipo-I, que originaron el evento M_2 . Complementariamente, Pankhurst *et al.* (2000) presentaron datos de circones heredados y valores de relaciones isotópicas Sm-Nd para el Granito Tuaní, que indican un origen por simple fusión de corteza superior. Complementariamente, los datos geoquímicos de algunos elementos traza sugieren un origen por fusión de una fuente metasedimentaria (Pankhurst *et al.* 2000).

Granitoides andino-tipo: el complejo granítico Papudo-Quintero

Los batolitos tipo-I emplazados en típicos márgenes convergentes involucrando subducción de una placa oceánica por debajo de un margen continental son comúnmente conocidos como andino-tipo (Pitcher 1983). Esos grandes batolitos fueron esencialmente formados durante el Mesozoico – Terciario, resultando batolitos semejantes al batolito de la Costa del Perú o el batolito de la Costa de Chile Central. En este último, localizado a una latitud similar al de la sierra de Chepes (Fig. 1), existen plutones con diferentes edades, los cuales están agrupados en cuatro complejos graníticos, el Santo Domingo (Carbonífero), el Limarí (Jurásico Inferior), el Papudo-Quintero (Jurásico Medio) y el Illapel (Cretácico) (Parada *et al.* 1999). En el complejo granítico Papudo-Quintero centraremos nuestra atención, ya que se trata de un típico ejemplo de magmas proveniente de la fusión parcial del manto astenosférico, y responde al modelo geotectónico clásico para la generación de magmas en un margen convergente de placas. El rango composicional de este complejo granítico, es similar al que exhiben las rocas del batolito de Los Llanos – Ulapes (Pankhurst *et al.* 1998), variando de gabro y dioritas (52%-53% de SiO_2) a composiciones intermedias correspondientes a tonalitas y granodioritas (62% - 68% SiO_2) (Parada *et al.* 1999). Las rocas más máficas son agrupadas dentro de la unidad Cachagua y las rocas de composición intermedia (tonalitas-granodioritas) dentro de la unidad Limache (Parada 1992). La unidad Limache posee intrusivos diferenciados de leucogranitos (74% SiO_2) y aplitas, que constituyen pequeños cuerpos y diques respectivamente. Las tonalitas y granodioritas de la unidad Limache son la

litología más abundante de este episodio plutónico. Las rocas máficas varían de dioritas de grano medio con hornblenda, clinopiroxeno, \pm ortopiroxeno, \pm biotita a hornblenditas de grano grueso con tamaños de cristales centimétricos. Las rocas de composición intermedia de la unidad Limache, están compuestas de plagioclasa, hornblenda y cantidades variables de biotita, cuarzo y ortoclasa. Las tonalitas poseen contactos de *mingling* con las dioritas, y poseen abundante presencia de enclaves microgranulares máficos de 5 a 40 cm, de forma ovoidal, exhibiendo localmente márgenes de enfriamiento. Los granitoides y los enclaves microgranulares máficos tienen patrones de tierras raras y composiciones isotópicas similares, lo cual sugiere que ellos representan una serie cogenética de origen mantélico (Parada *et al.* 1999).

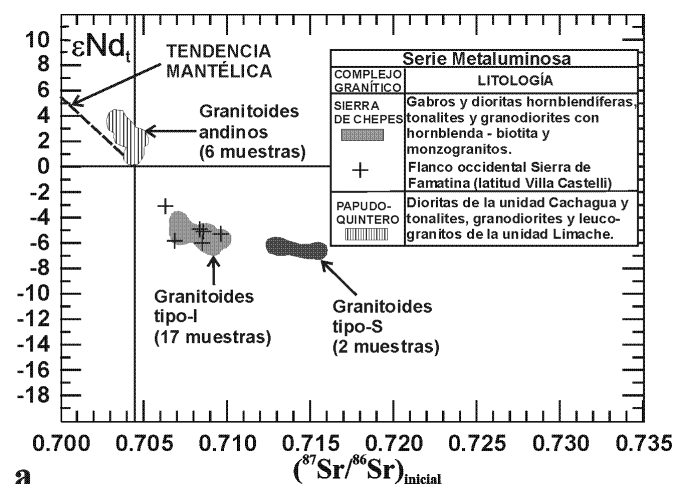
Finalmente, vale destacar que granitoides peraluminosos equivalentes a las rocas de la unidad Granito Tuaní son raros o no han sido reportados en el batolito de la Costa de Chile Central, lo cual sugiere que la fusión de metasedimentos durante este episodio magmático fue escasa o no existió. Similares rocas sí han sido ampliamente descritas en el *Lachlan fold belt* de Australia, donde existen granitoides con minerales ricos en Al, como cordierita (White y Chappell 1977).

Diferencias isotópicas entre la sierra de Chepes (orogenia famatiniana) y el complejo granítico Papudo-Quintero (orogenia andina): implicancias petrogenéticas

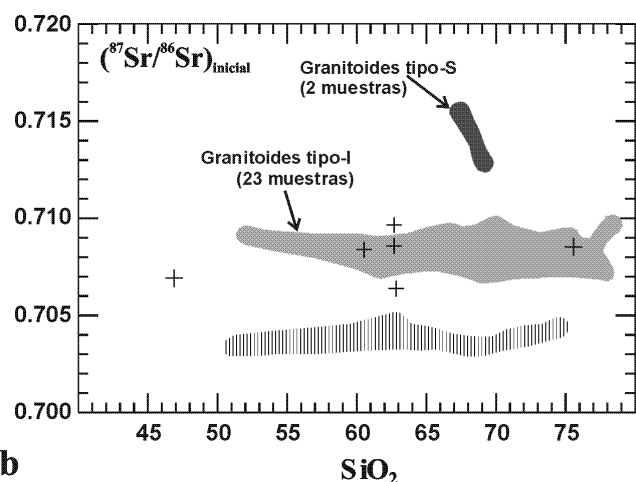
Si bien las características petrológicas y geoquímicas de las rocas de la sierra de Chepes y el complejo granítico Papudo-Quintero son muy parecidas, tales como las proporciones litológicas equivalentes, rangos composicionales para la SiO_2 muy parecidos, similar variedad de minerales esenciales, presencia de enclaves microgranulares máficos, etc., existen notorias discrepancias en la geoquímica isotópica y al tiempo de duración del evento magmático, junto con sutiles diferencias en la geoquímica de elementos trazas.

Las relaciones isotópicas iniciales de Sr, valores de epsilon Nd, edades de emplazamiento y edades modelo, siguiendo el modelo de cálculo a DePaolo *et al.* (1991), que utiliza valores isotópicos para un manto deprimido, T_{DM}^* (*time depleted mantle*), para diversas rocas representativas de la sierra de Chepes y rocas aflorantes en la sierra de Los Llanos, con un ejemplo representativo de la unidad máfica Tama y otro de la unidad peraluminosa Tama (Pascua 1998, Pankhurst *et al.* 1998) son incluidos en la Cuadro 1. En este cuadro se incluyen también datos del complejo granítico Papudo-Quintero y algunos valores obtenidos a partir de muestras localizadas en el flanco occidental de la sierra de Famatina (orógeno famatiniano), a la latitud de Villa Castelli. La mayoría de los datos de la Cuadro 1 han sido proyectados en la figura 2.

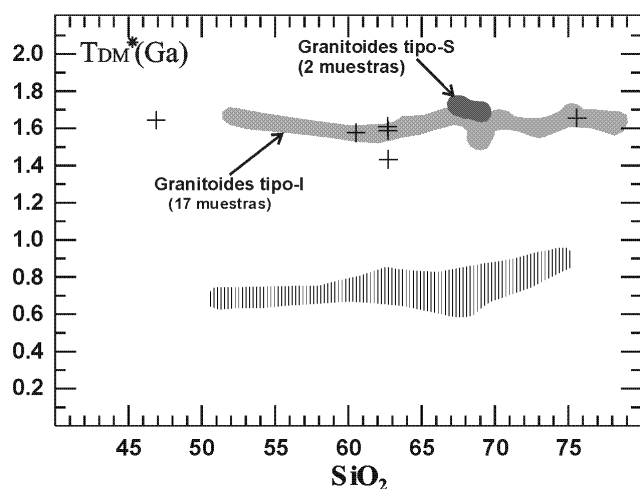
Las composiciones isotópicas de las rocas de las sierras de Chepes y de Los Llanos, y las muestras del flanco occidental de Famatina, quedan proyectadas en el campo de



a



b



c

Figura 2: Proyección de las composiciones isotópicas, del contenido de SiO₂ y de las edades modelo para los granitoides emplazados en típicos márgenes convergentes de placas, representados por las rocas del complejo granítico Papudo-Quintero, Batolito de la Costa de Chile Central (Parada *et al.* 1999), y para granitoides representativos de las sierras de Chepes y Los Llanos (Pankhurst *et al.* 1998 y Dahlquist 2000) y flanco oriental de la sierra de Famatina a la latitud de Villa Castelli (Fig. 1). Las edades modelo fueron calculadas según el modelo de DePaolo *et al.* 1991. Referencias para las figuras en la Fig. 2a. Datos utilizados en el Cuadro 1a y 1b.

los granitoides cuyo magma primordial es derivado de una fuente cortical, sugiriendo su rango composicional ausencia de contaminación por parte del manto astenosférico (Fig. 2a). Por el contrario, las rocas del complejo granítico Papudo-Quintero, quedan proyectadas en el campo de los granitoides cuyo magma primordial es derivado a partir de un manto astenosférico, con un rango de composición que sugiere escasa contaminación cortical (Fig. 2a).

Las sierras de Chepes y de Los Llanos muestran composiciones isotópicas las cuales son considerablemente similares para los distintos contenidos de SiO₂ de las rocas (Fig. 2b), indicando ausencia o efectos poco significativos de contaminación sobre el magma primordial. Esto sugiere un magma primordial común para todas ellas, con una fuente localizada en la litósfera continental (corteza inferior o media). Un comportamiento muy similar es exhibido por las rocas del flanco occidental (Fig. 2b) de la sierra de Famatina, por lo cual las mismas consideraciones pueden ser aplicadas a estas rocas.

Los granitoides andinos poseen también valores isotópicos con rangos acotados, para diferentes valores de SiO₂, pero que en este caso reflejan una fuente ubicada en el manto astenosférico (Fig. 2b), con escasa o nula contaminación del magma primordial mantélico.

Ejemplos de contaminación durante la evolución de un magma (cristalización) han sido verificados a partir de estudios isotópicos en el norte de Argentina (Cerro Galán, Hawkesworth 1982, figura 11), donde se observa un aumento directamente proporcional de las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con el aumento de SiO₂, mostrando claras diferencias con los datos aquí presentados.

Las T_{DM}* tal como fueron concebidas por DePaolo *et al.* (1991) son edades modelos asumiendo una derivación del magma original desde una fuente con Sm/Nd que corresponde, por promedio, a la composición Sm/Nd de una litósfera continental ideal para la edad de cristalización. Si el origen del magma no es por fusión directa de esta litósfera continental, puede ser el resultado de una *mezcla* entre un magma astenosférico y otro de la litósfera continental. Entonces la T_{DM}* puede considerarse influida por las proporciones Nd provenientes de ambas fuentes: la astenosfera y la litósfera continental. En principio, un magma derivado exclusivamente del manto astenosférico deprimido (por ej. una fuente MORB) tendría una T_{DM}* equivalente a su edad de cristalización, y un componente derivado de cualquier otro sistema terrestre (por ej. basamento cortical) tendría una T_{DM}* más antigua, aunque no mayor que la edad promedio de dicho sistema. Entre estos rangos extremos, cuando más elevado es el componente antiguo de la corteza, mayores son las edades modelo obtenidas. Las T_{DM}* determinadas para diferentes composiciones de rocas aflorantes en las sierras de Chepes y Los Llanos (rango de SiO₂, 52%-78%, Fig. 2c) y el flanco occidental de la sierra de Famatina, son notablemente elevadas (rango de 1,43 a 1,72 Ga, véase Cuadro 1 y Fig. 2c) en comparación a sus edades de cristalización paleozoicas, y son además, considerablemente similares. Esto sugiere que un magma primordial común fue derivado a

Cuadro 1a: Dato Rb-Sr para las rocas ígneas estudiadas en este trabajo. Datos proyectadas en la figura 2.

	SiO ₂ (peso %)	Edad t (Ma)	Rb	Sr	⁸⁶ Rb/ ⁸⁷ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _p	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	εSr(t) ¹
<i>Complejo Papudo-Quintero (Parada et al. 1999)</i>								
CBR-1A	62,75	170	67	297	0,6248	0,70621	0,7047	5,68
CBV-69	74,53	164	160	340	1,3296	0,70750	0,7044	1,32
CBV-75	68,04	164	127	236	1,5140	0,70693	0,7034	-12,88
CBV-67	63,13	164	110	370	0,9321	0,70594	0,7038	-7,67
F2-9	65,64	164	100	367	0,7549	0,70556	0,7038	-7,20
CBV-73	51,16	164	35	568	0,1887	0,70384	0,7034	-12,88
<i>Cerro Asperecito y flanco occidental de la Sierra de Famatina (468 Ma)²</i>								
VCA-7037	46,88	468	10	140	0,2066	0,708237	0,706860	41,35
VCA-7038	62,71	468	108	159	1,9679	0,721707	0,708585	65,87
VCA-7040	62,67	468	124	179	2,0073	0,723023	0,709639	80,84
VCA-7039	60,52	468	70	194	1,0447	0,715336	0,708361	62,81
FAM-7086	75,58	468	176	122	4,1856	0,736436	0,708527	65,04
FAM-7083	62,73	468	100	72	4,0284	0,733173	0,706313	33,59
<i>Datos representativos para la Sierra de Chepes-Los Llanos 490 (Pankhurst et al. 1998)</i>								
SAN-225 (SM)	70,27	490	115	136	3,3071	0,732267	0,70918	74,69
RLC-234 (SM)	66,3	490	106	126	2,4296	0,725477	0,70851	65,17
RLC-236 (SM)	66,93	490	87	150	1,6761	0,720431	0,70873	68,29
RLC-243 (SM)	65,2	490	103	128	2,3568	0,724304	0,70785	55,79
GUA-254 (SM)	61,90	490	87	190	1,3340	0,717966	0,70865	67,16
GUA-253 (SM)	63,63	490	86	225	1,1047	0,716542	0,70883	69,72
GUA-252 (SM)	77,88	490	225	51	12,7450	0,792600	0,70726	47,41
NAC-255 (SM)	67,13	490	111	149	2,1841	0,724221	0,70897	71,7
NAC-256 (SM)	66,29	490	104	142	2,1427	0,723888	0,70893	71,14
MIS-259 (SM)	61,71	490	85	227	1,0879	0,714906	0,70731	48,12
OLT-283 (SM)	66,63	490	136	152	2,6292	0,727654	0,70930	76,39
PUL-244 (SM)	68,82	490	134	189	2,0552	0,721501	0,70715	45,85
ELE-206 (SM)	77,15	490	107	84	3,6941	0,733428	0,70869	67,73
NAC-257 (SM)	72,87	490	147	83	5,1907	0,743574	0,70733	48,41
OLT-279 (SM)	76,54	490	162	55	8,6080	0,766088	0,70845	36,76
OLT-282 (SM)	78,38	490	159	82	5,7049	0,747939	0,70974	61,9
RLC-241 (SM)	75,02	490	180	78	6,7230	0,754081	0,70906	72,98
PAS-272 (SM)	69,45	490	152	120	3,7260	0,733078	0,70706	44,57
PAS-273 (SM)	75,31	490	197	61	9,5022	0,772721	0,70909	73,41
ILI-222 (SM)	69,66	490	107	134	2,3103	0,725834	0,70970	82,07
Lla-290 (SM) ³	52,03	490	39	157	0,7116	0,714120	0,70915	74,26
TUA-246 (SP)	67,38	490	125	139	2,6386	0,733208	0,71554	126,97
PAS-276 (SP) ³	69,1	490	140	120	3,4184	0,736706	0,71284	126,68

(⁸⁶Rb/⁸⁷Sr)_{UR} today = 0,0827; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{UR} today = 0,7045.

p = presente. t = tiempo.

¹ Valores calculados en este trabajo. SM = suite metaluminosa. SP = suite peraluminosa.

² La composición isotópica de las muestras fueron determinadas por espectrometría de masa mediante dilución isotópica. La metodología analítica y la reducción de los datos son descriptos en Galindo *et al.* 1994.

³ Ejemplos de la Sierra de Los Llanos.

partir de una antigua roca fuente localizada en la litósfera continental.

Los granitoides del complejo granítico Papudo-Quintero, muestran T_{DM}* notoriamente más jóvenes (rango de 0,89 a 0,64 Ga) para las distintas composiciones de las rocas consideradas (rango de SiO₂ 51%-75%, Fig. 2c). Esto puede explicarse como el resultado de un magma primordial proveniente del manto astenosférico con una contribución limitada probablemente durante su emplazamiento de la litósfera continental.

Resumiendo, las relaciones isotópicas y las T_{DM}* indican que la diferencia principal entre las rocas famatinianas

de las sierras de Chepes y Los Llanos y las rocas del flanco occidental de la sierra de Famatina, y los granitoides andinos del complejo granítico Papudo-Quintero, es que durante el desarrollo del magmatismo en el margen protoandino de Gondwana el manto astenosférico no participó de manera significativa en el origen del magma primordial, mientras que en el magmatismo desarrollado durante el Jurásico Medio, el manto astenosférico participó en gran medida de manera directa en la producción del magma primordial, con participación limitada de la litósfera continental.

Como se mencionó en el apartado anterior, algunas de

Cuadro 1b. Datos Sm-Nd para rocas ígneas estudiadas en este trabajo. Datos proyectados en figura 2.

	SiO ₂ (peso %)	Edad t (Ma)	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _p	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _t	εNd(t)	T _{DM} * ¹ (Ga)
<i>Suite Metaluminosa Papudo-Quintero (Parada et al. 1999)</i>									
CBR-1A	62,75	170	7,4	32,5	0,1375	0,512530	0,512530	2,2	0,795
CBV-69	74,53	164	1,6	11,0	0,0880	0,512476	0,512476	0,9	0,898
CBV-75	68,04	164	4,8	21,0	0,1379	0,512619	0,512619	3,7	0,643
CBV-67	63,13	164	6,7	27,0	0,1500	0,512581	0,512581	3,0	0,713
F2-9	65,64	164	5,0	22,1	0,1370	0,512550	0,512550	2,4	0,768
CBV-73	51,16	164	5,8	26,0	0,1351	0,512595	0,512595	3,3	0,687
<i>Cerro Aspercito y flanco occidental de la Sierra de Famatina (468 Ma)^{2,3}</i>									
VCA-7037	46,88	468	1,6	6,2	0,1592	0,511738	0,511738	-5,8	1,644
VCA-7038	62,71	468	3,7	20,2	0,1098	0,512113	0,511776	-5,1	1,589
VCA-7040	62,67	468	4,2	22,3	0,1144	0,512112	0,511761	-5,3	1,610
VCA-7039	60,52	468	4,9	22,3	0,1323	0,512191	0,511785	-4,9	1,576
FAM-7086	75,58	468	14,2	59,4	0,1445	0,512172	0,511729	-6,0	1,656
FAM-7083	62,73	468	7,7	36,6	0,1264	0,512270	0,511883	-3,0	1,433
<i>Sierra de Chepes (490 Ma) (Pankhurst et al. 1998)</i>									
SAN-225 (SM)	70,27	490	5,2	25,6	0,1222	0,512110	0,511718	-5,7	1,650
RLC-243 (SM)	65,20	490	5,5	28,3	0,1172	0,512122	0,511747	-5,1	1,608
GUA-253 (SM)	63,63	490	5,0	20,9	0,1455	0,512214	0,511747	-5,1	1,608
GUA-252 (SM)	77,88	490	1,8	5,4	0,1983	0,512370	0,511760	-5,4	1,613
MIS-259 (SM)	61,71	490	8,8	40,0	0,1336	0,512200	0,511771	-4,6	1,574
OLT-283 (SM)	66,63	490	6,9	31,7	0,1321	0,512133	0,511709	-5,9	1,662
PUL-244 (SM)	68,82	490	7,3	36,5	0,1213	0,512183	0,511794	-4,2	1,541
ELE-206 (SM)	77,15	490	6,1	26,0	0,1424	0,512173	0,511735	-5,9	1,648
NAC-257 (SM)	72,87	490	3,8	18,4	0,1264	0,512159	0,511770	-5,2	1,598
OLT-279 (SM)	76,40	490	4,9	19,1	0,1560	0,512221	0,511741	-5,7	1,640
OLT-282 (SM)	78,38	490	5,2	24,2	0,1292	0,512142	0,511744	-5,7	1,635
RLC-241 (SM)	75,02	490	4,8	25,3	0,1158	0,512085	0,511728	-6,0	1,657
PAS-272 (SM)	69,45	490	5,5	27,5	0,1198	0,512119	0,511734	-5,4	1,626
PAS-273 (SM)	75,31	490	3,9	17,1	0,1399	0,512141	0,511710	-6,3	1,682
L1a-290 (SM) ⁴	52,03	490	3,8	16,9	0,1342	0,512138	0,511707	-5,9	1,664
TUA-246 (SP)	67,38	490	7,8	39,2	0,1207	0,512051	0,511663	-6,7	1,725
PAS-276 (SP) ⁴	69,10	490	6,5	33,5	0,1169	0,512067	0,511692	-6,2	1,686

(¹⁴³Sm/¹⁴⁴Nd)_{today} CHUR = 0,1967; (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{today} CHUR = 0,512638.

p = presente. t = tiempo.

¹T_{DM}* calculada en este trabajo. ² Valores epsilon calculados en este trabajo.

³ La composición isotópica de las muestras fueron determinadas por espectrometría de masa mediante dilución isotópica. La metodología analítica y la reducción de los datos son descriptos en Galindo *et al.* 1994.

⁴ Ejemplos de la Sierra de Los Llanos.

SM =suite metaluminosa. SP = suite peraluminosa.

las principales unidades ígneas de la sierra de Chepes muestran facies enriquecidas en elementos de tierras raras, debido a la particular asociación y abundancia de minerales accesorios. Este fenómeno puede contribuir a caracterizar el orógeno famatiniano, constituyendo un rasgo importante cuando se proyectan los patrones de tierras raras con patrones de los típicos granitoides andinos. La figura 3 muestra el patrón de tierras raras de los granitoides de la sierra de Chepes, cuyas facies están enriquecidas en minerales accesorios, junto con el campo determinado por el patrón del complejo granítico Papudo-Quintero. Como se observa en la figura 3, existe una diferencia apreciable entre los patrones de tierras raras, que permite diferenciar las rocas pertenecientes a cada orogenia. Dahlquist (2001a, 2001b) sugiere que la presencia de epidoto magmático en las rocas de la sierra de Chepes, así como la asociación de minerales accesorios

estuvo controlada por las particularidades geoquímicas de la fuente. De esta manera, la asociación de minerales accesorios presentes en algunas facies de los granitoides del orógeno famatiniano, puede ser una característica propia de este magmatismo. Vale destacar, que observaciones recientes realizadas por el autor en el margen occidental de la sierra de Famatina, muestran que algunas rocas de composición intermedia alojan asociaciones de minerales accesorios similares a las que están presentes en la sierra de Chepes.

Por último, es interesante destacar que el batolito de la Costa de Chile Central tuvo una larga vida de aproximadamente 200 Ma, Parada *et al.* 1999; al igual que los granitoides del batolito de la Costa del Perú, con un rango de 37 a 102 Ma, Pitcher (1993), mientras que el desarrollo del magmatismo en el margen proto-andino de Gondwana tuvo una vida corta, 484 ± 3.1 Ma a 468 ± 2.9 Ma (Sims *et*

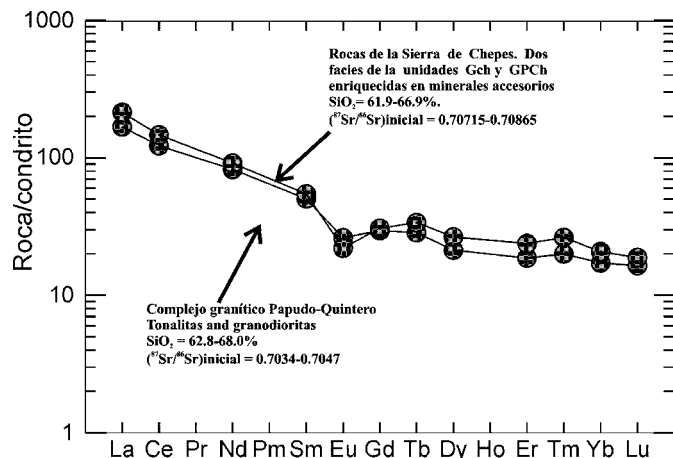


Figura 3: Patrones de tierras raras normalizadas a condritos. Valores de normalización a partir de Nakamura (1974). Los datos (CBV-67, F2-9, CBV-75 y CBR-1A) que determinan el campo sombreado son de Parada *et al.* (1999) y corresponden a las rocas de composición intermedia del complejo granítico Papudo-Quintero, Batolito de la Costa de Chile Central. Los datos de la sierra de Chepes son de Dahlquist (2001a) y corresponden a facies enriquecidas en minerales accesorios, las cuales pertenecen a las principales unidades ígneas de la sierra (Granodiorita Chepes, GCh y Granodiorita Porfírica Chepes, GPCh). Las relaciones isotópicas mostradas para las rocas de la sierra de Chepes han sido tomadas de otros ejemplos con contenidos de SiO₂ similares a las facies proyectadas en esta figura. Las muestras son: GÚA-254 (GCh) y PUL-244 (GPCh) y los datos pueden consultarse en Pankhurst *et al.* (1998).

al. 1998, Rapela *et al.* 1999, Pankhurst *et al.* 2000). De esta manera, los granitoides andinos son producto de un largo proceso de subducción, mientras que los granitoides del orógeno famatiniano en general, y la sierra de Chepes en particular, exhiben un corto proceso de generación y emplazamiento del magma, el cual se interrumpe en el Ordovícico Medio - Superior.

Discusión: la generación del magma primordial en la sierra de Chepes a partir de los datos isotópicos

Los datos de la geoquímica isotópica presentados en este trabajo, indican que los granitoides de las sierras de Chepes y de Los Llanos, a pesar de mostrar notables similitudes petrológicas y geoquímicas con los granitoides andino-tipo del complejo granítico Papudo-Quintero no tienen un origen similar. Éstos últimos, responden a un modelo petrogenético clásico donde los granitoides son emplazados en típicos márgenes convergentes involucrando la subducción de una placa oceánica por debajo de un margen continental, que produce magmas primordiales a partir de la fusión parcial de la cuña astenosférica (Parada *et al.* 1999) (Fig. 4a). Este modelo petrogenético no puede ser aplicado a la región de las sierras de Chepes y Los Llanos, ya que no explica las composiciones isotópicas registradas en estas rocas, así como los elevados valores de las edades modelo. En este sentido, los datos de geoquímica isotópica, indican la generación de un magma en las sierras de Chepes y Los Llanos a partir de

la fusión de una placa litosférica continental, sin participación directa del manto astenosférico. En principio, las relaciones isotópicas y sugieren que el mismo modelo sería aplicable a las rocas de la sierra de Famatina analizadas en este trabajo.

De esta manera, para explicar la generación de magmas graníticos satisfaciendo los datos isotópicos, durante el Ordovícico Inferior en esta región del orógeno famatiniano, es necesario recurrir a otros modelos geotectónicos-térmicos que permitan fundir la litósfera continental sin la participación directa del manto astenosférico durante la producción del magma primordial. En este sentido, dos modelos contrapuestos pueden ser invocados para producir magmas graníticos que satisfagan los datos isotópicos aquí presentados: a) un escenario geológico con extensión y atenuamiento de la litósfera cortical o b) con compresión y engrosamiento de la litósfera cortical.

Zen (1995) demostró que un modelo tectónico-térmico, con una extensión regional explica la generación de abundantes volúmenes de magmas graníticos en regiones como el *Lachlan fold belt* localizado en el sureste de Australia. Zen (1995) calculó que el calor obtenido en una extensión es suficiente para generar estos grandes volúmenes de magmas. Esta región de Australia tiene una asociación de granitoides metaluminosos tipo-I y tipo-S con un desarrollo longitudinal similar al del orógeno famatiniano con un área aproximada de 1.100 por 700 km, orientada norte-sur (Zen 1995, pág. 861), los cuales han sido generados durante el Silúrico Superior y el Devónico Inferior.

Una extensión generalizada como la propuesta por Zen (1995) produce un escenario geológico con las siguientes características: a) la generación de grandes volúmenes de magmas a partir del calor introducido por el ascenso de material astenosférico en altos niveles de una litósfera continental adelgazada por la extensión; b) el desarrollo de un metamorfismo de baja presión y alta temperatura; y c) la producción de un volumen de magmas a larga escala en pocas decenas de millones de años, entre 10 a 30 Ma como máximo (Zen 1995).

Estas características son observadas en la región estudiada: a) la generación de grandes volúmenes de magmas es registrada en las sierras de Chepes y Los Llanos. Éstas sierras están constituidas en un 80-90% por granitoides (Pascua 1998 y Dahlquist 2000), los cuales se continúan en la vecinas sierras de Malanzán y Ulapes (Caminos, 1973, 1979), cubriendo una amplia superficie de alrededor de 6.000 km²; b) metamorfismo de alta temperatura y baja presión ha sido descrito en la sierra de Chepes por Dahlquist (2000), mostrando que el sector central de la sierra, en sentido norte-sur, está formada por migmatitas, cuyas características mineralógicas evidencian un metamorfismo de alta T y baja P. Este metamorfismo ha sido verificado en la sierra de Los Llanos (Pascua 1998), extendiéndose el metamorfismo de alta T y baja P a lo largo de más de 100 km, otorgándole un carácter regional al mismo. Vale destacar que un metamorfismo de similares características, alta T y baja P, es descrito en la cercana sierra de Paganzo por Saal (1993) y Rossi de Toselli (1996, pág. 25), lo cual sugiere que este tipo de metamorfismo puede tener

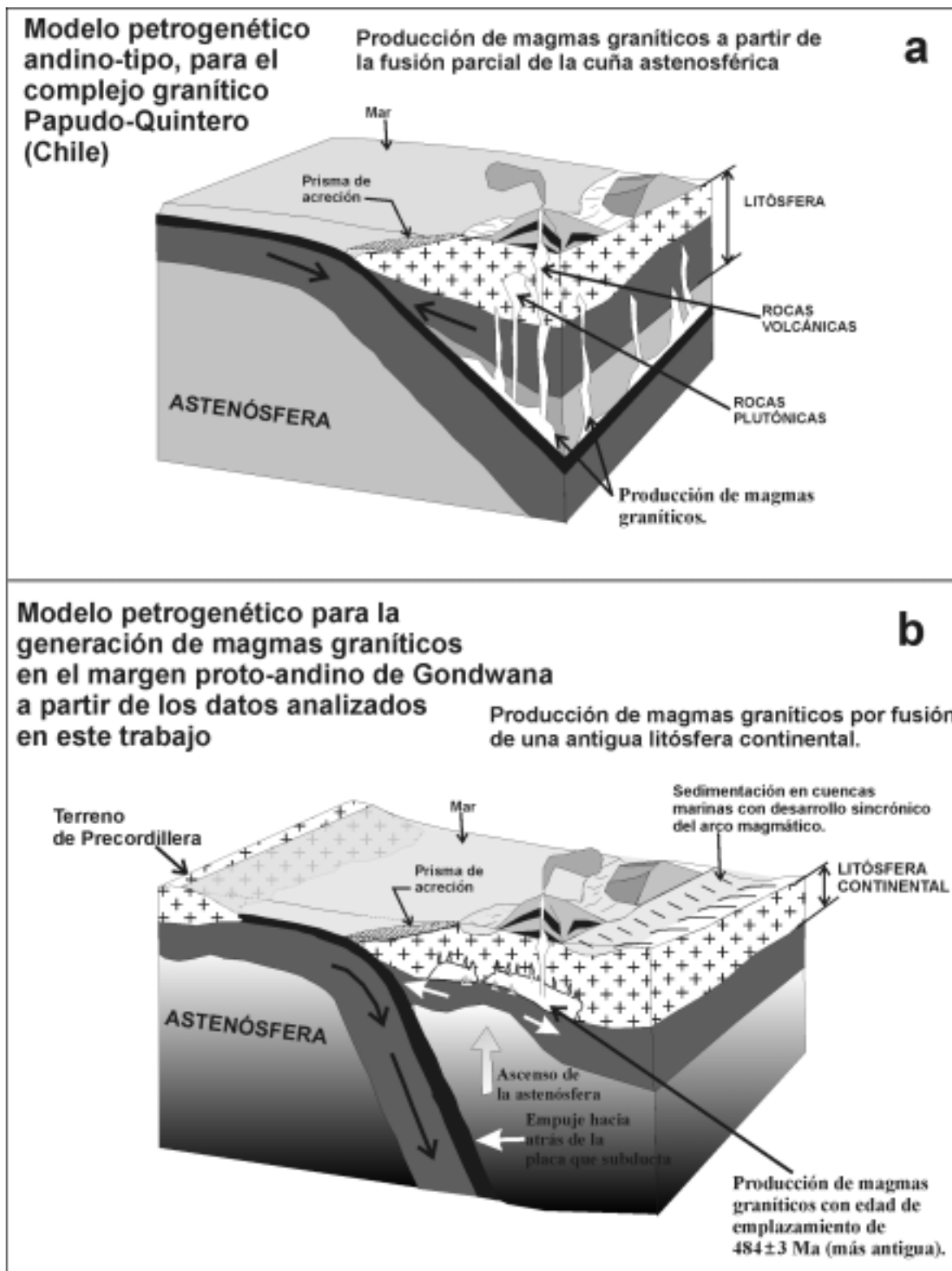


Figura 4: Dos modelos esquemáticos y simplificados para la generación de magmas primordiales graníticos, que dan como resultado composiciones similares a las rocas del complejo granítico Papudo-Quintero (Fig. 4a) y a la de los granitoides del batolito de Los Llanos-Ulapes (el cual podría extenderse a la sierra de Famatina, Fig. 4b). Ambos modelos dan como resultado rocas con características petrológicas y geoquímicas en general muy parecidas, pero con notables diferencias isotópicas y sutiles diferencias petrológicas y geoquímicas. En la figura 4b se asume que con el progresivo acercamiento del terreno de Precordillera (TP) la placa comienza a subducir con menor ángulo, provocando un régimen compresivo en el margen continental. Éste régimen compresivo alcanza su pico máximo con la acreción del terreno Precordillera al margen de Gondwana, clausurando el magmatismo en esta región.

mayor continuidad al norte de la región considerada; c) las edades U-Pb SHRIMP sobre circones ya mencionadas, indican un rango acotado de edades para el magmatismo famatiniano en general comprendido entre 484 a 464 Ma, y para la sierra de Chepes en particular (483 a 478 Ma). Este rango de edades refleja que la duración del magmatismo fue notablemente corta.

Edades más jóvenes han sido atribuidas al efecto de eventos térmicos – deformacionales posteriores a la cristalización. Sims *et al.* (1998) determinaron edades Ar/Ar sobre muscovitas alojadas en milonitas de la sierra de Chepes. Estas muscovitas, han sido interpretadas como crecidas durante la deformación milonítica, arrojando un rango de edad de 452 a 459 Ma. Sims *et al.* (1998) indican que la edad máxima puede ser interpretada como la edad inicial de clausura del sistema isotópico, el cual pudo haber estado sometido a diversos dominios de clausura durante el período de enfriamiento. Otras edades U-Pb SHRIMP sobre circones alojados en un granito cordierítico de la sierra de Velasco, muestran diferencias entre la región del núcleo del circón 482 ± 3 Ma, atribuida a la cristalización y el borde de sobrecrecimiento de 469 ± 3 Ma, atribuido a un evento de metamorfismo o deformación milonítica (Rapela *et al.* 2001a). Edades obtenidas a partir de otros sistemas isotópicos (por ej. K/Ar, Rb/Sr) que arrojan valores más jóvenes estarían reflejando una re-inicialización (*reset*) de estos sistemas que tienen menor temperatura de cierre como fuera indicado por Pankhurst *et al.* (1998) en la sierra de Chepes.

De esta manera, la clausura del magmatismo en las sierras de Chepes y Los Llanos, y en el orógeno famatiniano en general, no superaría el Ordovícico Medio a Superior, siendo un magmatismo de corta duración.

De acuerdo a lo descripto, la subducción en el margen proto-andino de Gondawana se habría iniciado en un régimen de extensión con alto flujo de calor asociado, provocado por un alto ángulo como ha sido postulado por Uyeda (1979, 1982, 1983). La litósfera se adelgaza, y es en este momento cuando se produce el magma granítico primordial debido al calor transferido desde la astenósfera, acordando con el modelo termal de Zen (1995) (Fig. 4b). En estos ambientes de tectónica extensional suelen desarrollarse cuencas donde se depositan sedimentos de origen marino. Si bien las sierras de Chepes y Los Llanos no preservan sedimentos ordovícicos, la sierra de Famatina registra sedimentos marinos y volcánicos, que indican la existencia de sedimentación en cuencas que funcionaron sincrónicamente con el desarrollo del arco magmático (por ej. Clemens 1993, Clemens y Miller 1996, Aceñolaza *et al.* 1999, Astini *et al.* 2003). Las características de estas cuencas y su distribución pueden ser vistas en estos trabajos, y apoyan la idea de una extensión la cual es registrada, al menos, en esta latitud.

Luego de la generación de los magmas primordiales, y durante el ascenso del magma, el régimen extensional comienza a cambiar a un régimen compresional, finalizando el emplazamiento de los magmas en un ambiente de compresión que se continúa luego que los granitoides están totalmente cristalizados, como lo demuestran las fajas

miloníticas que afectan los granitoides y las rocas metamórficas de las sierras de Chepes y Ulapes y otras Sierras Pampeanas (Dahlquist y Baldo 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Saal 1993, Von Gossen y Prozzi 1998, López *et al.* 1996, Rossi *et al.* 2000, Dahlquist 2000), cuya edad tentativa y de acuerdo a los datos existentes, puede ser asignada por el momento, a un rango de 469 ± 3 Ma a 452 Ma. El régimen de compresión coincide con la clausura al magmatismo famatiniano que puede ser atribuido al acercamiento y posterior colisión del terreno de Precordillera o a una horizontalización de la placa que subducía (Collins 2002).

Un modelo de colisión entre Laurentia y Gondwana que incluye la generación de magmas graníticos durante el orógeno famatiniano, fue propuesto por Dalla Salda *et al.* (1992). Si bien un evento de engrosamiento cortical, debido a una colisión, puede generar magmas por anatexis de la litósfera continental, existen limitantes físico-temporales que evitan la producción de magmas con las composiciones registradas en el orógeno famatiniano. Los principales problemas en un modelo de engrosamiento cortical pueden resumirse en tres aspectos basados en datos de la petrología experimental: a) la generación de volúmenes de fundidos, a partir de rocas fértiles sin saturación de agua, capaces de migrar (30-40% de fundido), se logra 10 Ma de años después del final de la orogenia, es decir, luego del máximo engrosamiento cortical (Patiño Douce *et al.* 1990). Si el inicio de la colisión de un terreno (Laurentia o Precordillera) ocurrió en el Ordovícico más temprano o en el límite cámbrico-ordovícico, el factor tiempo no permite la generación de los extensos volúmenes de magmas emplazados durante el Ordovícico Inferior (~ 484 Ma), en el margen proto-andino de Gondwana; b) las composiciones de los fundidos obtenidos experimentalmente por Patiño Douce *et al.* (1990), son fuertemente peraluminosos, similares al Batolito de Idaho en Norte América (Miller y Bradfish 1980) y distan mucho de las composiciones ampliamente dominantes para las rocas de las sierras de Chepes y Los Llanos que son metaluminosas (Pankhurst *et al.* 1998, Pascua 1998, Dahlquist 2000); c) finalmente, Patiño Douce *et al.* (1990) concluyen que la producción de fracciones fundidas que puedan movilizarse (30-40%), en ambientes tectónicos engrosados, se alcanzan a profundidades aproximadas de entre 6 a 13 kbar (entre 20 a 43 km) donde los fundidos intruyen las rocas de alto grado (migmatitas) generadas con anterioridad al fundido granítico (Patiño Douce *et al.* 1990, Fig 13 y 17). Las rocas metamórficas aflorantes en las sierras de Chepes y Los Llanos y en otras sierras del orógeno famatiniano (por ej. en sierra de Paganzo cuyo metamorfismo es conocido, Saal 1993, Rossi de Toselli 1996), no registran un metamorfismo de media a alta presión como el propuesto a partir de los experimentos que simulan cortezas engrosadas.

Conclusiones

a) Los datos de la geoquímica isotópica presentados en este trabajo, indican que un modelo andino-tipo para la

generación de magmas, el cual involucra la participación directa de una cuña astenosférica (*underplating*) durante el desarrollo del magma primordial, no es aplicable para los granitoides estudiados.

b) Los datos isotópicos indican que la generación del magma primordial para las sierras de Chepes y Los Llanos estuvo vinculada con la fusión de una litósfera continental antigua, sin participación directa del manto astenosférico. El modelo geotectónico-térmico que mejor explica la generación de magmas primordiales con fusión de litósfera continental es el modelo geotectónico-termal de Zen (1995) que explica la generación de los magmas graníticos del *Lachland fold belt* en Australia, constituido por granitoides tipo-I y tipo-S, por una extensión regional de la litósfera continental (Fig. 4b).

c) Si bien las conclusiones han sido obtenidas a partir del estudio de un sector del orógeno famatiniano, los datos de geoquímica isotópica presentadas en este trabajo para el flanco occidental del Famatina sugieren que es muy probable que el modelo petrogenético sea aplicable a la sierra de Famatina, asumiendo diferencias menores y de tipo local para esta región. Nuevos estudios integrados sobre las rocas del orógeno famatiniano, serán importantes para confirmar, corregir o desechar la hipótesis geotectónica aquí planteada.

d) Desde el punto de vista petrogenético es muy poco probable la generación de magmas primordiales de composición intermedia tonalitas y granodioritas en este sector del cinturón orogénico famatiniano a partir de un evento de colisión de terrenos.

e) Una de las características notables del magmatismo desarrollado en las Sierras de Chepes y Los Llanos es el corto tiempo de duración del mismo, lo cual no ocurre en el magmatismo desarrollado durante la orogenia andina.

Agradecimientos

Este trabajo pudo realizarse gracias a los datos adquiridos con fondos del subsidio PIP 4148 del CONICET, y con fondos del subsidio BTE2001-1486 (MCYT, España). Las muestras obtenidas en el flanco occidental de la sierra de Famatina fueron obtenidas junto a los Drs. Carlos W. Rapela y Julio Saavedra, en una campaña conjunta con los Drs. Casquet, Baldo, González Casado (grupo de investigación PAMPRE) a quien el autor expresa su total gratitud. Las determinaciones isotópicas fueron realizadas por la Dra. Carmen Galindo en la Universidad Complutense de Madrid, España. Estos datos aparecen en el presente escrito por gentileza del grupo de investigación PAMPRE. Deseo agradecer las sugerencias del Dr. Carlos W. Rapela realizadas en estados embrionarios de éste trabajo, las cuales permitieron al autor encauzar sus ideas de mejor manera. Extiendo el agradecimiento al Dr. R.J. Pankhurst, por la asistencia recibida en el cálculo de las edades modelo y por su buena disposición para conmigo en todo momento. Finalmente agradezco al CRILAR por brindarme sus instalaciones y apoyatura técnica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Esteban, S.B., Tortello, M.F. y G.F. Aceñolaza, 1999. Cámbrico y Ordovícico del noroeste argentino. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Anales 29: 169-187.
- Astini, R. A., Benedetto, J. L. y N.E. Vaccari, 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.
- Astini, R.A., Dávila, F.M., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., and M. Fanning, 2003. Ordovician back-arc clastic wedge in the Famatinian ranges: new ages and implications for reconstruction of the Proto-Andean Gondwana margin. In: Albanesi, G.L., Beresi, M.S., and Peralta, S.H., (Eds.): Proceedings 9th International Symposium on Ordovician System, INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 17: 367-372.
- Benedetto, J. P., 1998. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: Its bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. . En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publication, 142: 57-83.
- Beard, J.S. y G.E. Lofgren, 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. Journal of Petrology, 32: 365-401.
- Caminos, R., 1973. Some granites, gneisses and metamorphites of Argentina. Geological Society South Africa, Special Publication, 3: 333-338.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: A.F. Leanza (Ed.): II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 225-291 Córdoba.
- Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y J. Saavedra, 2001. Involvement of the Argentine Precordillera Terrane in the Famatinian Mobile Belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. Geology, 29: 703-706.
- Chappell, B.W. y A.J.R. White, 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transaction Royal Society Edinburgh: Earth Sciences, 83: 1-26.
- Clemens, K., 1993. Sedimentología, proveniencia y desarrollo geotectónico del Sistema de Famatina en el noroeste de Argentina durante el Paleozoico Inferior. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires) Actas 1: 310-320.
- Clemens, K.A. y H. Miller, 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico Inferior del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): Geología del Sistema de Famatina. Müncher Geologische Hefte, 19 (Reihe A): 31-50.
- Collins, W.J., 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. Geology, 30: 535-538.
- Dahlquist, J.A. y G.E. Baldo, 1996. Metamorfismo y deformación Famatinianos en la Sierra de Chepes, La Rioja, Argentina. Actas, 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires) Actas 5: 393-409.
- Dahlquist, J.A. y C.W. Rapela, 1997. Los granitoides Ordovícicos de la Sierra de Chepes, Batolito de Los Llanos-Ulapes, Sierras Pampeanas. 14° Reuniao de Geología do Oeste Peninsular, Vila Real, Portugal, Comunicaciones: 31-36.
- Dahlquist, J.A., 2000. Geología, petrología y geoquímica de las rocas de la Sierra de Chepes, La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 464 p. (inédito).
- Dahlquist, J.A., 2001a. REE fractionation by accessory minerals in epidote-bearing metaluminous granitoids from the Sierras Pampeanas, Argentina. Mineralogical Magazine, 65: 463-475.

- Dahlquist, J.A., 2001b. Low-pressure emplacement of epidote-bearing metaluminous granitoids in the Sierra de Chepes (Famatinian orogen, Argentina) and relationships with the magmas sources. *Revista Geológica de Chile*, 28: 147-161.
- Dahlquist, J.A., 2002. Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina. *Journal South American Earth Sciences*, 15: 643-655.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. A. y R. Varela, 1992. Early Paleozoic belt of the Andes and southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Dalziel, I.W.D, Dalla Salda, L.H. y L.M. Gahagan, 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 243-252.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M. y G. Schubert, 1991. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96: 2071-2088.
- Galindo C., Tornos, F., Darbyshire, D. P. F. y C., Casquet, 1994. The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish central System, Spain): A radiogenic (Nd, Sr) and stable -isotope study. *Chemical Geology (Isotope Geosciences Sector)*, 112: 351-364.
- Hawkesworth, C.J., 1982. Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. En: Thorpe, R.S. (Ed.): *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons: 549-571.
- Hervé, F., Godoy, E., Parada, M.A., Ramos, V. Rapela, C., Mpodozis, C. y J. Davison, 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. En: Monger J.W.H. y Francheteau J. (Eds.): *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin*. American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, 18: 97-113.
- López, J.P., Durand, F.R., y A.J. Toselli, 1996. Zonas de Cizalla en el flanco noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° de Exploración de Hidrocarburos, *Actas 2*: 179-186.
- Miller, C.F. y Bradfish, L.J., 1980. An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons. *Geology*, 8: 412-416.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. Saavedra, J., Baldo, E. Dahlquist, J., Pascua, I. and C.M. Fanning, 1998. The Famatinian arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, *Special Publication*, 142: 343-67.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. y C.M. Fanning, 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transaction Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Parada, M.A., Nyström, J.O. y B. Levi, 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31°-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonics implications. *Lithos*, 46: 505-521.
- Pascua, M.I. (1998). *Petrología y Geoquímica de la Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja, República Argentina*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España: 236 p. (inédito).
- Patiño Douce, A.E., Humphreys, E.D. y A.D. Johnston, 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 97: 290-315.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite type and tectonic environment. En: Hsu, K. (Ed.): *Mountain Building Process*. Academic Press, London, 19-40.
- Pitcher, W.S., 1993. *The nature and origin of granite*. Published by Blackie & Professional, an imprint Chapman & Hall, Glasgow. 321 p.
- Ramos, V.A., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 20f – Chepes. Servicio Geológico Nacional, *Boletín 188*: 52 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.E., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y M. Palma, 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and C.M. Fanning, 1998a. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, *Special Publication*, 142: 181-217.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y C. Galindo, 1998b. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26: 707-710.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Dahlquist, J. y C.M. Fanning, 1999. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian granites: new constraints on the timing and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. II South American Symposium on Isotope Geology, Carlos Paz, Argentina, *Actas*: 264-267.
- Rapela, C.W., 2000. Accretionary history and magmas sources in the Southern Andes. 31st International Geological Congress. Río de Janeiro. Brasil. Abstract Volume (CD-ROM).
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M. y J. Saavedra, 2001a. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U.Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco Batholith. II South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile, *Actas*: CD-ROM.
- Rapela, C.W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst R.J., Galindo, C., J. Saavedra, 2001b. Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 23-41.
- Rossi de Toselli, J.N., 1996. El basamento metamórfico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. Müncher Geologische Hefte, 19 (Reihe A): 23-29.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J. y J.P. López, 2000. Deformación y metamorfismo en el NW de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zbl. Geologie Paläontologie, Teil I*: 839-850.
- Rossi, J.N., Toselli A.J., Saavedra, J., Sial, A.N., Pellitero, E. y V.P. Ferreira, 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. *Gondwana Research*, 5: 325-337.
- Saal, A., 1993. El basamento cristalino de la Sierra de Paganzo, Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 215 p. (inédito).
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G. y P.G. Stuart-Smith, 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, *Special Publication*, 142: 259-281.
- Saal, A., Toselli, A.J. y J.N. Rossi de Toselli, 1996. Granitoides y rocas básicas de la Sierra de Paganzo. En: Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, Reihe A Allgemeine Geologie, 19: 199-210
- Saavedra, J., Toselli, A.J., Rossi de Toselli, A.J. y E. Pellitero, 1996. Granitoides y rocas básicas del Cerro Toro. En: Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte, Reihe A Allgemeine Geologie, 19: 229-240..
- Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N. y J. Saavedra, 1996a. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° de Exploración de Hidrocarburos, *Actas 5*: 443-462.
- Toselli, A.J., Pellitero, E., Saavedra, J., Rossi de Toselli, J.N. y C. Murath, 1996b. Granito Ñuñorco - Sañogasta. En: Aceñolaza, F.G. y Toselli,

- A.J. (Eds.): Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, Reihe A Allgemeine Geologie, 19: 211-220.
- Uyeda, S., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84: 1049-1061.
- Uyeda, S., 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81: 133-159.
- Uyeda, S., 1983. Comparative subductology. *Episodes*, 1983: 19-24.
- Von Gosen, W. y C. Prozzi, 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publication, 142: 235-258.
- White, A.J.R. y B.W. Chappell, 1977. Ultrametamorphism and granitoids genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Zen, E-AN, 1995. Crustal magma generation and low-pressure high-temperature regional metamorphism in an extensional environment; possible application to the Lachlan Belt, Australia. *American Journal of Sciences*, 295: 851-874.

Recibido:
Aceptado: