

# Proterozoico medio y Paleozoico inferior de la sierra de Umango, Antepaís Andino (29°S), Argentina: edades U-Pb y caracterizaciones isotópicas

**Ricardo Varela**

Centro de Investigaciones Geológicas (CIG). Universidad Nacional de La Plata (UNLP)-  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

**Ana M. Sato**

Calle 1 No. 644. (1900) La Plata, Argentina

Varela@cig.museo.unlp.edu.ar; sato@cig.museo.unlp.edu.ar

**Miguel A. S. Basei**

Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo). Instituto de Geociências,

**Oswaldo Siga Jr.**

Universidade de São Paulo. Cidade Universitaria. Rua do Lago 562. (05508-900) São Paulo. Brasil

Baseimas@usp.br

## RESUMEN

En el basamento cristalino de la sierra de Umango se han distinguido varias unidades ígneo-metamórficas, formadas principalmente entre el Proterozoico medio y el Paleozoico inferior. Incluye ortogneises graníticos, una sucesión de esquistos y mármoles, anfibolitas, y tres plutones graníticos de reducido tamaño. Se han realizado análisis químicos de granitoides y anfibolitas, y determinaciones de edad por los métodos U-Pb y K-Ar. La edad U-Pb en circón del Ortogneis Juchi ( $1108 \pm 13$  Ma) ratifica la asignación al Proterozoico medio por anterior datación Rb-Sr ( $1030 \pm 30$  Ma). La edad U-Pb en circón del Granito El Peñón ( $473 \pm 17$  Ma) es ligeramente mayor que la obtenida por el método Rb-Sr ( $469 \pm 9$  Ma), aunque concordante si se tiene en cuenta el error de las determinaciones. Las edades K-Ar sobre muscovitas del Granito El Peñón ( $409 \pm 14$  y  $381 \pm 11$  Ma) son relacionadas a deformación y metamorfismo ocurridos en el Devónico. Los isótopos de Nd y Sr permitieron establecer diferencias entre un conjunto de unidades relacionadas con el Ciclo Grenvilliano y otro con los Ciclos Pampeano-Famatiniano. Los datos obtenidos en la sierra de Umango indican que en las Sierras Pampeanas Occidentales hay núcleos de un basamento del Proterozoico medio (Ciclo Grenvilliano), más una sucesión de esquistos y mármoles con anfibolitas, y plutones graníticos de reducido tamaño, formados en el lapso Proterozoico superior-Devónico (Ciclos Pampeano-Famatiniano). La estructura interna de mayor relevancia, formada en el Ordovícico-Devónico muestra clara vergencia tectónica occidental y estaría relacionada con láminas de corrimiento (nappes) de una tectónica colisional. Las mismas se proyectarían desde el interior orogénico (Sierras Pampeanas Orientales) hacia el contiguo antepaís de una de las placas interactuantes. Las sedimentitas clásticas del Ordovícico superior-Devónico en Precordillera (cuenca de antepaís) completan el escenario geodinámico.

*Palabras claves:* Sierras Pampeanas, Antepaís andino, Edades U-Pb, Isótopos de Nd y Sr.

## ABSTRACT

**Middle Proterozoic and Lower Paleozoic of the Sierra de Umango, Andean Foreland (29°S), Argentina: U-Pb ages and isotopic characteristics.** Igneous and metamorphic units formed mainly during the Middle Proterozoic and Early Paleozoic times have been distinguished in the Sierra de Umango crystalline basement. These include granitic orthogneisses, a sequence of schists and marbles, amphibolites, and three small granitic plutons. Geochemical analyses

of granitoids and amphibolites, as well as age determinations using U-Pb and K-Ar methods were carried out. The U-Pb age in zircon of the Juchi Orthogneiss ( $1108 \pm 13$  Ma) confirms the previous Rb-Sr Mesoproterozoic dating ( $1030 \pm 30$  Ma). The U-Pb in zircon age of El Peñón Granite ( $473 \pm 17$  Ma) is slightly older than the Rb-Sr age ( $469 \pm 9$  Ma). The K-Ar muscovite dates from El Peñón Granite ( $409 \pm 14$  and  $381 \pm 11$  Ma) are related to a Devonian deformation and metamorphism. On the basis of Nd and Sr isotopic characteristics, two different sets of units can be identified, one related to the Grenvillian cycle and the second to the Pampean-Famatinian cycles. According to the data obtained for the Sierra de Umango, we interpret that in this part of the Western Sierras Pampeanas there are relics of a Mesoproterozoic basement (Grenville cycle), together with more important exposures of a schists and marble succession, with amphibolites and small granitic plutons, that were formed during Late Proterozoic to Devonian times (Pampean and Famatinian cycles). The major basement structure, formed during Ordovician to Devonian, shows a clear tectonic vergence toward the west, and consists of thrust sheets (nappes) typical of collisional tectonics. These sheets are transported from the inner parts of the orogen (Sierras Pampeanas Orientales) toward the contiguous foreland of the interacting terrane. The Upper Ordovician to Devonian sedimentary rocks of the Precordillera (foreland basin) could complete the geodynamic environment.

*Key words: Sierras Pampeanas, Andean foreland, U-Pb ages, Nd and Sr isotopes.*

## INTRODUCCION

Las Sierras Pampeanas se ubican en el antepaís andino entre los  $26^\circ$  y  $33^\circ$ S, proyectándose por el Este hasta los  $64^\circ$ W. Su basamento cristalino fue exhumado a comienzos del Neopaleozoico y las sedimentitas más antiguas apoyadas sobre las rocas ígneas y metamórficas son del Carbonífero inferior. La configuración estructural actual es de bloques fallados y rotados, tectónica contraccional, producida en el Neógeno (tectónica Andina; permanece activa). El ascenso a alturas considerables, que oscilan entre 2000 y 6000 m s.n.m., permite el estudio de los rasgos de evolución cortical más antiguos, generados durante el Proterozoico y Paleozoico inferior.

Por diferencias en la composición del basamento (Caminos, 1979), se distingue unas Sierras Pampeanas Orientales (esquistos y gneises de origen principalmente areno-arcilloso y abundancia de cuerpos graníticos y migmatitas; Fig. 1) y unas Sierras Pampeanas Occidentales (importante participación de mármoles, anfíbolitas, rocas ígneas básicas-ultrabásicas y escasez de rocas graníticas). Posteriores estudios petrológicos e isotópicos han ratificado la validez del concepto. El basamento de las Sierras Pampeanas Orientales es esencialmente el producto de la actividad orogénica de los Ciclos Pampeano y Famatiniano (Proterozoico superior a Devónico; Rapela *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 1998). En el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales se ha comprobado la existencia de corteza granítica mesoproterozoica y una cobertura

clástico-calcárea intruida por rocas básicas (Neoproterozoico?-Cámbrico), metamorfizadas durante el Paleozoico inferior (Varela y Dalla Salda, 1992; McDonough *et al.*, 1993; Varela *et al.*, 1996; Baldo *et al.*, 2001; Casquet *et al.*, 2001). La interacción geológica entre Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales, especialmente durante el Paleozoico inferior, ha sido relacionada con margen convergente de placas y tectónica colisional (Dalla Salda *et al.*, 1998; Pankhurst y Rapela, 1998; Ramos *et al.*, 1996, 1998).

El desplazamiento hacia el oeste de la actividad orogénica a partir del Carbonífero y hasta la actualidad, sobre el margen paleopacífico, ha provocado importante deformación, metamorfismo y magmatismo en la corteza continental creada en el Paleozoico inferior (Ciclos Gondwánico y Andino; Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Cordillera de la Costa; Fig. 1). Esa actividad oscureció-obliteró los rasgos paleogeológicos previos en la región andina, donde hay comprobados pocos remanentes de basamento con edades en el Proterozoico y Paleozoico inferior. De esta forma, la franja de corteza inmediatamente al Este de la Cordillera Frontal y al Oeste de las Sierras Pampeanas Orientales, es la que potencialmente puede conservar rocas basamentales proterozoicas. En extensas áreas ellas están ocultas bajo sedimentos paleozoicos (Precordillera) y mesozoico-cenozoicos (Cuenca Cuyana); en otras constituyen pequeños afloramientos emergentes en frentes de cabalgamientos (Bloque



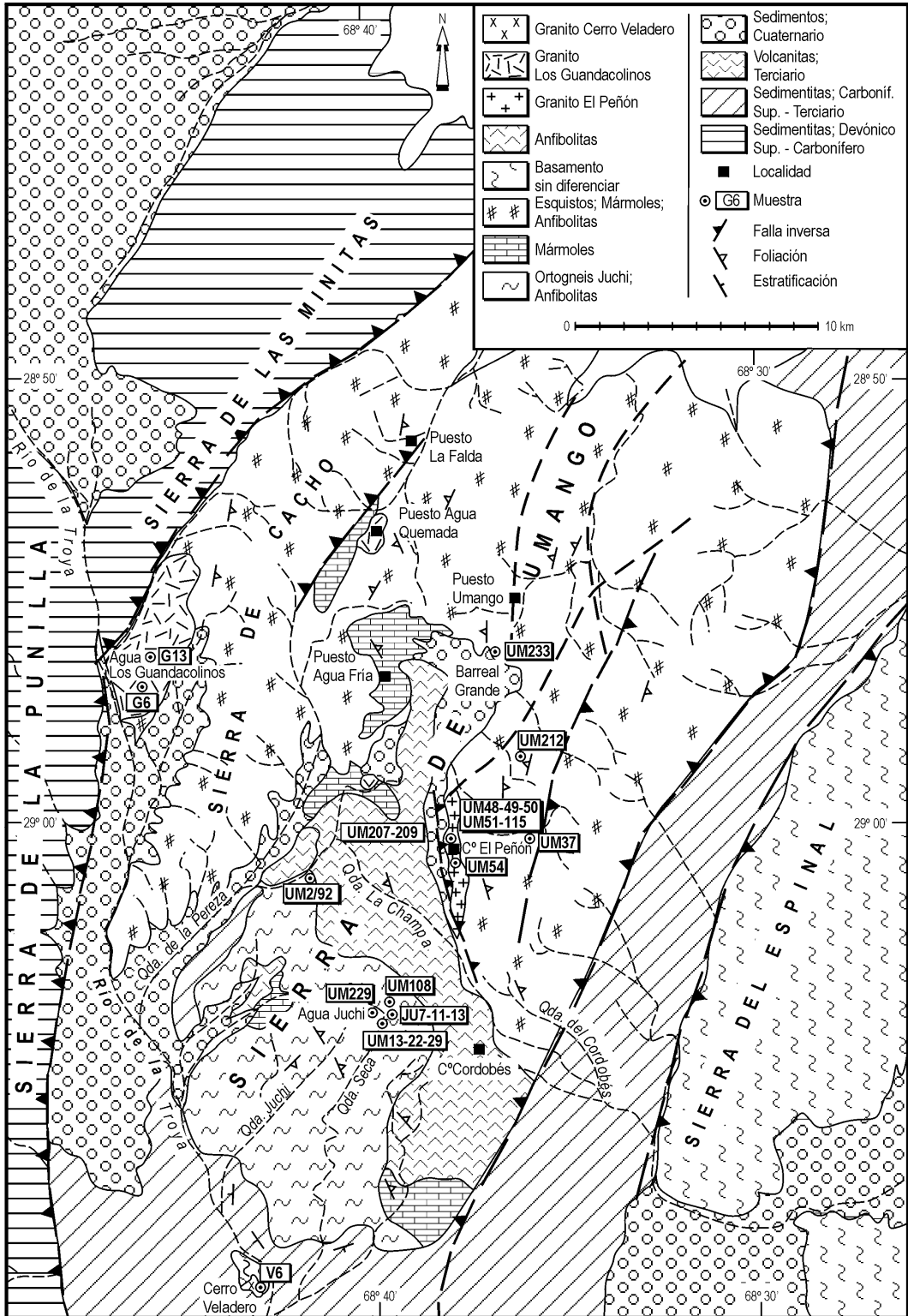


FIG. 2. Mapa geológico de la sierra de Umango, confeccionado con base en imagen satélite Landsat 7 ETM.

rizaciones Nd-Sr de los granitoides Cerro Veladero, Los Guandacolinos, El Peñón, Juchi y de anfibolitas relacionadas con la sucesión metamórfica clástico-calcárea.

Las edades U-Pb ratifican la anterior distinción efectuada entre los granitoides Juchi y El Peñón sobre la base de isocronas Rb-Sr. En ambos casos, se acepta que las edades U-Pb ofrecidas en esta contribución (Ortogneis Juchi:  $1108 \pm 13$  Ma; Granito El Peñón:  $473 \pm 17$  Ma), son edades de cristalización. Los nuevos datos son coherentes con los anteriores valores Rb-Sr para ambas unidades y mantiene

vigencia la interpretación de que en la sierra de Umango está expuesto un núcleo de basamento Mesoproterozoico y una cubierta sedimentaria clástico-calcárea (ahora metamórfica) intruida por metabasitas (Neoproterozoico?), a lo que se agrega el emplazamiento de granitoides, estructuración y metamorfismo durante el Paleozoico inferior. Las caracterizaciones Nd-Sr ofrecidas permiten distinguir dos grupos evolutivos, uno para las rocas formadas durante el Ciclo Mesoproterozoico y otro para las rocas más jóvenes.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

En la punta sur y suroeste de la sierra de Umango, en las proximidades de la quebrada de La Troya, el basamento ígneo-metamórfico soporta en discordancia angular sedimentitas continentales fosilíferas neopaleozoicas del Grupo Paganzo (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973; Fernández Seveso *et al.*, 1993), por lo que estratigráficamente su edad es pre-Carbonífero (Fig. 2). Hacia el oeste y noroeste, en las sierras de la Punilla y de las Minutas, hay extensos afloramientos de sedimentitas marinas fosilíferas del Devónico superior-Carbonífero inferior, pero los contactos con el basamento son tectónicos, mediante fallas inversas (Caminos *et al.*, 1993).

Las rocas del basamento fueron ubicadas tentativamente en el Precámbrico por Furque (1972). Más tarde, la obtención de edades radimétricas evidenció una prolongada y compleja evolución cortical durante el Proterozoico y Paleozoico inferior. La unidad de mayor antigüedad relativa compone el extremo sur de la sierra de Umango, con zona tipo en Agua de Juchi. Se conoce con el nombre de Ortogneis Juchi (Varela *et al.*, 1996) y está constituida por rocas foliadas, de tonalidades grisáceas y rosadas. Proceden de protolitos ígneos de composición ácida e incluyen desde tonalita hornbléndico-biotítica hasta granito biotítico-muscovítico. El grado metamórfico varía desde medio (anfíbolita) a alto (granulita). Están asociados a cuerpos de rocas máficas metamorizadas. El conjunto está afectado por un patrón de compleja deformación, donde se destacan antiformas asimétricas decamétricas de ejes fuertemente buzantes y frecuentes

fallas inversas que quitan continuidad a la estructura. Fue ubicado en el Proterozoico medio, de acuerdo con isocrona Rb-Sr de  $1030 \pm 30$  Ma y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial  $0,7026 \pm 0,0003$  (Fig. 3a). Estudios sobre estructura y metamorfismo fueron comunicados por Fernandes *et al.* (2001), Porcher *et al.* (2001) y Fernandes *et al.* (2002).

En dirección al este y norte del Ortogneis Juchi aflora una gruesa faja, de rumbo aproximado nor-noroeste-sudsudeste, en la que hay predominio de anfibolitas. Contiene al cerro El Cordobés, es cortada transversalmente por la quebrada de la Champa y se afina y desaparece hacia el norte en la zona del Barreal Grande, bajo una sucesión metamórfica clástico-calcárea intruida por cuerpos lenticulares de rocas básicas.

En el sector norte de la Sierra de Umango y hacia el oeste en la Sierra de Cacho dominan los afloramientos de la mencionada sucesión de esquistos, mármoles y metabasitas. El estudio de los isótopos de Sr y C en mármoles (Varela *et al.*, 2001) y de acuerdo con la curva de variación de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en función del tiempo (Jacobsen y Kaufman, 1999), sugirieron para la sedimentación de los calcáreos una edad en el lapso 640-580 Ma (Neoproterozoico).

El sector este y nordeste de la sierra está predominantemente formado por esquistos micáceo-granatíferos, con subordinados niveles de mármoles y esquistos cuarzo-micáceos y algunos cuerpos menores de rocas básicas. La estructura saliente de esta sucesión es un apretado plegamiento asimétrico con desarrollo de esquistosidad

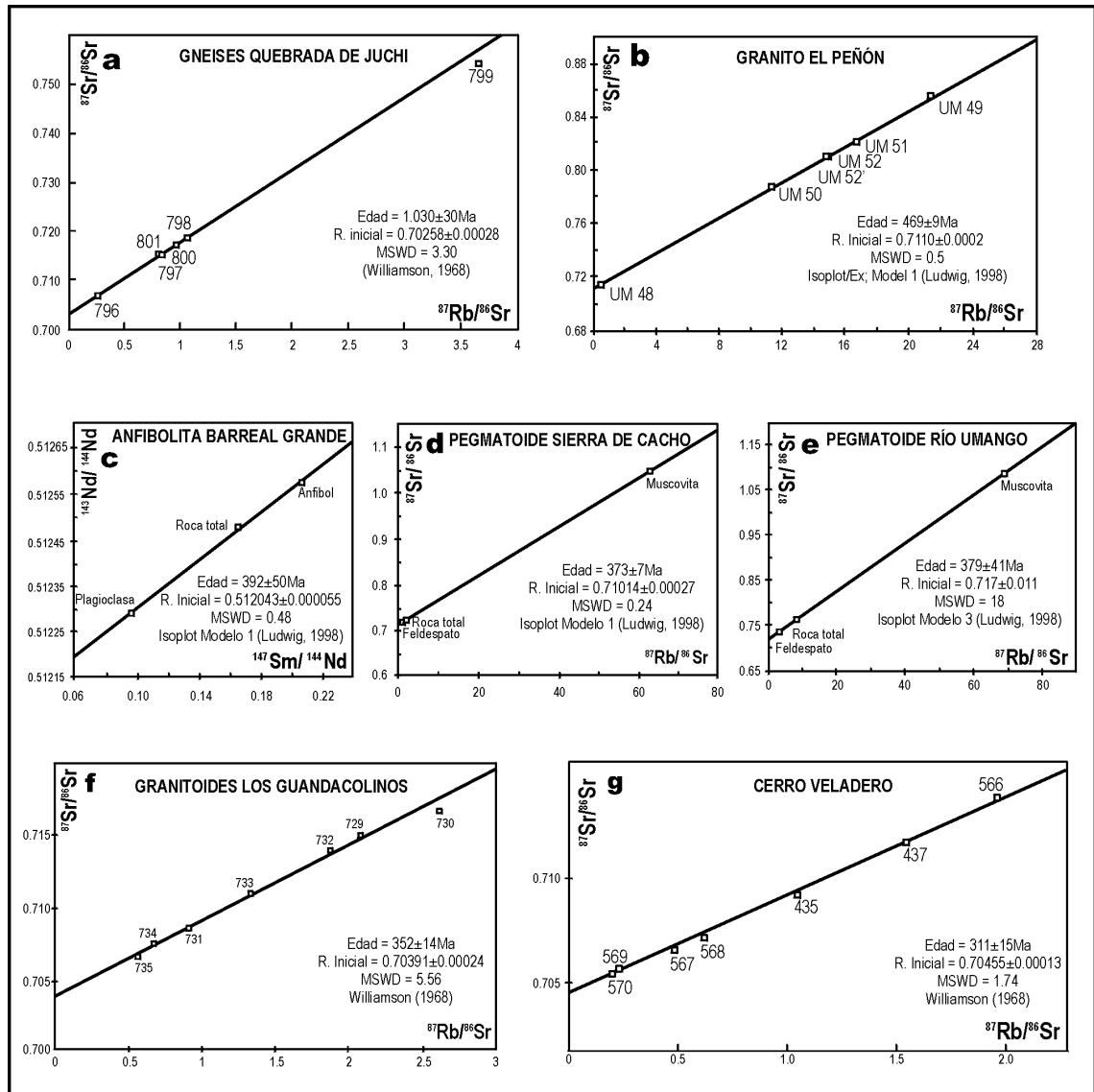


FIG. 3. Isocronas Rb-Sr y Sm-Nd, en el Basamento Cristalino de la sierra de Umango. Errores expresados con  $2\sigma$ .

paralela al plano axial, destacado por finas hiladas de mármoles, de rumbo nor-noroeste y volcamiento al oeste. Se completa el sector con el Granito El Peñón, intrusivo en la sucesión de esquistos y limitado al oeste por falla inversa que lo sobrepone sobre la faja de rocas básicas.

Las rocas graníticas de El Peñón tienen foliación e incipiente bandeo, con la misma disposición de la estructura metamórfica de la roca de caja. Hay granitos biotíticos rosados de grano muy fino y

foliación milimétrica, granodioritas deformadas y pegmatoides graníticos y granodioríticos. Todas estas rocas están afectadas por un variado grado de cizallamiento dúctil, con formación de protomilonitas y milonitas. La edad Rb-Sr de  $469 \pm 9$  Ma y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial  $0.7110 \pm 0.0002$  (Fig. 3b) fue atribuida a deformación y metamorfismo y considerada afín con la de los granitos famatinianos de Sierras Pampeanas Orientales y Famatina (Varela *et al.*, 2000). Además, Varela *et al.* (2002) establecieron

la ocurrencia de procesos de deformación y metamorfismo en el Devónico medio, de acuerdo con edades mediante isocronas Rb-Sr de pegmatoides graníticos deformados ( $373\pm 7$  Ma;  $379\pm 41$  Ma; Fig. 3d, e) y Sm-Nd de anfibolitas ( $392\pm 50$  Ma; Fig. 3c).

En el sector noroccidental, el alto cordón de la Sierra de Cacho llega por el sur (La Puntilla) al río de la Troya. Allí, el Granito Los Guandacolinos intruye a una sucesión de gneises granatíferos, metacuarcitas biotíticas, mármoles calcíticos y anfibolitas. Está compuesto por granodioritas y monzogranitos porfiroides, con fenocristales de plagioclasa y microclino, y lo afecta una moderada deformación cataclástica que localmente pasa a ser una deformación dúctil milonítica, concentrada en fajas de pocos metros de espesor. La edad por isocrona Rb-Sr es de  $352\pm 14$  Ma, con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de  $0,7039\pm 0,0002$  (Varela *et al.*, 1996; Fig. 3f). Por el

sur, en los faldeos que dan contra la quebrada de la Pereza, hay abundancia de milonitas de granito, con estructuras planares de rumbo al noreste e inclinación al noroeste.

El Granito Cerro Veladero es la unidad granítica de menor antigüedad entre los componentes del basamento de la sierra de Umango. Está exento de estructuras de deformación dúctil e intruye discordantemente a esquistos micáceos y cuarzosos, transformados en hornfels en las proximidades del contacto. Se compone con monzonitas cuarzosas y monzodioritas, granitos y sienitas cuarzosas. La edad por isocrona Rb-Sr es de  $311\pm 15$  Ma, con  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de  $0,7046\pm 0,0001$  (Fig. 3g) y se lo ha relacionado con procesos de subducción pacífica neopaleozoica (Cingolani *et al.*, 1993; Fauqué *et al.*, 1999).

## METODOS ANALÍTICOS

Los análisis químicos fueron realizados por Actlabs (Canadá), incluyendo elementos mayoritarios (fusión ICP), trazas y de las tierras raras (fusión ICP-MS). Las determinaciones radimétricas se efectuaron en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) del Instituto de Geociências de la Universidad de San Pablo, Brasil.

Para el método U-Pb se concentraron circones, partiendo de muestras voluminosas (aproximadamente 10 kg) trituradas y tamizadas con retención de fracción <mallal40>mallal250, procesamiento en mesa vibratoria, separador electromagnético Frantz y líquidos pesados (bromoformo y yoduro de metileno). Finalmente se obtuvieron varias fracciones ('split'), magnéticas y no magnéticas, de acuerdo con diferente respuesta en separador Frantz a 1,5 amp y variación del ángulo de inclinación antero-posterior. El ataque químico de las fracciones se hizo con HF y HNO<sub>3</sub> en microbombas de digestión ácida, con agregado de trazador mixto  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y calentamiento por 72 horas a 200°C. Luego de la evaporación de la

solución de ataque y disolución en HCl 6N se procedió a calentamiento por otras 24 horas. Nuevamente se evaporó la solución y del residuo tomado en medio HCl se concentró U y Pb en columnas con resinas de intercambio iónico. Evaporadas las soluciones enriquecidas en U y Pb, el residuo en medio H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> fue llevado a un filamento de Renio y se determinaron las composiciones isotópicas en espectrómetro de masas Finnigan MAT 262. Los resultados fueron sometidos a cálculo y graficados en diagramas utilizando el programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2000).

El método Sm-Nd fue aplicado sobre roca total, según la metodología descrita por Sato *et al.* (1995). En aquellas muestras de las que no se disponía de datos isotópicos de Sr, se separó la fracción de Sr con anterioridad a la de las tierras raras. Las edades modelo fueron calculadas según DePaolo *et al.* (1991). Las edades K-Ar se obtuvieron por el método convencional en el CPGeo (Universidad de San Pablo, Brasil).

**ROCAS ANALIZADAS Y RESULTADOS**

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORITARIOS Y TRAZAS**

Se efectuaron análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y de las tierras raras en rocas de las siguientes unidades: Ortogneis Juchi, Granito El Peñón y Anfibolitas (Tabla 1).

El Ortogneis Juchi comprende rocas que varían en SiO<sub>2</sub> entre 60,9 y 77,6%, las cuales graficadas en el diagrama anhidro TAS (Fig. 4a) se ubican mayormente en los campos de granodiorita y granito. Una muestra tiene contenido muy alto de

K<sub>2</sub>O y se ubica en el campo de las sienitas. En general son rocas metaaluminosas (con índice de peraluminosidad menor a 1,06), con mayor contenido de K<sub>2</sub>O que de Na<sub>2</sub>O, y en las que las concentraciones de Rb, Sr, Y, Zr y Nb son bajas, así como la sumatoria de los elementos de las tierras raras. Los diseños de las tierras raras son muy variables, con (La/Lu)<sub>n</sub> entre 2,3 y 70,7. Las anomalías de Eu son de muy levemente positivas a moderadamente negativas (Fig. 4b), correspondiendo a la roca más silícea la mayor anomalía negativa.

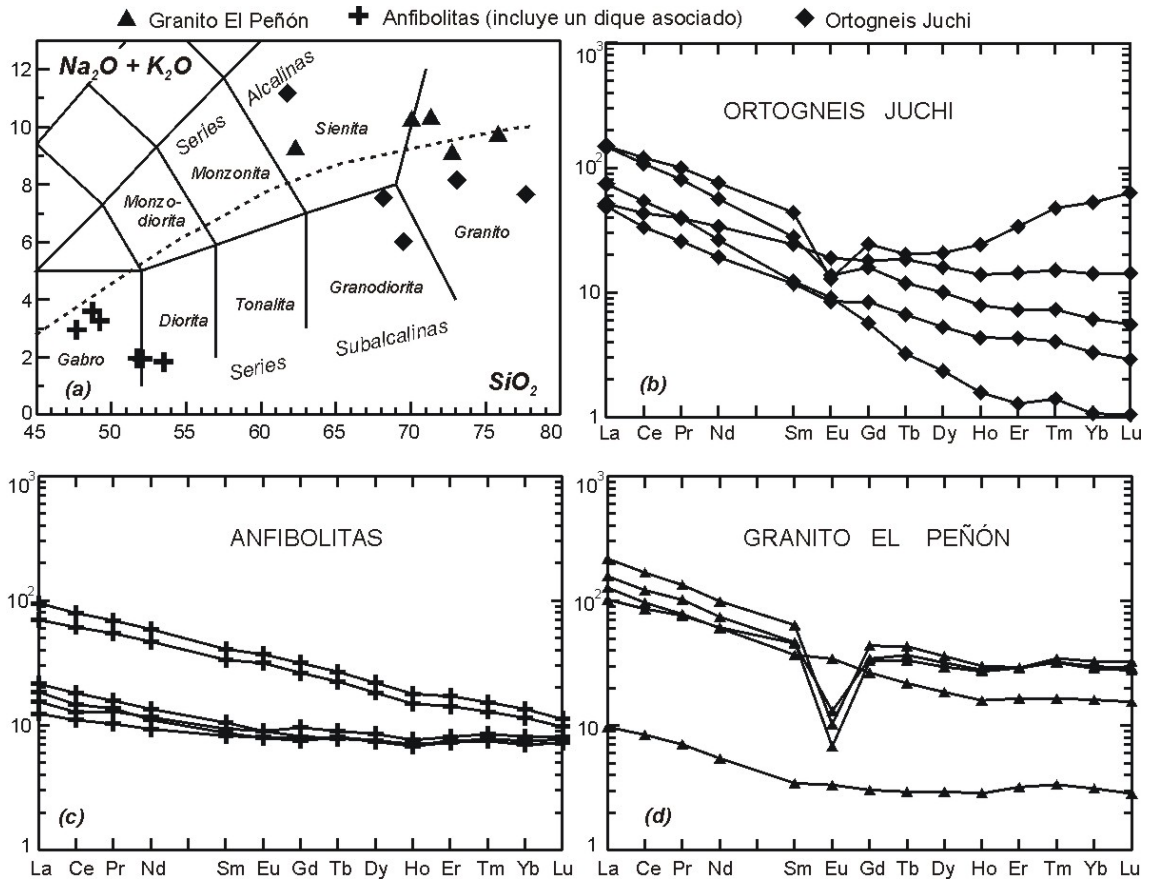


FIG. 4. a- Diagrama TAS ( $Na_2O + K_2O$  vs.  $SiO_2$ ) sobre la base de anhidra para las rocas de Sierra de Umango. Línea de separación entre las series subalcalinas y alcalinas según Irvine y Baragar (1971); b-, c- y d- diseños de las tierras raras normalizadas a condrito, para el Ortogneis Juchi, las anfibolitas y el Granito El Peñón.



TABLA 1. ANALISIS QUIMICOS PARA ORTOGNEIS JUCHI, ANFIBOLITAS Y GRANITO EL PEÑÓN, SIERRA DE UMANGO, ARGENTINA.

	Ortogneis Juchi			Anfibolitas			Granito El Peñón									
	JU7	JU11	JU13	UM2/92	UM108	UM207	UM209	UM37	UM212	UM229	UM233	UM49	UM50	UM51	UM54	UM115
SiO <sub>2</sub>	69,12	77,64	67,65	60,92	72,87	45,96	48,12	51,60	50,75	47,49	52,60	72,62	69,58	75,33	61,94	70,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,01	11,98	15,25	15,90	14,59	14,62	12,62	15,47	14,83	13,60	14,17	13,50	15,21	13,73	17,80	14,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	1,43	3,62	6,38	1,63	10,42	16,06	8,64	9,38	15,18	10,05	3,73	3,41	0,20	4,88	2,71
MnO	0,063	0,112	0,061	0,089	0,023	0,230	0,227	0,149	0,159	0,199	0,173	0,029	0,040	0,007	0,102	0,048
MgO	0,95	0,24	1,45	0,58	0,51	9,17	4,76	8,71	8,39	4,91	7,93	0,29	0,16	0,01	0,92	0,09
CaO	3,93	0,79	2,97	2,71	1,66	12,50	8,82	11,87	11,92	9,08	10,94	0,34	0,45	0,34	3,55	0,45
Na <sub>2</sub> O	4,71	3,19	3,22	1,38	3,35	2,24	2,41	1,48	1,78	2,78	1,28	4,40	5,48	5,70	5,39	5,25
K <sub>2</sub> O	1,27	4,46	4,25	9,64	4,78	0,60	0,77	0,44	0,14	0,71	0,52	4,72	4,74	4,01	3,85	4,99
TiO <sub>2</sub>	0,278	0,075	0,608	0,786	0,237	0,567	3,635	0,661	0,665	3,182	0,624	0,164	0,234	0,004	0,780	0,150
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,03	0,15	0,25	0,07	0,12	0,38	0,07	0,07	0,38	0,06	0,02	0,04	0,02	0,21	0,03
PPC	0,69	0,33	0,76	0,87	0,69	2,34	0,65	1,28	1,24	0,58	1,59	0,38	0,87	0,46	0,70	0,79
TOTAL	100,14	100,28	99,99	99,51	100,42	98,75	98,44	100,37	99,32	98,07	99,93	100,19	100,20	99,81	100,13	99,57
Ba	303	742	1,080	1,520	934	68	261	74	72	712	68	157	304	125	1,010	157
Rb	27	70	85	200	117	9	17	19	4	18	8	178	129	108	75	139
Sr	439	55	329	78	340	234	331	155	127	390	103	24	33	17	334	19
Y	11	57	20	35	4	17	35	19	17	31	17	67	66	12	40	69
Zr	106	184	298	188	181	22	170	69	50	147	54	310	521	16	469	424
Nb	3	2	4	6	5	1	13	4	3	30	3	66	69	4	42	54
V	43	5	57	55	17	240	371	202	210	338	224	31	6	5	32	11
Ga	9	12	14	11	14	14	8	15	12	25	6	21	21	25	24	24
Ta	1,8	2,2	1,6	2,0	2,8	0,5	3,4	1,3	1,0	2,9	1,0	6,9	7,3	2,9	3,9	8,4
Hf	2,8	5,5	7,6	4,9	5,0	0,8	5,0	2,0	1,4	4,4	1,5	10,9	13,7	0,2	11,2	13,0
Th	0,6	16,8	8,6	1,6	8,8	0,2	3,5	1,9	0,9	2,6	0,7	21,0	8,2	2,5	7,5	13,8
U	0,2	1,5	0,7	0,7	1,0	0,1	0,9	0,5	0,2	0,7	0,2	2,2	2,0	0,4	1,5	2,0
La	18,0	54,8	54,0	18,9	27,2	5,7	35,0	7,9	4,6	25,7	6,8	57,8	37,5	3,6	46,6	79,6
Ce	32,0	115	103	41,4	51,5	12,2	75,9	17,3	10,5	58,6	14,1	116	82,4	8,1	92,5	161
Pr	3,52	13,7	11,0	5,40	5,46	1,77	9,49	2,15	1,41	7,48	1,87	13,9	10,4	0,97	10,7	18,3
Nd	13,6	53,5	39,8	23,9	18,7	8,2	41,9	9,6	6,6	33,3	7,9	52,8	43,3	3,9	42,9	70,4
Sm	2,7	10,1	6,5	5,6	2,8	2,2	9,4	2,4	1,9	7,7	2,0	10,7	10,5	0,8	8,5	14,7
Eu	0,73	1,12	1,19	1,64	0,79	0,78	3,23	0,78	0,70	2,75	0,69	0,59	1,14	0,29	2,98	0,89
Gd	2,6	7,5	4,8	5,5	1,7	2,5	9,6	2,9	2,4	8,0	2,3	10,1	10,5	0,9	8,1	13,3
Tb	0,4	1,2	0,7	1,1	0,2	0,5	1,6	0,5	0,5	1,3	0,5	1,9	2,1	0,2	1,3	2,5
Dy	2,0	7,9	3,8	6,1	0,9	2,9	8,3	3,2	2,9	7,0	2,6	11,2	12,2	1,1	7,0	13,7
Ho	0,4	2,1	0,7	1,2	0,1	0,6	1,5	0,7	0,6	1,3	0,8	2,3	2,4	0,2	1,4	2,6
Er	1,1	8,4	1,8	3,6	0,3	1,9	4,3	2,0	1,8	3,5	1,8	7,2	7,2	0,8	4,1	7,3
Tm	0,14	1,69	0,26	0,54	0,05	0,27	0,54	0,30	0,28	0,46	0,27	1,23	1,15	0,12	0,59	1,14
Yb	0,8	13,1	1,5	3,5	0,3	1,7	3,3	2,0	1,8	2,8	1,7	8,1	7,4	0,8	4,0	7,1
Lu	0,11	2,39	0,21	0,54	0,04	0,28	0,43	0,31	0,29	0,37	0,28	1,23	1,10	0,11	0,59	1,06

PPC: pérdida por calcinación. Oxidos en Co, elementos en trazas en ppm.

En el Granito El Peñón la mayoría de las muestras se ubican en el campo del granito ( $\text{SiO}_2$  entre 69,6 y 75,3%) en los alrededores de la línea de separación entre series subalcalinas y alcalinas. Una excepción es la muestra UM 54, que grafica como sienita, debido posiblemente a pérdida de sílice por deformación. Son también rocas metaaluminosas (con índice de peraluminosidad menor que 1,04) pero tienen mayor contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  que de  $\text{K}_2\text{O}$ , bajos contenidos de Rb y Sr y relativamente altos tenores de Y, Zr y Nb. Los contenidos totales de los elementos de las tierras raras son moderadamente altos, y sus diseños presentan suaves pendientes negativas, con  $(\text{La}/\text{Lu})_n$  entre 3,4 y 8,2 (Fig. 4d). Se observan dos subgrupos, uno sin anomalía de Eu y otro con anomalía negativa moderada.

Las rocas analizadas agrupadas como Anfíbolitas pertenecen a las unidades Ortogneis Juchi (UM 229), Esquistos, Mármoles y Anfíbolitas (UM 37, UM 212, UM 233) y Anfíbolitas (UM 207, UM 209). Varían en  $\text{SiO}_2$  entre 46,0 y 52,6%, clasificándose en el diagrama TAS en los campos de los gabros y dioritas. Los diseños de las tierras raras presentan pendientes negativas muy suaves, con  $(\text{La}/\text{Lu})_n$  que varía entre 1,60 y 8,50 y sin anomalías de Eu (Fig. 3c). Cabe acotar que la anfíbolita intercalada dentro del Ortogneis Juchi (UM 229) no muestra características que la distingan de las restantes anfíbolitas.

De los análisis químicos es destacable que entre los granitoides deformados de Juchi y El Peñón hay diferencias composicionales suficientes como para considerarlos dos unidades independientes. Cuando se contaba solamente con las edades Rb-Sr, una de las posibles interpretaciones era que se tratara de una misma unidad granítica, y que la edad obtenida para el Granito El Peñón fuera una edad de reequilibrio isotópico (retrabajamiento), aunque se opinó en la oportunidad (Varela *et al.*, 2000) que se estaba ante dos diferentes unidades. Las edades U-Pb y los datos químicos ahora obtenidos, ratifican dicha interpretación.

#### GEOCRONOLOGÍA U-Pb Y K-Ar

El método U-Pb se aplicó sobre circones de dos muestras, una del Ortogneis Juchi y la otra del Granito El Peñón.

La roca del Ortogneis Juchi seleccionada para datación por el método U-Pb (UM 108; Fig. 2) aflora un poco al norte de Agua de Juchi ( $29^{\circ}04'07''$ - $68^{\circ}39'38''$ ). Es una roca de color gris rosado, con grosera foliación anastomosada. Se clasifica como gneis cuarzo feldespático (cuarzo-oligoclasa ácida-feldespato potásico) con biotita y granate. Los minerales leucocráticos son inequigranulares y los cristales mayores presentan deformación interna, elongación subparalela a la foliación y abundante recristalización en los bordes con formación de cristales poligonales menores inhomogéneamente distribuidos. Los feldespatos tienen extinción ondulante, maclas curvadas, con 'kink bands' y terminaciones esfumadas. El cuarzo, en parte, aparece en cintas, internamente subgranadas. La biotita es escasa y está en partes cloritizada; constituye agregados de finas laminillas irregulares, que junto a gránulos de granate, opacos y muy escasa anfíbola definen la foliación. Circón, apatita y escasa allanita, son accesorios.

Para el Ortogneis Juchi se obtuvo una edad de  $1108 \pm 13$  Ma, determinada por la intersección superior de la recta discordia definida por el alineamiento de cinco de las seis fracciones analizadas (Tabla 2 y Fig. 5). Las fracciones corresponden a poblaciones de circones de diferente susceptibilidad magnética (M-2; M-3; M-4; NM-4). Los circones de la roca estudiada son mayormente de hábito prismático, en general de relación largo/ancho 2:1, biterminados, transparentes, con caras y aristas ligeramente redondeadas. Dos fracciones (SPU 1205 y SPU 1266) están constituidas por cristales en forma de aguja (hasta relación largo/ancho 5:1), con frecuentes inclusiones. Las fracciones SPU 1128 y SPU 1205 son las menos magnéticas y las más concordantes del conjunto analizado, definiendo la edad obtenida, que es interpretada como la edad de cristalización del protolito ígneo. La intersección inferior de  $97 \pm 84$  Ma no tiene significado geológico.

La roca del Granito El Peñón seleccionada para datación por el método U-Pb (UM 115, Fig. 2), está expuesta en el tramo norte de los afloramientos de la unidad, coincidente con el cerro El Peñón ( $29^{\circ}00'32''$ - $68^{\circ}37'52''$ ). Es una roca de color rosado, con bandeamiento milimétrico dado por bandas ricas en biotita, alternantes con bandas ricas en minerales leucocráticos. Presenta lineación, defi-

son superíndices???

TABLA 2. DATOS ANALÍTICOS U-Pb.

UM 108. Ortogneis Juchí

SPU	Fracción magnética	Tipología de circon	207/235*	Error (%)	206/238*	Error (%)	206/204**	Pb*** (ppm)	U*** (ppm)	Peso (mg)	206/238 Edad (Ma)	207/235 Edad (Ma)	207/206 Edad (Ma)
1128	NM(-4)	P, Dt, T, R	1,86287	2,53	0,177852	2,42	1481,23	11,156	63,822	0,0004	1055	1068	1094
1129	M(-4)	P, Dt, T, R	1,66763	1,14	0,162669	0,696	4465,28	18,118	115,07	0,000102	972	996	1051
1131	M(-2)	P, Dt, T, R	1,63436	1,84	0,155692	1,83	2382,19	39,013	256,54	0,0004	933	984	1099
1205	NM(-4)	P, N, Dt, I,	1,86379	0,615	0,177006	0,604	893,11	101,39	568,73	0,028	1050	1068	1104
1266	M(-2)	P, N, Dt, I,	1,58722	0,858	0,151277	0,837	3380,08	162	1114	0,047	908	965	1096
1575	M(-3)	P, Dt, R, I, F	1,60191	0,678	0,153105	0,673	3819,12	58,501	393,09	0,141	1092	971	918

UM 115. Granito El Peñón

SPU	Fracción Magnética	Tipología de circon	207/235#	Error (%)	206/238#	Error (%)	207/206	Error (%)	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (mg)	206/238 Edad (Ma)
930	M(-3)A	P, Dt, T, I	0,60015	1,15	0,0750226	0,853	0,0580186	0,762	970,1	27,9	345,1	0,08946	466
931	M(-4)	P, Dt, I, F	0,61136	0,938	0,0761218	0,803	0,0582487	0,562	492,6	25,7	300,1	0,09314	473
932	NM(-4)	P, Dt, Cl, T	0,58694	1,55	0,073833	0,644	0,0576556	1,38	312,4	23,8	269,5	0,0885	459
933	M(-3)B	P, Dt, T, I	0,57246	0,868	0,0724929	0,667	0,0572732	0,529	908,8	34,2	439,4	0,09364	451
2111	M(-4)B	P, Dt, T, I	0,61949	0,482	0,0785021	0,473	0,0572338	0,0896	3148,8	29,8	370,4	0,061	487
2112	M(-4)C	P, Dt, T, I, Cl	0,61828	0,483	0,0783312	0,477	0,0572469	0,0705	4071,0	24,5	308,6	0,06	486

SPU: No. de laboratorio (CPGeo, San Pablo, Brasil). Fracción magnética: M, Magnética; NM, no magnética; No. entre paréntesis, inclinación Frantz a 1,5 amp. Pb radiogénico corregido por blanco y por Pb inicial; U corregido por blanco. \*\* No corregido por blanco ni por Pb no radiogénico. \*\*\* U y Pb total corregidos por blanco analítico. Edades calculadas utilizando programa Isoplot/Ex (Ludwig, 1998); constantes según Steiger y Jäger (1977). Tipología de circones: P-prismático; Py-pirramidal; Dt-doble terminación; E-esférico; R-aristas y caras reondeadas; N-aguijas; Cl-limpido; I-inclusiones; F-grietas; T-transparente; C-débil coloración.

TABLA 3. DATOS ANALÍTICOS K-Ar.

Laboratorio No.	Campo No.	Roca	Material datado	K %	Error (%)	Ar <sup>40</sup> Rad. ccSTP/g (10-6)	Ar <sup>40</sup> Atm (%)	Edad (Ma)	Error 2σ (Ma)
SPK 7773	UM 22	Granito pegmatítico	Muscovita	8,3957	2,1817	149,54	3,30	409	14
SPK 7774	UM 48	Granito pegmatítico	Muscovita	8,4429	1,4212	138,97	5,49	381	11
SPK 7775	UM 13	Anfibolita granatífera	Anfibol	0,9464	0,9624	23,11	9,97	539	14
SPK 7776	UM 29	Anfibolita granatífera	Anfibol	1,0049	1,4912	19,53	13,09	442	15

SPK: No. de laboratorio (CPGeo, San Pablo, Brasil).

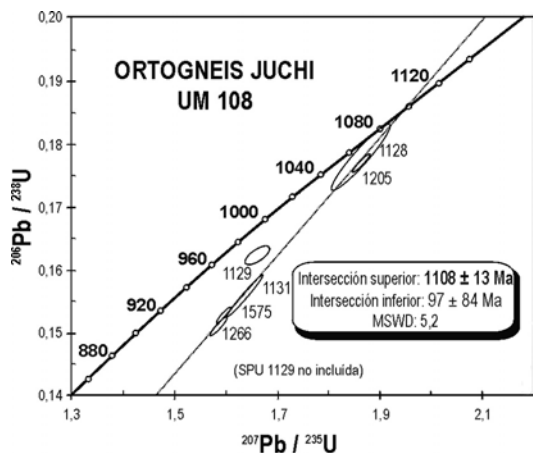


FIG. 5. Diagrama concordia U-Pb para circones del Ortogneis Juchi (1266, 1575, etc., corresponden al número de laboratorio de las fracciones analizadas).

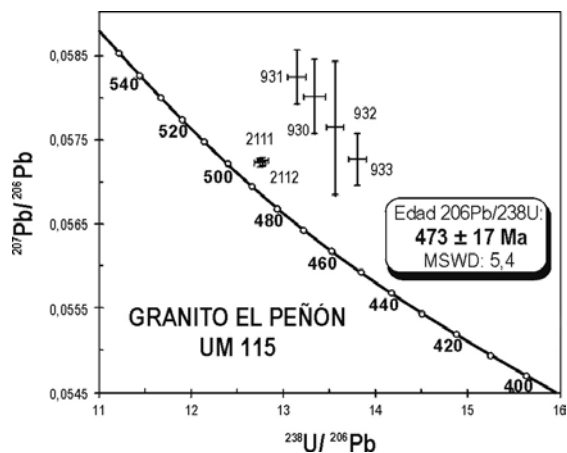


FIG. 6. Diagrama U-Pb Tera-Wasserburg para circones del Granito El Peñón. (931, 2111, etc., corresponden al número de laboratorio de las fracciones analizadas).

nida por crecimiento de biotita y se observan escasos porfiroclastos feldespáticos estirados, en algunos casos con estructuras tipo sigma y delta. Los minerales leucocráticos, cuarzo, feldespato potásico y escasa oligoclasa cálcica, conforman mosaicos de granos poligonales, equidimensionales a levemente elongados paralelamente a la foliación, denotando una recrystalización homogénea con tamaño de grano entre 100 y 200 $\mu$ . El cuarzo en parte forma cintas elongadas. También hay calcita (menos del 2%), en conjuntos de granos poligonales o intersticiales entre los minerales leucocráticos. Circón y apatita, son accesorios.

Para esta muestra, fueron seleccionadas para análisis seis fracciones de circones, correspondientes a las poblaciones menos magnéticas (M-3; M-4; NM-4), que definieron en diagrama Tera-Wasserburg una edad de 473 $\pm$ 17 Ma (Tabla 2 y Fig. 6). Se interpreta como representativa de la cristalización de los circones e instalación del cuerpo ígneo. Se destaca que a pesar de las diferencias en propiedades magnéticas, las poblaciones analizadas estaban constituidas por circones tipológicamente homogéneos, predominando cristales en prismas cortos (relación largo/ancho 2:1), euhédricos, biterminados, transparentes y ricos en inclusiones oscuras.

Por el método K-Ar fueron datados dos concentrados de muscovita y dos de anfíbola (Tabla 3). Los concentrados de muscovita corresponden a pegmatitas, una del cerro El Peñón (UM 48:

29°00'28"-68°37'47") y la otra de las nacientes de la quebrada Seca (UM 22: 29°05'08"- 68°39'49"). Proveyeron valores concordantes entre sí, de 381 $\pm$ 11 Ma y 409 $\pm$ 14 Ma). Los concentrados de anfíbola son de anfibolitas relacionadas con el Ortogneis Juchi en las proximidades de la aguada del mismo nombre. UM 13 (29°04'36"- 68°39'42") es una anfibolita granatífera, de grano medio y textura nematoblástica a granonematoblástica, constituida por anfíbola verde, plagioclasa, biotita, minerales opacos y granate; el grado metamórfico es facies de anfibolita de presión media y la edad obtenida de 539 $\pm$ 14 Ma. UM 29 (29°04'27"- 68°39'49") se clasifica también como anfibolita granatífera y está formada por anfíbola verde, plagioclasa, biotita, minerales opacos, rutilo, titanita, granate y clorita, con retrogradación de biotita a clorita, y la edad obtenida es de 442 $\pm$ 15 Ma.

#### COMPOSICIÓN ISOTÓPICA Nd-Sr

El método Sm-Nd, si bien en cantidad reducida, fue aplicado a muestras de todas las unidades graníticas descritas y a rocas básicas (Tabla 4). Comprende tres muestras del Ortogneis Juchi, dos del Granito El Peñón, dos del Granitoide Los Guandacolinis, una del Granitoide Cerro Veladero y dos muestras de anfibolita. Además, para una comparación regional de las rocas de edad Grenvilliana, se analizaron dos muestras de la Formación Cerro La Ventana (Bloque San Rafael, Mendoza;

Cingolani y Varela, 1999) y se utilizaron datos publicados por Sato *et al.* (2000) sobre rocas del plutón Las Matras (Bloque Las Matras, La Pampa).

Las tres muestras del Ortogneis Juchi pueden ser tentativamente evaluadas en un diagrama isocrónico, en donde no obstante la escasa dispersión en el eje  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , se obtiene una recta de  $1046 \pm 140$  Ma, MSWD: 2,1. Esta tendencia es consistente con las edades obtenidas por otros métodos (1108 Ma; 1030 Ma), y está en consonancia con la edad Grenvilliana determinada por U-Pb.

En lo que hace a la caracterización isotópica del Nd, los análisis muestran distinta evolución entre las rocas del Mesoproterozoico (Ciclo Grenvilliano) y los granitoides más jóvenes y anfibolitas (Fig. 7). Las edades modelo Sm/Nd Tdm para rocas del Ortogneis Juchi son mesoproterozoicas tempranas, oscilando entre 1485 Ma y 1447 Ma. Estos valores son similares a los obtenidos para las unidades grenvillianas del Bloque San Rafael (Formación Cerro La Ventana, 1584 y 1480 Ma, Tabla 4) y Bloque Las Matras (plutón tonalítico-trondhjémítico Las Matras, 1605 Ma a 1551 Ma, Sato *et al.*, 2000). En conjunto evolucionan hacia valores  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  ne-

gativos, y para los momentos de cristalización magmática los  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  son mayores que cero (Ortogneis Juchi, 2,3 a 2,7; Formación Cerro La Ventana 0,3 a 1,6; Plutón Las Matras 1,7 a 1,8), indicando fuentes juveniles. Componen un campo de fuentes empobrecidas característico de las rocas grenvillianas de Precordillera (Argentina) y de la Provincia Grenville de Norteamérica (Mahlburg Kay *et al.*, 1996; Patchett y Ruiz, 1989, Ruiz *et al.*, 1988; Weber y Köhler, 1999), correlacionables de acuerdo a los esquemas tectónicos propuestos (Dalla Salda *et al.*, 1998; Ramos *et al.*, 1996, entre otros).

Las cinco muestras de granitoides con edades Paleozoico Inferior (Ciclo Famatiniano) presentan edades modelo mesoproterozoicas tardías a neoproterozoicas tempranas, entre 1146 Ma y 910 Ma. La evolución del Nd sigue trayectorias claramente separadas de las anteriores, llegando a  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  más altas. Dentro de esta faja se observa también que para los tiempos de cristalización magmática sus  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  indican, en general, características juveniles (Granito El Peñón, 3,0-3,3; Granitoide Los Guandacolinos, 0,6-1,7; Granitoide Cerro Veladero, -0,8).

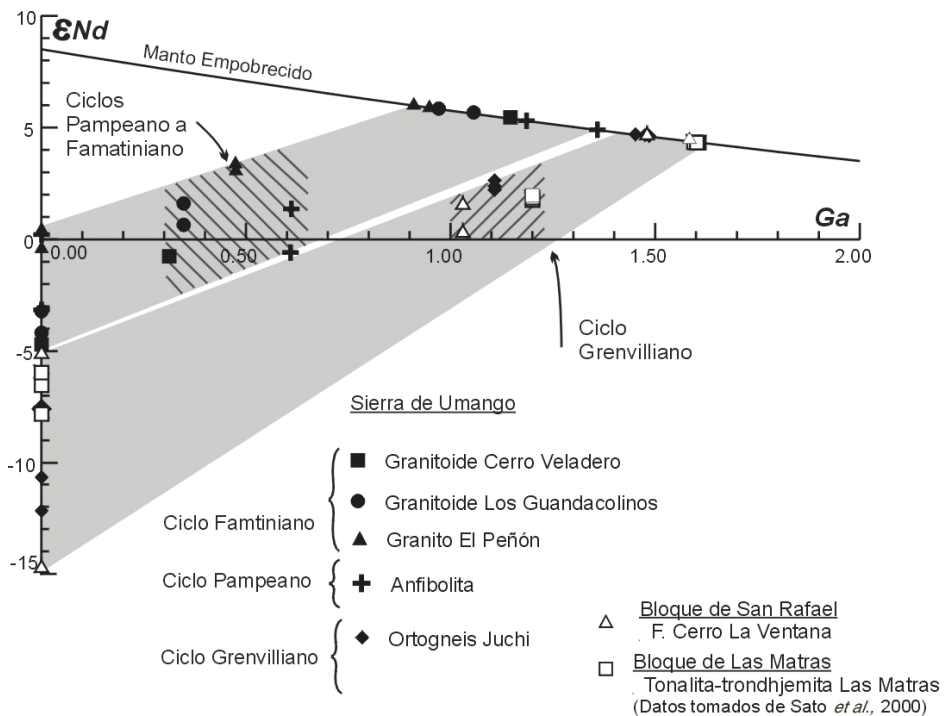


FIG. 7. Diagrama de evolución del Nd para las rocas de la Sierra de Umango. Para comparación se incluyen las rocas grenvillianas del Bloque de San Rafael y Bloque de Las Matras. Se observan evoluciones claramente distintas, entre las unidades del ciclo grenvilliano por un lado, y de los ciclos pampeano a famatiniano por el otro.

TABLA 4. DATOS ANALÍTICOS Sm-Nd Y Rb-Sr, SIERRA DE UMANGO Y BLOQUE DE SAN RAFAEL, ARGENTINA.

Unidad	Muestra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	TDM (Ma)	$\epsilon\text{Nd}$ (0)	T (Ma)	$\epsilon\text{Nd}$ (T)
<b>Sierra de Umango</b>									
Ortogneis Juchi (1)	JU-7	2,645	12,600	0,1269	0,512249	1485	-7,6	1108	2,3
(1)	JU-13	7,400	43,841	0,1021	0,512092	1447	-10,7	1108	2,7
(1)	UM-108	3,086	19,905	0,0938	0,512015	1475	-12,2	1108	2,4
Granito El Peñón (1)	UM-50	12,074	47,299	0,1544	0,512663	936	0,5	473	3,0
(1)	UM-51	0,837	3,707	0,1365	0,512622	910	-0,3	473	3,3
Granitoide Los Guandacolinos (1)	G-13	5,221	35,849	0,0881	0,512473	971	-3,2	352	1,7
(1)	G-6	3,593	24,318	0,0893	0,512424	1058	-4,2	352	0,6
Granitoide Cerro Veladero (1)	V-6	5,514	34,287	0,0972	0,512397	1146	-4,7	311	-0,8
Anfibolita (1)	UM-212	1,965	6,527	0,1821	0,512649	1186	0,2	610	1,4
(1)	UM-233	2,223	8,098	0,1660	0,512476	1362	-3,2	610	-0,8
<b>Bloque de San Rafael</b>									
Formación Cerro La Ventana (1)	RL-3	1,571	11,478	0,0828	0,511888	1584	-14,6	1063	0,3
	RL-5	2,022	8,373	0,1460	0,512379	1480	-5,1	1063	1,6

Unidad	Muestra	Roca	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon\text{Sr}$ (T)
<b>Sierra de Umango</b>							
Ortogneis Juchi (2)	JU-7	Ortogneis	41,3	441,6	0,27064	0,70646	-14,8
(2)	JU-13	Ortogneis	92,9	329,1	0,81759	0,71526	-13,0
(1)	UM-108	Ortogneis	121,0	338,0	1,03732	0,71982	2,3
Granito El Peñón (3)	UM-50	Ortogneis	138,1	35,7	11,28363	0,78741	105,3
(1)	UM-51	Pegmatoide	97,1	17,1	16,6021	0,82072	69,4
Granitoide Los Guandacolinos (2)	G-13	Monzogranito	102,3	524,9	0,56399	0,70652	-5,6
(2)	G-6	Granodiorita	126,2	397,1	0,91984	0,70841	-4,1
Granitoide Cerro Veladero (4)	V-6	Granito	108,0	647,0	0,48305	0,70651	3,3
Anfibolita (1)	UM-212	Anfibolita	3,6	126,5	0,08198	0,70677	32,2
(1)	UM-233	Anfibolita	8,3	103,4	0,23273	0,70929	49,4
<b>Bloque de San Rafael</b>							
Formación Cerro La Ventana (5)	RL-3	Granodiorita	13,3	482,6	0,07973	0,70409	-5,4
(5)	RL-5	Granodiorita	36,4	449,0	0,23460	0,70667	-2,1

Edades Sm-Nd modelo manto empobrecido (TDM) y  $\epsilon\text{Nd}$  calculados según DePaolo *et al.* (1991).

Procedencia de los datos: 1. Este trabajo; 2. Varela *et al.*, 1996; 3. Varela *et al.*, 2000; 4. Cingolani *et al.*, 1993; 5. Cingolani *et al.*, 1999.

De lo anterior se puede inferir que estos dos conjuntos de rocas magmáticas se han generado en cortezas inferiores de edad ligeramente distinta, mesoproterozoica temprana para las rocas grenvillianas y mesoproterozoica tardía a neoproterozoica para las rocas pampeanas a famatinianas. No obstante, queda abierta la posibilidad de que las rocas grenvillianas hayan actuado como fuente para generar las unidades paleozoicas mediante un proceso de mezcla con otra fuente mantélica joven.

Para las anfibolitas analizadas no se dispone de edad de cristalización. Debido a que forman parte de una sucesión de esquistos, mármoles y anfibolitas, para la que mediante el estudio de isótopos de Sr se estimó una edad de sedimentación entre 640 y 580 Ma (Varela *et al.*, 2001), tomaremos su promedio (610 Ma) como edad limitante para la cristalización de las anfibolitas. Las edades modelo Sm/Nd Tdm son de 1362 Ma y 1186 Ma, y  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  de 1,4 y -0,8, datos que se superponen con el determinado por la evolución de los granitoides del Paleozoico Inferior.

Con relación a la sistemática del Sr, para el Ortogneis Juchi y la Formación Cerro La Ventana se calculan relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para tiempos mesoproterozoicos en general bajas (<

0,7040), por lo cual sus  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  se agrupan en los alrededores de cero. Considerando que los  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  también eran cercanos a cero o ligeramente positivos, se confirma el carácter juvenil de la fuente (equivalente a la composición de la Tierra Global).

En el caso de los granitoides del Paleozoico Inferior, las muestras del Granito El Peñón presentan  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales bastante altas (0,7114 y 0,7088), que corresponden a  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  de 105,3 y 69,4. Indican un enriquecimiento previo en Sr radiogénico, que está de acuerdo con la alta relación Rb/Sr de las rocas y al considerable tiempo de permanencia cortical. Sin embargo, este enriquecimiento en Sr no se condice con los valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ . En el caso de los granitoides de Los Guandacolinis y Cerro Veladero, los valores de Sr iniciales (<0,7043) y los  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  son bajos (alrededor de cero), debido a la baja relación Rb/Sr, lo que no permitió un enriquecimiento en Sr radiogénico en tiempos equivalentes. Para estos plutones, los bajos valores de  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  están de acuerdo con los valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  cercanos a cero.

En cuanto a las anfibolitas, sus  $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$  son de 32,4 y 49,4 (equivalentes a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales de 0,7061 y 0,7093) representan valores enriquecidos al comparárselos con los  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  cercanos a cero.

## DISCUSION Y COMPARACIONES REGIONALES

El conocimiento conseguido en la sierra de Umango permite distinguir las siguientes unidades y eventos, en orden de antigüedad decreciente:

**Ortogneis Juchi.** Aflorante en el sector suroeste y posible de revisar en los cortes de las quebradas Juchi, Seca y de la Pereza. La edad de cristalización de su protolito granítico,  $1108 \pm 13$  Ma por determinación U-Pb sobre circones (este trabajo), es coherente con la edad de metamorfismo por isocrona Rb-Sr de  $1030 \pm 30$  Ma (Varela *et al.*, 1996). El bajo valor de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial ( $0,7026 \pm 0,0003$ ) y los valores de edades modelo Sm-Nd Tdm (1485 a 1447 Ma; este trabajo) son indicativos de que se trata de materiales juveniles mesoproterozoicos. Regionalmente, se ratifica su inclusión en la faja de corteza mesoproterozoica (Ciclo Grenville), definida por los resultados obtenidos en la sierra de Umango, sierra Pie de Palo,

sustrato metamórfico de Precordillera, bloque San Rafael y bloque Las Matras, desde los 29 a los 37°S (Sato *et al.*, 2000).

**Sucesión de esquistos y mármoles; intrusividad de rocas básicas.** Los más extensos afloramientos de esquistos y mármoles se localizan en la mitad septentrional de la sierra, preferentemente en la zona central y occidental. En algunos contactos de la unidad con el Ortogneis Juchi, y a nivel de observación en fotogramas e imágenes satelitales, se interpreta una relación original discordante entre ambas unidades. Las determinaciones en muestras seleccionadas de mármoles,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7072 a 0,7075) y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (-2‰ a 3,2‰ y 6,5‰ a 7,8‰), sugieren una edad neoproterozoica para la sedimentación de la sucesión siliciclástica-calcárea, en el intervalo 640-580 Ma (Varela *et al.*, 2001). Habría sido una sucesión de plataforma, cortada por filones

capa y diques basálticos. Puede compararse con los resultados obtenidos en mármoles intercalados con metaclásticas del Grupo Cauçete, en la Sierra Pie de Palo, San Juan (Sial *et al.*, 2001). Allí los valores  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (-1,4 a +1,3‰) y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,709 a 0,710) fueron relacionados con deposición en mares del Vendiano-Tommotiano.

**Granito El Peñón.** La edad U-Pb sobre circones,  $473 \pm 17$  Ma, es interpretada como edad de cristalización y relacionada con la actividad del Ciclo Famatiniano. La edad Rb-Sr por isocrona en rocas totales, prácticamente del mismo valor,  $469 \pm 9$  Ma,  $\text{Ri } 0,7110 \pm 0,0002$ , permite interpretarlo como un granitoide sintectónico con el metamorfismo ordovícico, generado por fusión de material crustal. Gran cantidad de movilizados graníticos son observables tanto en las rocas del Ortogneis Juchi como en las sucesión de esquistos, mármoles y rocas básicas, sugiriendo que ambas unidades fueron deformadas durante ese evento. Además, puede concebirse que el plutón granítico se emplazó bajo condiciones de deformación plástica, de acuerdo con el plegamiento observable en sus planos de foliación.

Cabe mencionar que deformación y metamorfismo en el Ordovícico (460-470 Ma) fueron evidenciados también por determinaciones U-Pb SHRIMP en anillos de crecimiento de circones de metamorfitas y migmatitas de las sierras Pie de Palo, de la Huerta y Valle Fértil (Casquet *et al.*, 2001; Baldo *et al.*, 2001; Rapela *et al.*, 2001). En Pie de Palo fueron estudiados circones de un esquisto calci-pelítico con núcleos (detríticos) datados en el intervalo 1000-1200 Ma y anillos de crecimiento formados aproximadamente a los 460 Ma. Los autores (Casquet *et al.*, 2001) hicieron notar la posible relación discordante entre un basamento grenvilliano, Proterozoico medio, y una cobertura sedimentaria metamorfizada en el Ordovícico por acción del Ciclo Famatiniano. En las sierras de la Huerta y Valle Fértil (Baldo *et al.*, 2001; Rapela *et al.*, 2001) se dataron circones de migmatitas, en ambos casos con edades heredadas (núcleos) en el rango Proterozoico inferior a Cámbrico y anillos de crecimiento desarrollados en el intervalo 460-473 Ma, producto del último evento térmico (probablemente anatexis).

**Deformación y metamorfismo devónico.** En la sucesión de esquistos, mármoles, anfíbolitas y

pegmatoides de la sierra de Umango se ha determinado un metamorfismo regional relíctico ( $M_1$ ) en facies de anfíbolita alta y foliación relíctica de probable edad ordovícica, que posteriormente ha sufrido un metamorfismo ( $M_2$ ) con retrogradación de ( $M_1$ ) en facies de esquistos verdes (Varela *et al.*, 2002). Se asocia a zonas de cizallamiento dúctil y se ha ubicado temporalmente mediante isocronas mineral Rb-Sr de leucopegmatoides deformados (370-380 Ma) e isocrona mineral Sm-Nd de anfíbolita (390 Ma). También se pueden relacionar con el metamorfismo devónico las edades K-Ar próximas a 400 Ma, obtenidas en muscovita del Granito El Peñón. Procesos correlacionables regionalmente son los corrimientos silúrico-devónicos de vergencia occidental estudiados en la sierra Pie de Palo junto al relleno de cuencas de antepaís en la contigua Precordillera (Ramos *et al.*, 1998; Astini, 1996), las fajas miloníticas interpuestas entre el Sistema de Famatina y las Sierras Pampeanas Orientales (Höckenreiner *et al.*, 2001; Söllner *et al.*, 2001), así como las edades de metamorfismo en rocas de Precordillera Occidental y Bloque de San Rafael (Buggisch *et al.*, 1994; Tickyj *et al.*, 2001). También cabe mencionar edades de alrededor de 370 Ma obtenidas en rocas del basamento de Cordillera Frontal (Basei *et al.*, 1998; Davis *et al.*, 2000), que fueron relacionadas a un metamorfismo regional que alcanzó grado medio. La información de subsuelo obtenida de perfiles de reflexión ha indicado a los 30-31°S, en la zona limítrofe entre Sierras Pampeanas y Precordillera, la existencia de estructuras de vergencia occidental presumiblemente formadas en el Ordovícico temprano-Devónico tardío (Zapata, 1998). La corteza se muestra altamente estructurada, con reflectores imbricados de probables mecanismos de engrosamiento cortical.

**Granitos tardío-orogénico famatinianos y granitos gondwánicos.** El Granito Los Guandacolinós (350 Ma; Varela *et al.*, 1996) es tardío-orogénico en relación al pico de deformación y metamorfismo del Devónico medio. Está afectado por discretas fajas de deformación milonítica y el plutón tiene claros contornos intrusivos, cortando las estructuras metamórficas. Por otra parte, el Granito Cerro Veladero (310 Ma; Cingolani *et al.*, 1993) está exento de deformación, es discordante en relación a las estructuras metamórficas de su



encajante, y sus rocas tienen afinidades alcalinas. Se ha sugerido un origen vinculado con subducción pacífica neopaleozoica, la tectónica intracarbonífera (fase Río Blanco) y con el alzamiento regional de

las Sierras Pampeanas. Discordantemente soporta sedimentos continentales neopaleozoicos del Grupo Paganzo.

## CONCLUSIONES

En el basamento de la sierra de Umango se conservan núcleos del Proterozoico medio (Ciclo Grenville). Los mismos han sido el apoyo de sedimentos clástico-carbonáticos y el conjunto fue intruido por magmas básicos (plataforma calcárea y ruptura continental). Subducción seguida de colisión continente-continente (o acreción de microcontinentes), habrían regido la evolución cortical durante el Paleozoico Inferior (Ciclos Pampeano a Famatiniano). La edad U-Pb de circones del Granito El Peñón ( $473 \pm 17$  Ma) puede relacionarse con una primera etapa de metamorfismo y magmatismo. En el Devónico se reiteraron esas condiciones.

El escenario descrito para la sierra de Umango contrasta con lo ocurrido hacia el este (coordenadas actuales), en los bloques de Sierras Pampeanas Orientales y Sistema de Famatina, donde afloran gran cantidad de rocas ígneas de arco magmático (Orógeno Famatiniano), posiblemente conteniendo relictos de corteza cratónica de mayor antigüedad (e.g., rocas mafico-ultramáficas mesoproterozoicas en la sierra de San Luis, Sato *et al.*, 2001).

El ambiente tectónico interpretado, relacionado

a la tectónica colisional, está de acuerdo con la vergencia estructural dirigida al oeste, con importantes corrimientos ('happes?'), desde el interior del orógeno hacia el contiguo antepaís. La edad de los carbonatos de plataforma de la contigua Precordillera (Cámbrico inferior, sin base expuesta, a Ordovícico inferior) y el relleno clástico de las cuencas de antepaís de la misma Precordillera (Ordovícico medio a Devónico) limitan el lapso de ocurrencia del proceso colisional al Paleozoico inferior-medio.

Por último, hacemos notar que de acuerdo con las características descritas para la sierra de Umango, que pueden en parte también ser comprobadas en las sierras de Fiambalá, Espinal, Maz y Pie de Palo, las Sierras Pampeanas Occidentales se caracterizan por contener núcleos ígneo-metamórficos del Proterozoico medio, una cobertura metasedimentaria clástico-calcárea estrechamente relacionada con rocas ígneas básicas (Neoproterozoico?-Cámbrico inferior), y por los importantes procesos de metamorfismo y deformación ocurridos en el Ordovícico y Devónico.

## AGRADECIMIENTOS

Los trabajos fueron financiados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, Argentina (ANPCyT, PICT 742) y mediante Proyecto Conjunto CONICET (Argentina)-CNPq (Brasil). Es además una contribución al IGCP 436 'Pacific Gondwana Margin'. Durante el desarrollo de los mismos se utilizaron imágenes satelitales provistas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales, Argentina (CONAE) para el Proyecto 'Investigaciones Geológicas en el Centro-Oeste de

Argentina'. A los colegas L. Dalla Salda, D. Roverano y P. González (Universidad Nacional de La Plata) y M. López de Luchi (Universidad de Buenos Aires), por la importante colaboración en los trabajos de campo y gabinete. Los revisores, Dres. C. Casquet (Universidad de Complutense), U. Cordani (Universidad de Sao Paulo) y H. Miller (Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, München), contribuyeron significativamente para una mejor interpretación y presentación de los resultados.

## REFERENCIAS

- Astini, R.A. 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico medio en la Precordillera del Oeste Argentino-Evidencias estratigráficas. *In Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas*, Vol. 5, p. 509-526. Buenos Aires.
- Baldo, E.; Casquet, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de las Chacras, Sierras Pampeanas. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas, CD, Abstracts. Revista Comunicaciones*, Vol. 52, p. 146. Santiago.
- Basei, M.A.; Ramos, V.A.; Vujovich, G.I.; Poma, S. 1998. El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza: nuevos datos geocronológicos e isotópicos. *In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10 y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Actas*, Vol. 2, p. 412-417. Buenos Aires.
- Buggisch, W.; Von Gosen, W.; Henjes-Kunst, F.; Krumm, S. 1994. The age of Early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera; Evidence from K-Ar data. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie*, Vol. 1, p. 275-286. Stuttgart.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *In Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*, Vol. 1, p. 225-291. Córdoba.
- Caminos, R.; Fauqué, L.; Cingolani, C.; Varela, R.; Morel, E. 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la Sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. *In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Vol. 2*, p. 31-41. Buenos Aires.
- Casquet, C.; Baldo, E.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Saavedra, J. 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*, Vol. 29, No. 8, p. 703-706.
- Cingolani, C.A.; Varela, R. 1999. The San Rafael Block, Mendoza (Argentina): Rb-Sr isotopic age of basement rocks. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 2, Anales, Servicio Geológico Minero Argentino*, No. 34, p. 23-26. Buenos Aires.
- Cingolani, C.; Varela, R.; Dalla Salda, L.; Kawashita, K. 1993. Los granitoides del cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. *In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Vol. 4*, p. 68-74. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H.; López de Luchi, M.G.; Cingolani, C.A.; Varela, R. 1998. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian orogenic Belt (a review). *In The Proto-Andean Margin of Gondwana (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W., editors). Geological Society, Special Publication, No. 142*, p. 219-234. London.
- Davis, J.S.; Roeske, S.M.; McClelland, W.C.; Snee, L.W. 2000. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileña: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the SW Precordillera. *In Laurentia Gondwana connections before Pangea (Ramos, V.A.; Keppie, J.D., editors). Geological Society of America, Special Paper, No. 336*, p. 115-138.
- DePaolo, D.J.; Linn, A.M.; 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*, Vol. 96, No. 82, p. 2071-2088.
- Fauqué, L.; Limarino, O.; Cingolani, C.; Varela, R. 1999. Los movimientos intracarboníferos en la Precordillera riojana. *In Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas*, Vol. 1, p. 421-424. Salta.
- Fernandes, L.A.D.; Porcher, C.C.; Vujovich, G.I.; Escosteguy, L.D.; Morales, L.F.G. 2001. Geología estructural de los gneises de las sierras de Maz y Umango, La Rioja, Argentina: datos preliminares. *In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 11 y Congreso Uruguayo de Geología, No. 3, Abstracts*, p. 2-13. Montevideo.
- Fernandes, L.A.D.; Porcher, C.C.; Vujovich, G.I.; Silva, A.M.O.; Escosteguy, L.D.; Fauqué, L.; Morales, L.F.G. 2002. Geología estructural e termobarometría dos gnaisses das Serras Pampeanas do NW e suas implicações na evolução tectônica da Precordilheira Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas, CD, Artículo 319*. Buenos Aires.
- Fernández-Seveso, F.; Pérez, M.A.; Brisson, I.E.; Alvarez, L. 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, western Argentina. *In International Congress on Carboniferous and Permian, No. 12, Vol. 2*, p. 223-260. Buenos Aires.
- Furque, G. 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, cerro La Bolsa. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín*, No. 125, 70 p. Buenos Aires.
- Höckenreiner, M.; Söllner, F.; Miller, H. 2001. The TIPA shear zone (NW-Argentina): evidence for Early Devonian movement verified using Sm-Nd dating of garnet and whole rock system. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Abstracts. Revista Comunicaciones*, Vol. 52, p. 154. Santiago.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical

- classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, p. 523-548.
- Jacobsen, S.B.; Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, Vol. 161, p. 37-57.
- Ludwig, K.R., 2000. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication, No. 1. Berkeley.
- Mahlburg Kay, S.M.; Orrell, S.; Abbruzzi, J.M. 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. *Journal of Petrology*, Vol. 104, p. 637-648.
- McDonough, M.R.; Ramos, V.A.; Isachsen, C.E.; Bowring, S.A.; Vujovich, G.I. 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. *In Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas*, Vol. 3, p. 340-342. Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *In The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society*, Special Publication, No. 142, p. 1-9. London.
- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Saavedra, J.; Baldo, E.; Dahlquist, J.; Pascua, I.; Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: An Early to mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. *In The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W. editors). *Geological Society*, Special Publication No. 142, p. 343-367. London.
- Patchett, P.J.; Ruiz, J. 1989. Nd isotopes and the origin of Grenville-ages rocks in Texas: Implications for Proterozoic evolution of the United States mid-continent region. *Journal of Geology*, Vol. 97, p. 685-695.
- Porcher, C.C.; Fernández, L.A.D.; Vujovich, G.I.; Silva, A.O.M. 2001. Condições de metamorfismo na serras de Maz e Umango, La Rioja, Argentina: resultados preliminares de termobarometría. *In Congreso Latinoamericano, No. 11 y Congreso Uruguayo de Geología, No. 3, Abstracts*, p. 3-33. Montevideo.
- Ramos, V.A.; Vujovich, G.; Dallmeyer, R.D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preandícas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. *In Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas*, Vol. 5, p. 377-391. Buenos Aires.
- Ramos, V.A.; Dallmeyer, R.D.; Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. *In The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society*, Special Publication, No. 142, p. 143-158. London.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Baldo, E.; Saavedra, J.; Galindo, C.; Fanning, M. 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. *In The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W., editors). *Geological Society*, Special Publication, No. 142, p. 181-217. London.
- Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.; Casquet, C.; Galindo, C.; Fanning, C.M.; Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco Batholith. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas CD, Abstracts. Revista Comunicaciones*, Vol. 52, p. 165. Santiago.
- Ruiz, J.; Patchett, P.J.; Ortega-Gutiérrez, F. 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 100, p. 274-281.
- Sato, A.M.; Tickyj, H.; Llambías, E.J.; Sato, K. 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, Central Argentina: Grenvillian age constraints, geochemical characteristics and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 13, No. 7, p. 587-610.
- Sato, A.M.; González, P.D.; Sato, K. 2001. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of sierra de San Luis, Argentina. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas CD, Abstracts. Revista Comunicaciones*, No. 52, p. 65. Santiago.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. 67, p. 313-336. São Paulo.
- Scalabrini Ortiz, J.; Arrondo, O.G. 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico en los perfiles del cerro Veladero y del río del Peñón (Precordillera de La Rioja). *Revista Museo de La Plata*, Vol. 8, Geología, No. 68, p. 257-279. La Plata.
- Sial, A.N.; Ferreira, V.P.; Toselli, A.J.; Aceñolaza, F.G.; Pimentel, M.M.; Parada, M.A.; Alonso, R.N. 2001. C and Sr isotopic composition of probable Vendian-Tommotian carbonate sequences in NW Argentina. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Pucón, Chile. Anales CD, Abstracts. Revista Comunicaciones*, Vol. 52, p. 117. Santiago.
- Söllner, F., Höckenreiner, M.; Miller, H. 2001. Constraints on the ages of Famatinian igneous intrusions and subsequent deformation in the sierra de Fiambalá (Catamarca/NW-Argentina). *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas CD, Abstracts. Revista Comunicaciones*, No. 52, p. 167. Santiago.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, No. 3, p. 359-362.

- Tickyj, H.; Cingolani, C.; Varela, R.; Chemale, F. Jr. 2001. Rb-Sr ages from La Horqueta Formation, San Rafael Block, Argentina. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas CD*, p. 628-631. Pucón, Chile. *Abstracts Revista Comunicaciones*, Vol. 52, p. 168. Santiago.
- Varela, R.; Dalla Salda, L. 1992. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 47, No. 3, p. 271-275.
- Varela, R.; López de Luchi, M.; Cingolani, C.; Dalla Salda, L. 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. *In Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3*, p. 519-527. Buenos Aires.
- Varela, R.; Roverano, D.; Sato, A.M. 2000. Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 55, No. 4, p. 407-413.
- Varela, R.; Valencio, S.; Ramos, A.; Sato, K.; González, P.; Panarello, H.; Roverano, D. 2001. Isotopic Strontium, Carbon and Oxygen study on Neoproterozoic marbles from sierra de Umango, Andean Foreland, Argentina. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Actas CD, Abstracts. Revista Comunicaciones*, Vol. 52, p. 121. Santiago.
- Varela, R.; Sato, A.M.; González, P.D. 2002. Metamorfismo y deformación devónicos en la sierra de Umango, Sierras Pampeanas Occidentales, La Rioja, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas CD*, Artículo 155. Buenos Aires.
- Weber, B.; Köhler, H. 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, Vol. 96, p. 245-262.
- Zapata, T.R. 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30°S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 2, p. 131-151.