

3) SISTEMA FAMATINIANO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS Y MAGMATISMO EOPALEOZOICO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS, DE LA CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA

Carlos W. Rapela¹, Beatriz Coira², Alejandro J. Toselli³ y Eduardo J. Llambías¹

INTRODUCCIÓN

El magmatismo del Paleozoico inferior mejor desarrollado de América del Sur aflora en Argentina, con prolongaciones en Bolivia y extensiones más reducidas en el norte de Chile y el suroeste de Perú. Sus características pueden considerarse representativas de la evolución eopaleozoica en el suroeste del supercontinente de Gondwana. Afloramientos de rocas magmáticas y metamórficas de esta edad se encuentran en extensas regiones geológicas del centro y noroeste de Argentina. A partir de aproximadamente los 33° de latitud sur, los afloramientos son mucho más saltuarios, encontrándose sin embargo en el Macizo Nordpatagónico y en mucha menor abundancia en el Macizo del Deseado. No obstante esta amplia distribución, las comarcas geológico-morfoestructurales que incluyen los sectores arealmente más importantes de rocas ígneo-metamórficas del Paleozoico inferior y medio son las del centro y noroeste argentino: Sierras Pampeanas Orientales, Cordillera Oriental, Sistema del Famatina y la Puna. El magmatismo de estas provincias pueden ser considerado el típico del ciclo Famatiniano, sintetizándose en este capítulo sus características principales.

La compleja evolución geotectónica en la cual se desarrolló el magmatismo Famatiniano y su relación con las secuencias sedimentarias de la Precordillera y el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales, focaliza actualmente la atención de numerosos especialistas nacionales y extranjeros. Aunque la relación del magmatismo Famatiniano y los posibles regímenes tectónicos son tratados en esta síntesis, los modelos geotectónicos globales no constituyen el objetivo de la misma. Se remite al lector interesado en estos aspectos a la bibliografía que se menciona a continuación, con la advertencia que es incompleta y al solo efecto de ilustrar sobre las problemáticas mayores en distintas áreas: Aceñolaza y Toselli (1988); Aceñolaza et al. (1990); Astini et al. (1995); Bahlburg (1991); Coira et al. (1982); Dalla Salda et al. (1992a, 1992b, 1993); Damm et al. (1990); Hervé et al. (1987); Lottner y Miller (1986); Omarini y Sureda (1993); Ramos et al. (1986, 1993); Rapela et al. (1990, 1992, 1998); Toselli et al. (1993); Willner (1990).

EL CICLO FAMATINIANO

La sistemática del magmatismo utilizada más ampliamente en la literatura geológica de la Argentina se basa en el reconocimiento de ciclos, que tienen fundamento cronológico y geológico-composicional. Los ciclos Pampeano, Famatiniano, Gondwánico y Andino han sido las principales subdivisiones propuestas (p.ej. Aceñolaza y Toselli 1973,

Llambías et al., 1984). Haciendo coincidir la duración de los ciclos con los respectivos de formación y destrucción de supercontinentes, se pone a éstos en una perspectiva geológica más global. Con este enfoque, los límites entre los ciclos del Fanerozoico superior, donde los arreglos de placas están mejor conocidos, puede realizarse con cierta facilidad (Rapela y Llambías, 1998). En el Paleozoico inferior, sin embargo, existen diversos modelos y controversias sobre la evolución continental, con lo cual la taxonomía descansa sobre un número mayor de variables poco conocidas.

Definiendo al Famatiniano como el conjunto de procesos magmáticos, metamórficos, tectónicos y sedimentarios que condujeron al amalgamamiento final del suroeste de Gondwana, su límite cronológico superior está bastante bien definido (Rapela y Llambías, 1998). Los plutones post-orogénicos del Carbonífero inferior (granitos «G3», 310-340 Ma), que se emplazan en el ambiente cratonizado de las Sierras Pampeanas Orientales, conforman el evento granitoide póstumo de las mismas. Independientemente que este grupo sea interpretado como un plutonismo distal relacionado al inicio de la subducción gondwánica en la Cordillera Frontal, o una manifestación post-orogénica final, su emplazamiento a nivel de epizona señala la cratonización definitiva del orógeno.

El comienzo del ciclo Famatiniano no tiene por el contrario una definición geológica tan clara como su ocaso. La discordancia angular que separa a la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior - Cámbrico inferior) del Grupo Mesón (Cámbrico medio-tardío, 505-495 Ma en la escala de Gradstein y Ogg, 1996) en la Cordillera Oriental, relacionada a la fase diastrófica Tilcárica de la orogenia Pampeana, es identificada como la finalización del ciclo Pampeano (Rossi et al., 1992). La edad de los eventos metamórficos registrados a su vez en la Formación Puncoviscana, inferidos éstos de la distribución de datos K-Ar, se ubica mayoritariamente en el intervalo 534-569 Ma (Adams et al., 1990). Similarmente, en paragneises bandeados de las Sierras Pampeanas del noroeste, considerados como equivalentes de mayor grado metamórfico de la Formación Puncoviscana, la edad relicto del evento metamórfico pre-Famatiniano fue establecida por el método Rb-Sr en 548 ± 27 Ma (Bachmann et al., 1986). Por otro lado, el metamorfismo de alto grado (M2) dominante en las sierras de Córdoba no es Precámbrico sino de edad cámbrica inferior y media (métodos U-Pb en circón y Rb-Sr, Rapela y Pankhurst, 1996, Rapela et al., 1988), con lo que queda establecida una historia metamórfica muy similar entre este sector y las Sierras Pampeanas del noroeste.

En la escala geocronológica de Gradstein y Ogg (1996), los eventos metamórficos e intrusivos correspondientes a la orogenia Pampeana quedan mayoritariamente incluidos en-

1. CONICET-UNLP. Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N°644, 1900 La Plata.

2. CONICET-UN Jujuy. Instituto de Geología y Minería.

3. CONICET-UN Tucumán. Instituto Miguel Lillo.

tonces dentro del Cámbrico inferior y medio (570-517 Ma), aunque sin duda la historia sedimentaria de los metasedimentos se extendió hasta el Precámbrico superior. Los nuevos estudios geocronológicos y petrológicos en las Sierras de Córdoba indican que la orogenia Pampeana fue de naturaleza colisional, iniciándose con una subducción sobre el margen pasivo de la Formación Puncoviscana, y culminando con una acreación continental durante el Cámbrico medio (Rapela et al., 1998). La interrupción de la subducción abarcó posiblemente todo el Cámbrico superior, lapso en el cual se produce el colapso del orógeno pampeano.

El comienzo del ciclo Famatiniano es asignado aquí en forma general al inicio del magmatismo de arco que se implantó casi inmediatamente después de la orogenia Pampeana en el margen proto-andino del supercontinente. La edad estratigráfica del volcanismo considerado de arco magmático esta relativamente bien acotada en la Puna y en el Sistema de Famatina. La manifestación más antigua de estas volcanitas es la registrada en el Tremadociano inferior (485-495 Ma, escala de Gradstein y Ogg, 1996) de la **Formación Las Vicuñas** en la Puna (Moya et al., 1993). Hacia el Arenigiano-Llanvirniano (464-485 Ma), este volcanismo había alcanzado su máximo desarrollo en la Puna y en Sistema de Famatina. En las Sierras Pampeanas, las intrusiones gabroicas de la sierra de Fiambalá, datadas con pobre precisión en 501 ± 20 Ma, e interpretadas como intrusiones sintectónicas profundas de un arco magmático (DeBari, 1994), estarían asociadas a estos eventos tempranos. Las edades más precisas han sido obtenidas recientemente en el plutonismo metaluminoso de la sierra de Chepes (496 ± 7 Ma, U-Pb, Pankhurst et al., 1998). Teniendo en cuenta estas observaciones, se toma aquí provisoriamente el límite de 500 Ma como inicio del ciclo Famatiniano. Este abarcaría, así definido, un lapso de 170 Ma, desde el Ordovícico al Carbonífero inferior (500-330 Ma). La gran mayoría de las asociaciones ígneas en las provincias geológicas que se tratan en este capítulo corresponderían, en esta subdivisión, al ciclo Famatiniano.

MARCO GEOLÓGICO DEL MAGMATISMO FAMATINIANO

Las unidades Famatinianas en las provincias geológicas que nos ocupan han sido objeto de numerosos estudios geológicos, petrográficos, geoquímicos y petrológicos, cuya revisión en detalle está fuera del alcance de este trabajo. Se remite al lector interesado en dicha información a obras anteriores de síntesis e investigación general: Caminos, (1979); Lucero Michaut, (1979); Gordillo y Lencinas, (1979); Turner y Méndez (1979), Turner y Mon (1979), de Alba (1979); Aceñolaza et al., (1988); Toselli y Rossi de Toselli (1990); Rapela et al., (1992). A los fines de que el lector pueda disponer de una rápida visión conjunta, en el cuadro 2 se presenta un esquema comparado de las características geológicas más salientes del magmatismo Famatiniano en las distintas provincias morfoestructurales. En el cuadro 3 se presenta, a su vez, un esquema de las asociaciones magmáticas famatinianas y la secuencia de regímenes tectónicos inferidos para las mismas.

Las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina consisten en una serie de bloques montañosos con orientación principal norte-sur, y separados entre sí por valles tectónicos

(Figuras 1 y 6). Esta morfología actual es el resultado del levantamiento a lo largo de fallas inversas generadas por la orogenia andina durante el Terciario superior. Los límites de este dominio estructural característico de las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina son casi coincidentes con el segmento entre los 28° y 33° de latitud sur en que la placa de Nazca tiene una inclinación subhorizontal (Barazangui e Isacks, 1976; Jordan y Allmendinger, 1986). Efectivamente, estos bloques limitados por fallas que llegan hasta alturas que superan los 6.000 m como en el Sistema de Famatina, desaparecen a los 33° de latitud Sur, siendo las sierras de San Luis su extremo meridional (Figura 1). Al sur de las mismas y hasta el río Colorado, sólo se encuentran asomos rocosos que no superan los 90-100 m que se consideran corresponden a la prolongación austral de las Sierras Pampeanas (Linares et al., 1980).

Caminos (1979) reconoció dos zonas o fajas litológicamente distintas dentro del basamento polimetamórfico de las Sierras Pampeanas (Figura 1). La faja occidental o Sierras Pampeanas occidentales está caracterizada por la ausencia de cuerpos batolíticos mayores, abundancia de rocas básicas, ultrabásicas y secuencias metacarbonáticas, con paragénesis metamórficas indicativas de condiciones de presión más altas que en el este de las Sierras Pampeanas. Resultados isotópicos Rb-Sr y U-Pb en la sierra de Pie de Palo, que es parte de las Sierras Pampeanas Occidentales, sugieren que éstas constituyen un basamento alóctono a Gondwana de edad proterozoica (c. 1.100 Ma), amalgamado a Gondwana durante el Ordovícico (Varela y Dalla Salda, 1993; Dalla Salda et al., 1993; McDonough et al., 1993).

En la faja oriental o Sierras Pampeanas orientales, se encuentran alojados numerosos cuerpos graníticos, desde plutones pequeños hasta cuerpos batolíticos mayores. Este plutonismo ácido predomina netamente sobre los cuerpos básicos y ultrabásicos, ausentes éstos en muchos sectores o restringidos a delgadas fajas paralelas a la foliación. El basamento metamórfico en el cual se emplaza el complejo plutónico se compone principalmente de filitas, esquistos bandeados y gneises. Los mármoles y anfibolitas se encuentran subordinados. El grado metamórfico varía desde facies de esquistos verdes a anfibolitas y en algunos casos hasta granulitas. La sierra Norte de Córdoba, que es el sector más oriental de las Sierras Pampeanas orientales (Figura 1), además del complejo de metamorfitas y granitoides, presenta también unidades compuestas de volcanitas ácidas (riolitas y dacitas), piroclastitas ácidas y pórfidos graníticos (Lucero Michaut, 1979; Bonalumi, 1988).

El Sistema de Famatina constituye una extensa comarca ubicada entre las Sierras Pampeanas occidentales y las orientales, que hacia el norte pasa en forma gradual al ambiente de la Puna (Figura 6). Está constituido por rocas metamórficas e intrusivas del Precámbrico superior-Paleozoico inferior, sobre las que se asientan sedimentitas marinas y continentales, junto a volcanitas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Se diferencia de las Sierras Pampeanas por la presencia de sedimentitas marinas y secuencias volcánico-sedimentarias de edad ordovícica, que lo emparentan a su vez con el ambiente geológico de la Puna. Estas dos unidades representan niveles superficiales de la corteza, en contraposición con las Sierras Pampeanas orientales que corresponden a niveles más profundos.

La Cordillera Oriental es la culminación austral de una faja andina que comprende a la Cordillera Oriental del Perú

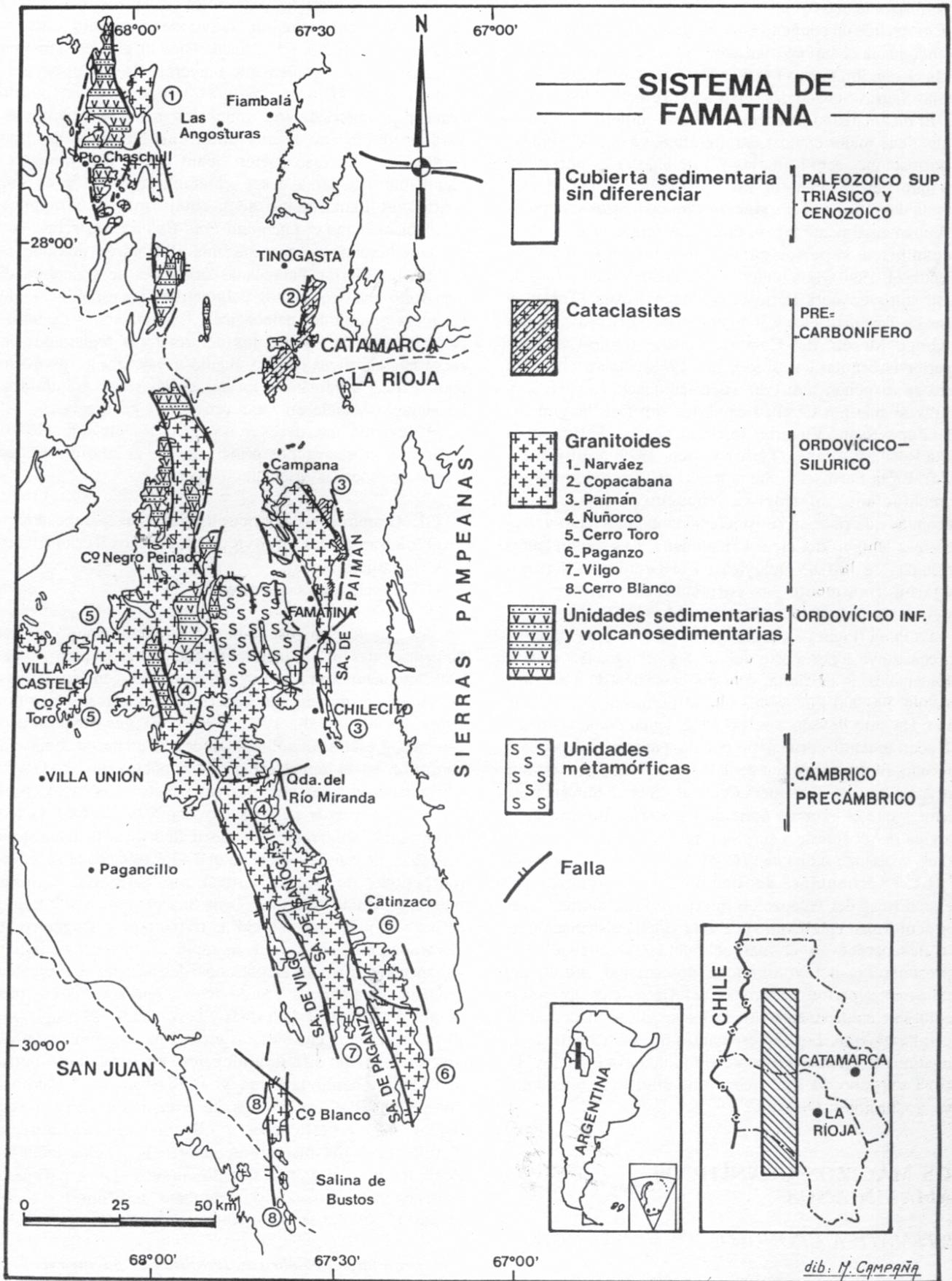


Figura 6. Mapa geológico pre-Mesozoico del Sistema de Famatina, con ubicación de las principales unidades de granitoides y volcanosedimentarias discutidas en el texto.

y las Cordilleras Oriental y Central de Bolivia (Turner y Mon, 1979). Al igual que en el Sistema de Famatina y Puna, se corresponde con los niveles más superficiales de la corteza. Comprende un conjunto de serranías marginales a la Puna pasando hacia el sur, en transición, a las Sierras Pampeanas. Hacia el este limita en su mayor parte con carácter tectónico con las Sierras Subandinas (Figura 8) (Turner y Mon, 1979).

El magmatismo paleozoico de la Cordillera Oriental es el que tiene mejor control stratigráfico, ya que se emplaza en formaciones sedimentarias y/o de bajo grado metamórfico que tienen buen registro fosilífero. La unidad más antigua del área es la **Formación Puncoviscana**, compuesta fundamentalmente por sedimentitas turbidíticas de edad precámbrica superior-cámbrica inferior (Durand y Aceñolaza, 1990). Los plutones de Cañaní y Santa Rosa de Tastil intruyen a la Formación Puncoviscana (Toselli y Rossi de Toselli, 1990) y son cubiertos en discordancia por el Grupo Mesón, del Cámbrico medio tardío-Cámbrico superior (Aceñolaza y Bordonaro, 1988). Sobre este conjunto se disponen a su vez en discordancia las pelitas y grauvacas marinas de edad cámbrica superior-Ilanvirniana del Grupo Santa Victoria, formado por las Formaciones Santa Rosita y Acoite; (Turner y Mon, 1979; Salfity et al., 1984). En la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior - Tremadociano inferior) se encuentran intercaladas volcanitas que podrían considerarse como el evento volcánico más antiguo del ciclo Famatiniano. Los movimientos tectónicos de la fase Oclóyica en el Ordovícico superior plegaron finalmente las formaciones sedimentarias cámbricas y ordovícicas (Turner y Mon, 1979).

La Puna (Figura 8), prolongación del Altiplano boliviano, constituye junto a éste uno de los más grandes plateau continentales de la Tierra, con una extensión de aproximadamente 500.000 km² y una altitud promedio de 3.700 m s.n.m. Ha sido llevado a su posición actual como resultado del acortamiento cortical producido durante el Mioceno-Plioceno. El límite oriental de la Puna está dado por una faja plegada y corrida (Cordillera Oriental - Sierras Subandinas), mientras que el extremo norte de las Sierras Pampeanas lo margina por el sureste y sur. Su límite oeste lo constituye la cadena volcánica actual de la Cordillera Principal (Figura 8).

Las secuencias sedimentarias magmáticas y metamórficas del Paleozoico inferior y Precámbrico superior conforman en ella un zócalo de amplia distribución, el que desaparece en el margen occidental ahogado por representantes del voluminoso volcanismo andino del Cenozoico superior. Las rocas del Ordovícico inferior a medio son notoriamente las de mayor difusión dentro de dicho basamento. Los representantes magmáticos del ciclo Famatiniano están bastante difundidos, no así los del ciclo Pampeano, lo cual marca una diferencia importante con la Cordillera Oriental.

LOS MACIZOS GRANÍTICOS FAMATINIANOS

SISTEMÁTICA CRONOLÓGICA Y GEOLOGÍA

La distribución espacial de los granitoides famatinianos en el centro y noroeste de la Argentina muestra macizos dispersos que se extienden desde el sur de Perú hasta la Patagonia, con un ancho de afloramientos expuestos a la

latitud de 29° sur que supera los 500 kilómetros. Si se tiene en cuenta que el orógeno Famatiniano es el resultado de tectónicas compresivas paleozoicas y que sus rocas ya cratonizadas sufrieron un nuevo acortamiento cortical durante el Terciario, sus dimensiones originales debieron haber sido considerablemente mayores. Es obvio, no obstante, que ninguna reconstrucción palinspástica podría ordenar geoméricamente todos los macizos granitoides para producir uno o dos cinturones lineales de tipo cordillerano. La distribución debió haber sido probablemente muy dispersa desde el emplazamiento y en ese sentido el Famatiniano se asemeja más a complejos paleozoicos como el *Lachland Fold Belt* en Australia o los macizos hercínicos europeos, que al cinturón andino.

En las Sierras Pampeanas orientales se encuentra el desarrollo más completo, volumétrico y cronológico, de las rocas granitoides paleozoicas. Las relaciones de intrusión respecto de los eventos deformativos registrados en rocas metamórficas de alto, medio y bajo grado, permiten aquí realizar sistemáticas locales de las rocas granitoides, no siempre posible en otras provincias geológicas.

Utilizando un criterio cronológico, Rapela et al. (1990) reconocieron tres grupos principales de granitoides en las Sierras Pampeanas orientales (Figura 7):

- G1: Granitoides cámbricos (granitoides pampeanos).
- G2: Granitoides ordovícico-devónicos (granitoides famatinianos).
- G3: Granitoides carboníferos.

La relación de los granitoides famatinianos con las deformaciones más penetrativas fue utilizada para subdividir los mismos en pre-orogénicos, sin-orogénicos, tardío-orogénicos y post-orogénicos (p.ej. González Bonorino, 1950; Rapela et al., 1982, 1990). El uso taxonómico general de esta terminología puede sin embargo inducir a confusión en el actual estado de conocimiento, toda vez que existieron fases compresivas penetrativas tanto en el Cámbrico (eventos pampeanos) como en el Ordovícico (eventos famatinianos). No caben dudas de la naturaleza orogénica de estos eventos, ya que a los mismos le sucedieron períodos de ascenso cortical, resultantes del engrosamiento previo de la corteza (Ortiz Suárez et al., 1992; Baldo et al., 1995). En este sentido, el término post-orogénico es el menos ambiguo, ya que se aplica a todos los cuerpos netamente intrusivos emplazados después de los eventos orogénicos cámbricos y ordovícicos, que son los cuerpos tardíos del grupo G2 (silúricos y devónicos) y el grupo G3.

Las sistemáticas basadas en la relación con la deformación son de difícil aplicación en otras provincias geológicas, como la Puna y el Sistema de Famatina, porque en ellas los niveles de exposición cortical son mucho más superficiales, y las correlaciones con los distintos eventos tectono-metamórficos resulta incierta. Por este motivo y hasta tanto nuevos datos permitan correlaciones ciertas, es conveniente describir las rocas ígneas famatinianas por provincia geológica.

G1: Granitoides cámbricos (granitoides pampeanos)

El reconocimiento de las características de este grupo es el más dificultoso, debido a que en muchos sectores tiene sobrepuesta más de una deformación penetrativa ade-

CUADRO 2. ESQUEMA COMPARATIVO DEL MAGMATISMO DEL PALEOZOICO INFERIOR EN DISTINTAS PROVINCIAS MORFOESTRUCTURALES DE LA ARGENTINA.

	Niveles de corteza expuestos	Basamento metamórfico		Granitoides		Rocas básicas y ultrabásicas	Volcanismo: Pampeano (VP) y Famatiniano (VF)	Mineralización
		Deformación	grado	Pampeanos	Famatinianos			
Sierras Pampeanas Orientales (SPOR)		Deformación frágil Fajas miloníticas dúctiles pre-Carboníferas		G3: Carboníferos Post-orogénicos tardíos: Silúricos y Devónicos			REE, U y Th asociados a G3. U y Pegmatitas con berilio y espodumeno asociadas a G2 post-orogénicos. Depósitos de W, Sn y Mn.	
	Profundos, medios y superficiales. Relaciones entre ellos no conocidas	Fases penetrativas ordovicicas (orogenia Famatiniana)	Esquistos verdes a anfibolitas. Granulitas locales	Sin y tardío tectónicos : Ordovico inf. y medio		Fajas básicas y ultrabásicas en las Sas. de Valle Fértil, Córdoba, SanLuis, Ancasti y Fiambalá.	VF: Muy escaso debido a la predominancia de niveles corticales medios. Riollitas y piroclastitas ácidas en la Sierra Norte de Córdoba. VP: Como protolitos básicos, intermedios y ácidos en las secuencias metamórficas de las Sas. de Córdoba y San Luis	
	Medios y profundos	Fases penetrativas Precámbrico sup-Cámbrico medio (orogenia Pampeana)	Esquistos verdes a anfibolitas	G1: Cámbricos				
Sistema de Famatina (SF)	Superficiales	Deformación frágil Fajas miloníticas dúctiles pre-Carboníferas	Zeolitas. Anqui-metamorfismo. Aureolas de contacto	No se observan post-Arenig.-Llanv.		Plutones de gabros y diques sinplutónicos calcoalcalinos a toleíticos.	VP: Sucesiones volcano-sedimentarias Arenigianas-Llanvirnianas, intermedias a ácidas, calcoalcalinas.	
Cordillera Oriental (CO)	Superficiales a poco profundos	Polidformación regional de la F. Puncoviscana (Precámbr. sup. Cáb. medio: orogenia Pampeana)	Esquistos verdes a zeolitas Aureolas de contacto asociadas a plutones Pampeanos y Famatinianos	Plutones epizonales en el norte de la CO			VP: Volcanismo ultrabásico y básico alcalino intercalado en las F. Lizoite y Santa Rosita. VP: volcanismo básico a ultrabásico alcalino intercalado en la F. Puncoviscana.	
Puna	Superficiales a poco profundos	En el NE transición a la CO (F. Puncoviscana). En el sur al basamento poli-metamórfico de las SP.	Variable de esquistos verdes a anfibolita	No se observan		Continuación norte de las fajas ultrabásicas de SP Occidentales Salar de Pósitos, Cordones de Calalaste y Buenaventura	VP: Potente volcanismo Arenigiano-Llanvirniano: basaltos toleíticos y riollitas-dacitas calcoalcalinas VP: Volcanismo tremadociano ácido a intermedio en la F. Las Vicuñas.	

más de los efectos del magmatismo famatiniano. Estudios recientes en las sierras de Córdoba indican que el magmatismo pampeano es muy complejo y heterogéneo, e incluye secuencias metaluminosas con granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita, foliadas, así como un muy desarrollado magmatismo peraluminoso con migmatitas y granitos cordieríticos, asociado a un evento metamórfico regional de alto grado (Baldo et al., 1995; Rapela y Pankhurst, 1996; Pérez et al., 1996). Relictos de este evento G1 se encuentran dispersos en muchos sectores de las Sierras Pampeanas septentrionales como en la sierra de Fiambalá (*Tonalita La Puntilla*, Grissom et al., 1991), en las sierras de Humaya y Narvaez en el Aconquija (González Bonorino, 1950) y en la sierra de Ancasti (tonalitas, dioritas, gabros y hornblenditas, Schalamuk et al., 1983; Lottner y Miller, 1986). Similarmente los pequeños plutones de tonalitas, de granodioritas y de granitos metamorfizados de las sierras de San Luis (Sato y Llambías, 1994), podrían correlacionarse con este evento.

G2: Granitoides ordovícico-devónicos (granitoides famatinianos)

Este grupo es el más abundante y complejo de todos, ya que comprende a cuerpos ígneos emplazados sincrónica o tardíamente respecto de las fases deformacionales ordovícicas, y a los post-orogénicos. Así, entre los cuerpos plutónicos emplazados tempranamente en la orogenia famatiniana, se encuentran aquellos asociados a los picos metamórficos y también otros emplazados durante la transición deformación dúctil-fracturación, por lo que su emplazamiento estuvo controlado en parte por fracturas. Los post-orogénicos tempranos se emplazaron en cambio en fracturas perfectamente definidas, pero la roca de caja, que conservaba todavía cierta temperatura, al recibir el impacto térmico de los plutones favoreció la formación de una aureola con deformación dúctil.

En las sierras de Chepes y Los Llanos la secuencia dominante de granodioritas metaluminosas con hornblenda y biotita que conforman estas sierras junto a granitos cordieríticos subordinados, ambos de edad ordovícica (Pankhurst et al., 1996), se emplazó contemporáneamente a la deformación dúctil que afectó a las rocas de caja (Dahlquist y Baldo, 1996). En otros casos, los granitoides sin-tectónicos forman cuerpos pequeños de unos pocos kilómetros cuadrados, lenticulares o con formas facolíticas, con contactos netos, con fuerte foliación en sus bordes, concordantes con la foliación regional. Los cuerpos mayores están asociados a cuerpos menores, de unos pocos metros cuadrados, de igual composición y textura, lo que revela un muy bajo contraste térmico con la caja. Están asociados a pegmatitas cuyas relaciones con la caja son similares. Las composiciones predominantes son tonalitas biotíticas a granodioritas biotítico-moscovíticas con granate. Estas composiciones reflejan una baja relación K_2O/Na_2O , propia de magmas saturados en agua a alta presión confinante. Los ejemplos más conocidos son la *Tonalita Tolombón*, sierra de Quilmes, (Rapela, 1976b); *Granitoides de La Pampa-Unquillo*, sierra de Ancasti, (Knüver y Miller, 1982); leucogranodioritas de la sierra de San Luis (Llambías et al., 1991).

Los granitoides tardío-tectónicos forman cuerpos algo mayores que los anteriores (*Granodiorita Cuchiyaco*, Rapela, 1976b; *Granito El Alto*, Reissinger, 1983; *Granito*

Loma Pelada, Saavedra et al., 1985) hasta batolitos pequeños y polifásicos con zonación asimétrica (*Granito Cafayate*, Rapela y Shaw, 1979; *Granito La Tapera*, López de Luchi, 1987), con edades entre 410 y 480 Ma. Algunos muestran en parte una estructura concordante con la estructura regional, pero en la mayoría de los casos los contactos son netos, truncando la estructura regional y desarrollando aureolas de contacto. La peraluminosidad es distintiva de este grupo, aun en los extremos tonalíticos y trondhjemíticos (Rapela et al., 1990). Granitos de dos micas con epidoto magmático y granate desarrollado en las facies graníticas diferenciados son muy comunes en el norte de las Sierras Pampeanas (Saavedra et al., 1987). Se observa una gran variación composicional desde tonalitas y trondhjemitas hasta granitos, aunque estos últimos y las granodioritas parecieran predominar. Asociado a este grupo de granitoides o a sus ocasionales diferenciados filonianos (pegmatitas turmaliníferas en algunos sectores), no se ha observado ninguna mineralización económica importante.

Los granitoides post-orogénicos son los que constituyen los grandes batolitos de las Sierras Pampeanas orientales, como p. ej. los batolitos de Achala con algo más de 2.600 km² de extensión (400-358 Ma, Rapela et al., 1982; 1991c; Lira y Kireschbaum, 1990), Velasco en La Rioja (5.600 km²), Capillitas en Catamarca y Las Chacras-Piedras Coloradas en San Luis (700 km², 408-317 Ma; Brogioni 1993). En todos los casos se trata de cuerpos discordantes, aunque localmente pueden ser concordantes por ablandamiento térmico de la caja, y desarrollan aureolas de contacto. Son claramente posteriores a los eventos orogénicos cámbricos y ordovícicos y en algunos casos, como en el plutón de El Morro (~ 380 Ma, Lema, 1980; Varela et al., 1994) contienen *roof pendants* girados de las metamorfitas de la caja con sus fases de deformación completas (Llambías y Malvicini, 1982).

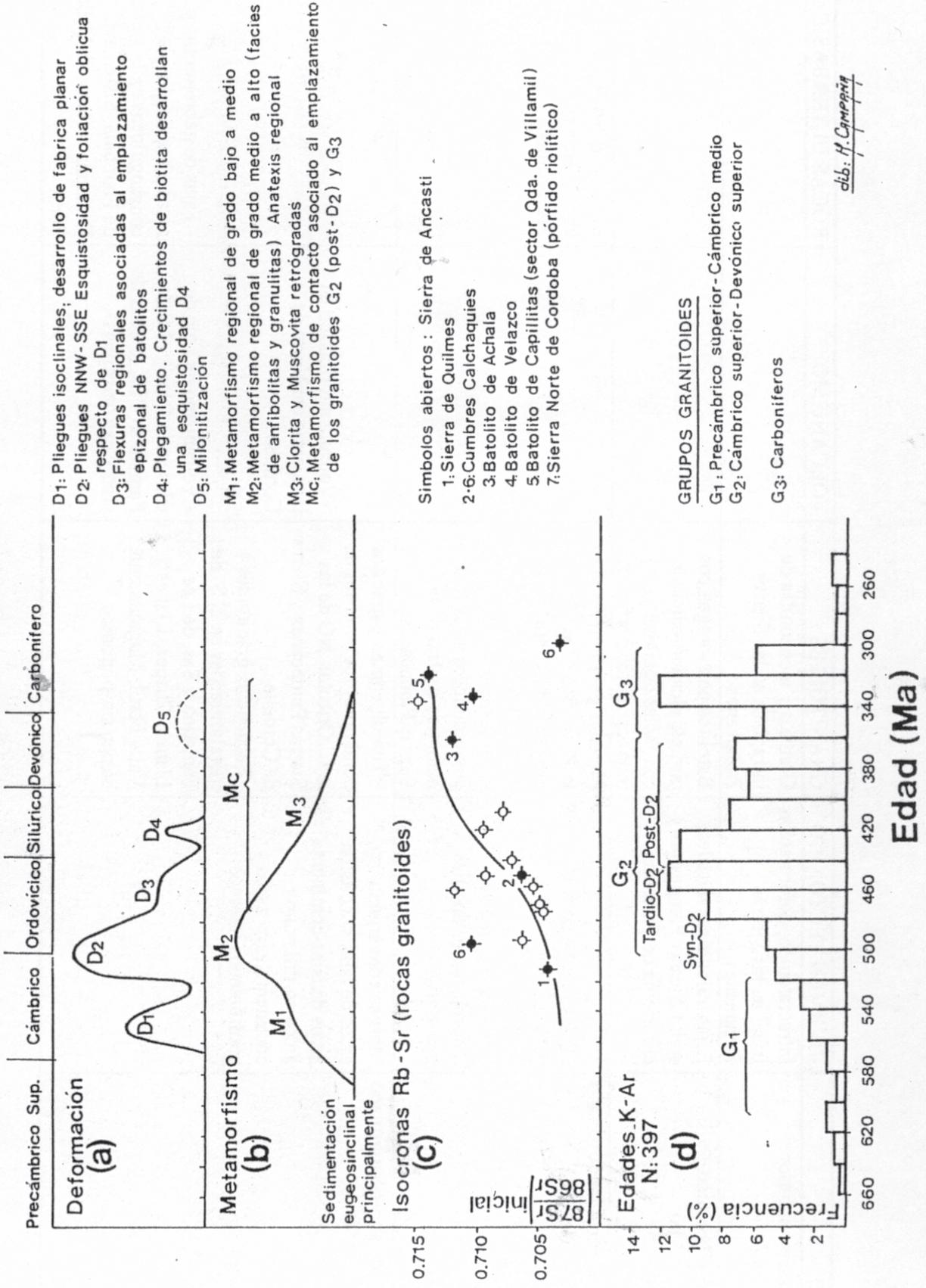
Los grandes batolitos post-orogénicos son cuerpos compuestos que han sido emplazados en diferentes episodios (Rapela et al., 1982; Demange et al., 1993). Una característica común a ellos es la abundancia de facies porfiroides con megacristales de microclino. La facies más abundante suelen ser monzogranitos porfiroides con megacristales de microclino y biotita ± moscovita. Esta facies puede pasar gradualmente a otra con menor abundancia de megacristales, y a su vez ambas ser intruidas por monzo-leucogranitos moscovíticos y monzogranitos de grano fino (Lira y Kireschbaum, 1990). Facies de monzogranitos fuertemente peraluminosos con abundante cordierita, andalusita y sillimanita son particularmente abundantes en la faja batolítica central de las Sierras Pampeanas (Rapela et al., 1996), donde han sido descritos en el norte de la sierra de Quilmes (Oyarábal, 1988), en la sierra de Capillitas (Toselli e Indri, 1984), en las sierras de Zapata y Vinques (Toselli et al., 1992) y en la sierra Mazán (Schalamuk et al., 1989; Toselli et al., 1991). En las sierras de Córdoba y San Luis, las pegmatitas mineralizadas (Li, Be, Nb, Ta) y mineralizaciones de U y W (Cuney et al., 1989) se considera están relacionadas a los cuerpos post-orogénicos.

G3: Granitoides carboníferos de intraplaca

La actividad plutónica en las Sierras Pampeanas culmina durante el Carbonífero con la intrusión epizonal de

CUADRO 3. ESQUEMA DE LA SECUENCIA DE REGÍMENES TECTÓNICOS QUE SE INFIEREN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS DEL MAGMATISMO FAMATINIANO EN LA PUNA, CORDILLERA ORIENTAL, SISTEMA DE FAMATINA Y SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

EDAD	RÉGIMEN TECTÓNICO	GRANITOIDES	VOLCANISMO	ROCAS ULTRABÁSICAS
Carbonífero inferior (~330 Ma)	Intracratónico, deformación frágil en las Sierras Pampeanas	Granitos y monzonitas de intraplaca en las Sierras Pampeanas		
Silúrico-Devónico (439-362 Ma)	Fajas miloníticas dúctiles en las Sierras Pampeanas y el Sistema de Famatina	Batolitos post-orogénicos tardíos, alcalino-cálcicos, con facies dominantes de monzogranitos porfiricos	?	?
Llandeillano-Llandoveriano (469-439 Ma)	Obducción de corteza oceánica Colisión continental, deformaciones dúctiles penetrativas	Plutones peraluminosos en la Puna. Batolitos post-orogénicos tempranos, con abundantes facies de monzogranitos fuertemente peraluminosos en la faja batolítica central de las Sierras Pampeanas	?	Basaltos E-MORB y rocas ultrabásicas en la Precordillera
Tremadociano-Llanvirniano (510-476 Ma)	Margen convergente: ⇒ arcos de islas ⇒ colisión arcos de islas-continente? ⇒ arcos cordilleranos continentales ⇒ arcos cordilleranos internos	- Trondhjemitas y granitos peraluminosos en el sur de la C. Oriental, NO de las Sierras Pampeanas y Sierras de Córdoba - Secuencias granitoides metaluminosas en el S. de Famatina y Sas. de Los Llanos, Chepes, Ulapes y Valle Fértil. Magmatismo básico sin-plutonico	- Volcanismo riolítico en las sierras del Norte de Córdoba - Volcanismo de arco de islas en la Puna y el S de Famatina (OIB, toleitas de arco y calcoalcalinas)	- Fajas de gabronoritas y rocas ultrabásicas consanguíneas en la sierra de Fiambalá, Sistema del Famatina y sierra de Valle Fértil



D1: Pliegues isoclinales, desarrollo de fabrica planar
 D2: Pliegues NNW-SSE Esquistosidad y foliación oblicua respecto de D1
 D3: Flexuras regionales asociadas al emplazamiento epizonal de batolitos
 D4: Plegamiento. Crecimientos de biotita desarrollan una esquistosidad D4
 D5: Milonitización

M1: Metamorfismo regional de grado bajo a medio
 M2: Metamorfismo regional de grado medio a alto (facies de anfíbolitas y granulitas) Anatexis regional
 M3: Clorita y Muscovita retrógradas
 Mc: Metamorfismo de contacto asociado al emplazamiento de los granitoides G2 (post-D2) y G3

Simbolos abiertos : Sierra de Ancasti

- 1: Sierra de Quiumes
- 2-6: Cumbres Calchaquies
- 3: Batolito de Achala
- 4: Batolito de Velazco
- 5: Batolito de Capillitas (sector Oda. de Villamil)
- 7: Sierra Norte de Cordoba (porfido riolítico)

GRUPOS GRANITOIDES

- G1: Precámbrico superior-Cámbrico medio
- G2: Cámbrico superior-Devónico superior
- G3: Carboníferos

dlb. H. Campaña

Figura 7. Síntesis cronológica de los episodios de deformación, metamorfismo y emplazamiento de granitoides en las Sierras Pampeanas Orientales.

plutones pequeños, a veces subcirculares, de granitos de tipo hipersolvus, con megacristales de feldespato alcalino y biotita \pm hornblenda como por ejemplo el **Granito Cerro Amarillo** (Cumbres Calchaquíes, Rapela, 1976b); **Granito Sauce Guacho** (sierra de Ancasti, Reissinger, 1983; **Granito Las Juntas** (sierra de Ambato, Toselli, 1983); **Granito Cumbre de Las Lajas** (sierra de Aconquija, Toselli e Indri, 1984); **Granito Los Ratones** (sierra de Fiambalá, Grissom, 1991); granitos de la sierra de Zapata (Rapela et al., 1996); **Granito del cerro Veladero** (sierra de Umango, Cingolani et al., 1993). El emplazamiento de este grupo se produce en un ambiente cratonizado, con temperaturas regionales inferiores a los 300° C (Grissom, 1991), y están asociados a la culminación del ascenso de las Sierras Pampeanas. La composición litológica es en algunos casos muy distintiva, ya que se encuentran secuencias pobres en cuarzo que varían desde cuarzo-monzodioritas hasta sienogranitos (Rapela, 1976b, Cingolani et al., 1993) y en otros es exclusivamente monzo o sienogranítica. Aplitas se asocian comúnmente a los plutones, y en algunos casos también pórfidos cuaríferos y riolitas (Grissom, 1991). Mineralización de elementos del grupo de las Tierras Raras y muy altas abundancias de U y Th (Lira y Ripley, 1989; Rapela et al., 1996) y Ta, W y Sn (Toselli et al., 1985; Grissom, 1991) han sido descriptas o reportadas en relación a estos granitos.

En el Sistema de Famatina el grupo granitoide predominante presenta edades entre 460 y 410 Ma (cf. histograma de edades, Rapela et al., 1992), lo cual los hace coetáneos con los plutones ordovícicos del grupo G2. En el Sistema de Famatina se encuentra una mayor proporción de cuerpos que tienen composición metaluminosa con biotita y hornblenda, e interacciones entre magmas básicos y ácidos, semejante a lo que se observa en las sierras de Los Llanos y Chepes (Pankhurst et al., 1996), por lo que estas últimas podrían considerarse su prolongación meridional. El **Granito Nuñorco-Sañogasta** constituye el núcleo central del Sistema de Famatina (Figura 6), el que aflora intruyendo con fenómenos de contacto las metamorfitas de bajo grado de la **Formación Negro Peinado**. La facies dominante es un monzogranito biotítico, sin moscovita primaria, que se hace transicional a granodioritas equigranulares. Un rasgo característico es la ausencia de pegmatitas y la presencia de pórfiros graníticos y de diques de lamprófiros (Villar Fabre et al., 1973). El Granito Nuñorco-Sañogasta es posterior a la deformación de las secuencias volcano-sedimentarias del Arenigiano-Llanvirniano, por lo cual pueden considerarse como post-tectónico respecto a esta deformación. A su vez los granitoides se encuentran deformados más o menos intensamente con rumbo nornoroeste.

Los granitoides de las sierras de Copacabana y Paimán (Figura 6) muestran una alineación nornoroeste a lo largo del contrafuerte oriental del Sistema de Famatina. Están limitados tanto en su parte superior como inferior por posibles corrimientos con vergencia hacia el oeste, de modo que hasta podrían ser alóctonos, no conociéndose aún la magnitud del desplazamiento. En la sierra de Paimán la roca de caja está constituida por metamorfitas de bajo grado (**Formación La Aguadita**), con trazas fósiles que indican una edad precámbrica. El contacto con los granitoides es tectónico, pero *roof-pendants* dentro de los mismos, con fenómenos de contacto y mineralización de

wolframio, indican que ésta ha sido la roca de caja así como su nivel de emplazamiento epizonal. La roca de caja de los granitos en la sierra de Copacabana sólo se muestra en su extremo meridional y está constituida por esquistos bandeados de mediano grado. Litológicamente se caracterizan por una bimodalidad notable; un grupo ácido dominante, constituido por monzogranitos y granodioritas biotíticas y de dos micas, y otro grupo subordinado de composición intermedia-básica (Toselli y Aceñolaza, 1977; Lorenc y Pérez, 1987, Pérez, 1988; Durand et al., 1991). Ambos grupos muestran escasos fenómenos de mezcla entre sí, desarrollando en cambio una deformación cataclástica muy intensa. En la sierra de Paimán se ha reconocido un evento granítico más joven e intrusivo sobre los anteriores, correspondiente al Devónico superior, compuesto por plutones y diques leuco-monzograníticos y leuco-sienograníticos de características epizonales hasta subvolcánicas (Pérez y Kawashita, 1992).

Los **Granitoides Cerro Toro** constituyen los afloramientos del faldeo occidental del Famatina, intruyendo sin discontinuidad a las estribaciones orientales de la sierra de Umango, que forma parte de las Sierras Pampeanas occidentales (Saavedra et al., 1992). Se trata de granitoides sin-tectónicos, mesozonales, con una litología dominada por tonalitas equigranulares, de grano fino a grueso, y en forma muy restringida monzogranitos. Las variedades gabrodioríticas se presentan como diques y stocks. Una foliación marcada, sin cataclasis, con orientación nornoroeste, es característica. Hacia el sur, en afloramientos discontinuos y sin roca de caja visible, las mismas facies granitoides de cerro Toro reaparecen en la sierra de Vilgo y en cerro Blanco, constituyendo el extremo austral del Sistema de Famatina.

En la sierra de Paganzo (Figura 6) los granitoides constituyen el 80% de la misma e intruyen un basamento de esquistos y gneises de alto grado para el que fueron inferidas condiciones de P y T en el rango de 650 ± 50 °C y $3,5 \pm 0,5$ Kb (Saal, 1993). Los granitoides están compuestos por una suite de tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita transicionales entre ellas, intruidas por monzogranitos biotíticos antes de su completa cristalización, caracterizándose además por la abundancia de microenclaves y diques sin-plutónicos dioríticos e intrusiones gabro-dioríticas, comúnmente de composición toleítica (Saal, 1993). La edad Rb-Sr del complejo granitoide es de 450 ± 10 Ma (Saal, 1993).

En la Cordillera Oriental los cuerpos septentrionales como los de Tipayoc, Fundición, Cañaní y Santa Rosa de Tastil son indudablemente cámbricos (Bachmann et al., 1987), por lo que se los asigna al ciclo Pampeano y no son tratados aquí en detalle. Por el contrario, los situados en el sector central y meridional hasta la transición a las Sierras Pampeanas orientales son en su mayoría ordovícicos (edades U-Pb sobre monacita y circón entre 466 y 481 Ma, Lork et al., 1991, Lork y Bahlburg, 1993). Estos plutones ordovícicos intruyen epizonalmente a la **Formación La Paya** produciendo aureolas alargadas submeridionalmente que alcanzan hasta facies de hornfels piroxénicos. Han sido descriptos en la región central de la sierra de Cachi (Gallisky, 1983; Gallisky et al., 1990; Gallisky y Miller, 1990), en La Paya-Molinos (Schon y Miller, 1990a y b) y La Angostura (Cisterna, 1991). Las rocas predominantes son trondhjemitas de grano medio, con oligoclasa como feldespato dominante. Variedades porfíricas y pegmatoides aparecen en las

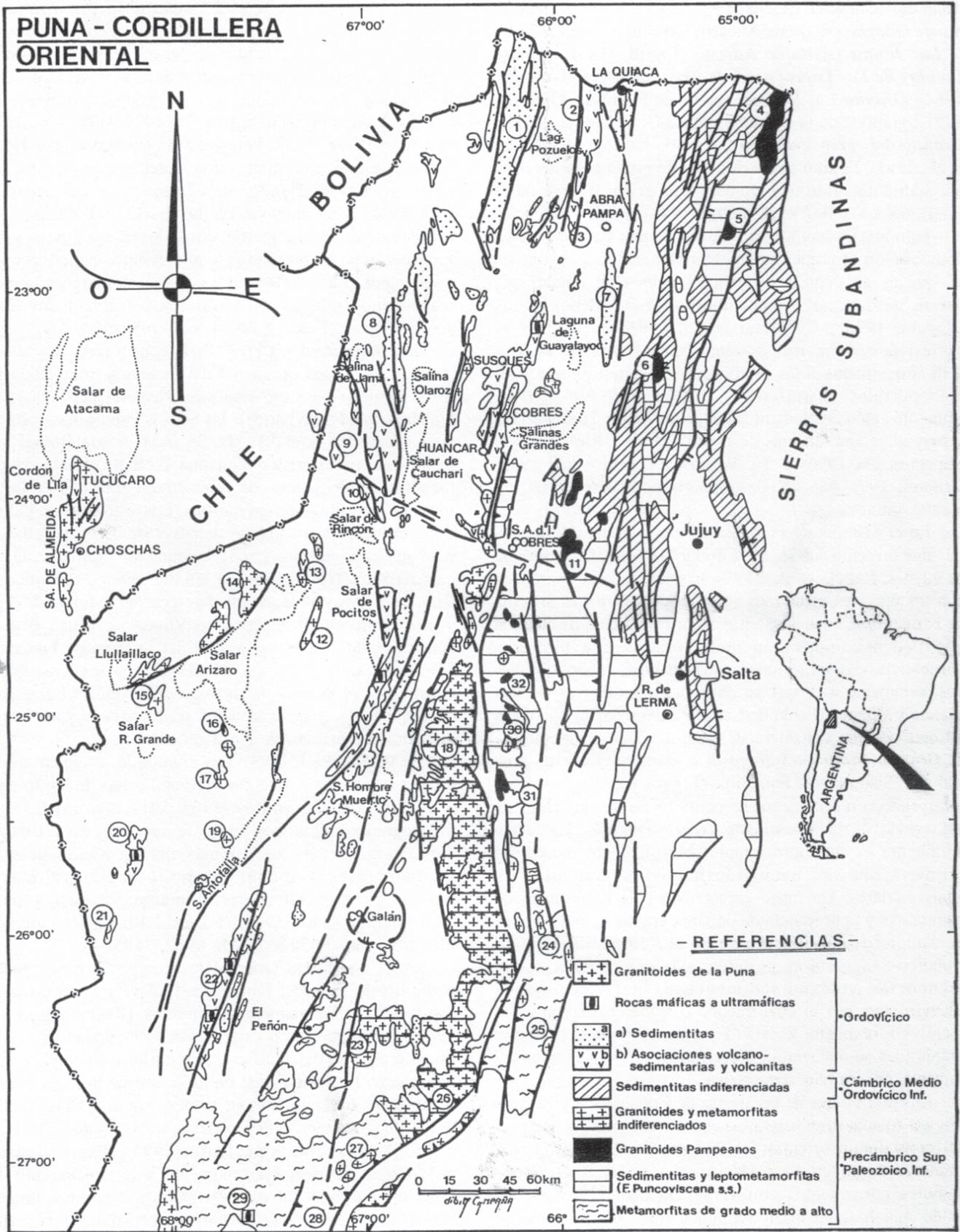


Figura 8. Mapa geológico pre-Mesozoico de la Puna y la Cordillera Oriental con ubicación de las principales localidades discutidas en el texto: 1) Sierra de la Rinconada; 2) Cordon de Escaya; 3) Sierra de Cochinoa; 7) Sierra de Aguilar; 8) Sierra de Olaroz; 9) Huaitiquina; 10) Sierra de Guayaos; 12) Sierra de Macón; 13) Cerro Chivinar; 14) Sierra de Taca-Taca; 15) Chuquilaqui; 16) Arita; 17) Archibarca; 18) Cumbres del Luracatao; 19) Antofalla; 20) Quebrada Honda; 21) Cerro Plegado - Campo Negro; 22) Sierra de Calalaste; 23) Sierra de Laguna Blanca; 24) Sierra del Cajón; 25) Sierra de Quilmes; 26) Sierra de Chango Real; 27) Sierra de Altohuasi; 28) Sierra de Fiambalá; 29) Mesada de los Zárate. Granitoides pampeanos del norte de la Cordillera Oriental: 4) (Cañani); 5) (Tipayoc); 6) (Cerro Fundición); 11) (Santa Rosa de Tastil). Granitoides pampeanos y famatinianos del sur de la Cordillera Oriental: 30) (Cachi); 31) (La Angostura); 32) (Aguas Calientes).

facies de borde o en escasos diques que tienen plagioclasas idiomorfas, granate y turmalina. Escasa biotita, moscovita (en parte primaria), circón, apatita, rutilo y allanita constituyen las principales fases accesorias que acompañan al cuarzo y la oligoclasa. Monzogranitos y granodioritas intruidas por fases graníticas tardías son también comunes, con moscovita, turmalina y, en grado variable, cordierita, sillimanita, granate y biotita.

Las rocas graníticas de la Puna no han sido estudiadas en detalle, aunque existen extensos afloramientos de las mismas (Figura 8). Cuerpos intrusivos de edad ordovícica se emplazan con rumbo submeridiano en la Faja Oriental de la Puna, prolongándose en las Cumbres de Luracatao y más al sur en transición a las Sierras Pampeanas (Figura 8). Edades precisas U-Pb en monacitas de estos granitoides se encuentran en el rango 467 y 476 ± 1 Ma, muy semejantes a los adyacentes del sur de la Cordillera Oriental (Lork y Bahlburg, 1993). Sus composiciones varían desde granitos porfiróides de dos micas sin deformación (Ochaquí y Salar de Diablillos) hasta monzogranitos/granodioritas de biotita \pm hornblenda, caracterizados por su aspecto general de pórfiros y frecuentes signos de cataclasis, los que van desde una ligera orientación de sus componentes al desarrollo de una foliación gnéisica y micropliegues isoclinales. Estas últimas estructuras han sido interpretadas como evidencia de una deformación dúctil (Damm et al., 1990).

En la faja occidental, emplazados en sedimentitas ordovícicas o basamento metamórfico, se encuentran también cuerpos graníticos como los de sierra de Almeida-cordón de Lila (Chile, ver Figura 8), Taca-Taca, Archibarca, Arita, Antofalla, Chivinar, Chuquilaqui, con edades K-Ar comprendidas entre 502 y 425 Ma (Mpodozis et al., 1983; Damm et al., 1986, 1990; Palma et al., 1986). Están representados por cuerpos monzograníticos a sienograníticos de dos micas, de grano medio a grueso (Taca-Taca y Arita), monzogranitos biotíticos (Archibarca) o de granodioritas/granitos de biotita y hornblenda (sierra de Macón).

CARACTERÍSTICAS COMPOSICIONALES DEL PLUTONISMO FAMATINIANO

La geoquímica de los granitoides famatinianos ha sido revisada recientemente en detalle por Rapela et al. (1992), del cual se extrae aquí una síntesis actualizada y al cual se remite para la bibliografía particular.

Exceptuando las sierras del sur de La Rioja y las unidades granodioríticas orientales de la sierra de Valle Fértil considerados aquí equivalentes coetáneos y composicionales de los granitoides del Sistema de Famatina, las unidades ordovícicas del grupo G2 de las Sierras Pampeanas Orientales, muestran algunas llamativas diferencias si se los compara con los batolitos cordilleranos de márgenes continentales: (a) composición peraluminosa predominante, aun en el rango de las tonalitas y granodioritas. Conspicua presencia en los grandes batolitos de unidades monzograníticas fuertemente peraluminosas con cordierita, sillimanita y/o andalusita, con altas relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; (b) escasas unidades básicas formando parte de las masas batolíticas ($< 5\%$ en volumen); (c) las tonalitas y granodioritas tienen composiciones modales más ricas en cuarzo que las típicas cordilleranas; (d) la mayoría de las unidades cristalizan a

partir de magmas ricos en agua, desarrollando enjambres de pegmatitas; (e) tienen relaciones Fe/Mg más bajas que el batolito de la costa del Perú y también que el grupo G3. Todas estas características apuntan a que el reciclamiento cortical tuvo una gran importancia en el origen de estos magmas, y prestan base a esquemas de tectónica global que incluyen colisiones continentales durante este período (Cuadro 3).

No todas las unidades ordovícicas del grupo G2 se originaron por fusión de materiales supracorticales. Especialmente el voluminoso plutonismo ordovícico inferior tardío-tectónico de las Sierras Pampeanas Orientales y el sur de la Cordillera Oriental se caracterizan por su composición peraluminosa y bajo contenido de elementos LIL, en facies que contienen moscovita primaria, espesartina, granate y epidoto magmático. La relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los cuerpos tardío-tectónicos de las Sierras Pampeanas Orientales y las trondhjemitas del sur de la Cordillera Oriental varía entre $0,7032$ y $0,706$, indicando que los magmas parentales peraluminosos no se derivaron de la fusión parcial de su entorno metasedimentario o equivalentes de la Formación Puncoviscana. Su fuente es probablemente una corteza inferior básica deprimida en elementos LIL, o de magmas derivados del manto superior en procesos de subplacado de la corteza continental, (Rapela et al., 1990; Galliski y Miller, 1990, Miller et al., 1991, Rossi et al., 1992).

Los granitoides del Sistema de Famatina y los de las sierras del sur de La Rioja se diferencian de los plutones ordovícicos de las Sierras Pampeanas Orientales y de la Cordillera Oriental en que la moscovita está prácticamente ausente del sistema, como no sea en los granitoides correspondientes a las sierras de Paimán-Copacabana. Tienen tendencias calcoalcalinas y composiciones desde meta- a peraluminosas. Esa característica es general para las intrusiones básicas circunscriptas y filones del sector norte de la sierra de Paimán y la sierra de Copacabana, que muestran una tendencia calcoalcalina. En los diagramas de discriminación tectónica en base a elementos traza LIL y HFS, la gran mayoría de las rocas graníticas del sistema de Famatina se ubica en el campo de los granitos de arco volcánico, con algunas transiciones a los granitos de intraplaca (Toselli et al., 1993).

Los granitoides ordovícicos emplazados en la faja oriental de la Puna son peraluminosos. Presentan diseños de sus elementos traza con altos contenidos de elementos LIL, U y Th, empobrecimiento en Ta y Hf, fuertes anomalías negativas de Eu y moderada pendiente de sus Tierras Raras, siendo sus relaciones $\text{La}/\text{Yb} = 10-13$, $\text{Ba}/\text{La} = 10-17$, $\text{Ba}/\text{Ta} = 154-278$, $\text{La}/\text{Ta} = 10-27$, características éstas de arco, aunque con cierta signatura de intraplaca. En el diagrama discriminatorio de Pearce et al. (1984), al igual que los del Sistema de Famatina, se ubican preferentemente en el campo de los granitos de arco, lindantes con el de intraplaca e ingresando en parte en este último. A diferencia de los cuerpos tardío-tectónicos de las Sierras Pampeanas Orientales y los de la Cordillera Oriental, los de la faja oriental alcanzan relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muy altas, entre $0,7145-0,7185$ (Omarini et al., 1984; Coira y Barbieri, 1989), indicativo de un componente supra-cortical en la fuente. Los cuerpos de la faja occidental presentan también carácter peraluminoso. Dentro de ellos se han diferenciado dos grupos: a) anorogénicos, como la *Granodiorita Choschas* y el *Granito Tucuraro*, b) sinorogénicos como el *Granito de Arita* (Damm et al., 1990). El primero de ellos presenta alta concentración de Ga, Nb, Zr y tierras raras, y bajos

contenidos en elementos de transición. Los granitos sinorogénicos tienen alto contenido de elementos alcalinos y alcalino-térreos, U y Th, fuertes anomalías negativas de Eu y moderada pendiente de sus tierras raras.

Los grandes batolitos post-orogénicos temprano son exclusivos de las Sierras Pampeanas Orientales. El mejor estudiado es el *Batolito de Achala* (Figura 1), que contiene facies con características concurrentes de haberse generado por anatexis cortical: mineralogía y geoquímica peraluminosa, altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y elementos traza tipo LIL (Rapela et al., 1991b). Comparado con las facies de granitos fuertemente peraluminosos con cordierita, sillimanita y/o andalusita, el batolito de Achala tiene sin embargo relaciones La/Yb mucho más altas, que sugieren proveniencia de niveles corticales mucho más profundos que aquellos, en el campo de estabilidad del granate (Rapela et al., 1996).

Los plutones post-orogénicos tardíos (carboníferos, grupo G3 de las Sierras Pampeanas Orientales) caen primariamente dentro o muy cerca del campo de los granitos de intraplaca en los diagramas de discriminación tectónica (Rapela et al., 1992) (Cuadro 3). Se caracterizan por tener muy elevados tenores de elementos LIL y HFS y tendencias monzoníticas, que sin embargo no llegan a ser alcalinas *s.s.* Pocos estudios geoquímicos de detalle se han realizado en este grupo, el que no obstante tiene importancia económica por su mineralización asociada de U y tierras raras.

ROCAS BÁSICAS Y ULTRABÁSICAS

Las rocas ultrabásicas de las Sierras Pampeanas forman hileras de cuerpos de dimensiones variables alojados saltuariamente en los complejos metamórficos, en dos fajas principales, denominadas occidental y central respectivamente (Villar, 1985). La faja occidental, que se aloja en las Sierras Pampeanas Occidentales, extendiéndose a la Puna (afloramientos de rocas ultrabásicas de salar de Pocitos, cordón de Calalaste y cordillera de San Buenaventura), no se trata en esta síntesis.

Entre los primeros productos magmáticos del ciclo famatiniano se encuentran, como se ha mencionado, los gabros y rocas ultrabásicas asociadas de la sierra de Fiambalá, exponente más occidental de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 1). Estos gabros noríticos estratificados se emplazaron sintectónicamente a 21-24 km de profundidad en una corteza en facies de anfibolitas (DeBari, 1994). Las noritas y su cortejo cumulático de dunitas, harzburgitas, lherzolitas y serpentinitas, muestran una geoquímica con enriquecimientos de elementos LIL como Ba, Cs, Rb y K y depresión en elementos HFS como Ti, Ta, Nb e Y, lo cual es característico de arcos magmáticos (Grissom et al., 1992, DeBari, 1994) (Cuadro 3). Se considera que los gabros noríticos de la sierra de Valle Fértil (Mirré, 1971) emplazados en gneises y anfibolitas, y los relictos de noritas anfibolitizadas de la sierra de Quilmes (Toselli et al., 1978), corresponden posiblemente al mismo evento magmático.

En las sierras del Norte de Córdoba y Santiago del Estero y en las sierras de Córdoba y San Luis se encuentran también asociaciones de rocas básicas y ultrabásicas, a las que se engloban dentro de las fajas central y oriental de Villar, (1985). Para estas asociaciones no se ha demostrado hasta el momento sincronidad, ni relaciones genéticas mutuas entre los afloramientos de las sierras mencionadas más arriba, como parece haberlo en la faja occidental de las

Sierras Pampeanas Occidentales y Puna. En las sierras de Córdoba existen varias corridas de cuerpos, con rumbo general N-S a noroeste, alojados en rocas de alto grado metamórfico. La litología de las rocas ultrabásicas varía según el sector considerado desde broncinitas harzburgíticas, harzburgitas hasta lherzolitas y serpentinitas principalmente, a las que se asocian anfibolitas. Fueron explotadas como roca de aplicación, por cromita y también vermiculita y talco. El análisis geoquímico de las rocas de estas fajas, ha sugerido que sus protolitos fueron asociaciones de arco de islas y retroarco, afectados posteriormente por una deformación compresiva en facies de anfibolitas, que derivó en la serpentinización y uralitización de las rocas ultrabásicas y básicas respectivamente (Mutti, 1992).

En las sierras de San Luis (Figura 1), existen complejos máficos a ultramáficos, con predominio de rocas gabroides, emplazados en un basamento metamórfico en facies de anfibolitas de alto grado. El cuerpo de Las Águilas estudiado por Sabalúa et al. (1981) y Malvicini y Brogioni (1993) es tal vez el más importante; allí se describen facies cumuláticas de piroxenitas cumuláticas y melanoritas, con menor proporción de melagabronoritas, leuconoritas y peridotitas parcialmente serpentinizadas. La mineralización relacionada al mismo es rica en níquel, cobre y platinoideos y consiste en pirrotina, calcopirita, pentlandita, platinoideos y cromita.

LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS FAMATINIANAS

CORDILLERA ORIENTAL

Diversas manifestaciones volcánicas yacen intercaladas en secuencias sedimentarias de edad cámbrica media hasta tremadociana, lapso que correspondería a la parte final de la orogenia pampeana y su transición al ciclo famatiniano. Los eventos volcánicos más tempranos se registran en la sección basal de secuencias de plataforma clástica de la Formación Lizoite (Cámbrico medio), con la que se inicia la transgresión marina en el sector. Han sido reconocidos en el río Yacoraite mantos de ankaramitas-picritas y niveles de hialoclastitas (Manca et al., 1989). Las ankaramitas y picritas son rocas vesiculares, con fenocristales de olivina forsterítica reemplazados por carbonatos, serpentina y clinopiroxeno del grupo de la salita. Sus pastas muestran flogopita y carbonatos junto a clinopiroxeno, olivina y ocasionalmente egrina-augita. Analcima y nefelina (> 10% del total) se disponen intersticialmente o rellenando vesículas.

En el río Yacoraite, se han identificado por otra parte volcanitas intercaladas con los depósitos de la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) (Manca et al., 1989). Corresponden a basanitas, basaltos alcalinos y traquitas a manera de mantos y diques. Las basanitas son rocas porfíricas con fenocristales (2-5%) de salita rica en titanio y olivina (Fo_{80-82}) intensamente reemplazada por carbonatos y serpentina. Nefelina y analcima (> 10% del total) asociadas a natrolita, mesolita y/o carbonatos se disponen intersticialmente en la pasta junto a clinopiroxeno, olivina, hornblenda basáltica y ocasional biotita. Los basaltos alcalinos presentan fenocristales (3-5%) de augita titanada y olivina (Fo_{78-84}) inmersos en pastas constituidas por plagioclasa (An_{52-50}) y augita, con clorita, carbonatos intersticiales a los que se asocian analcima y

nefelina (< 5%). Las traquitas exhiben anortoclasa como fenocristal y en la pasta junto a sanidina. El anfíbol, totalmente cloritizado, constituye el 20-25% del total de la roca.

Tanto las volcanitas intercaladas en la Formación Lizoite como en la Formación Santa Rosita muestran una definida ubicación en el campo alcalino, como lo indican sus relaciones $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3, 8-4, 5$ vs $\text{SiO}_2 = 42, 8-46, 5$ y sus relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO} = 1, 81-0, 9$ para valores de $\text{TiO}_2 = 2, 55-3, 1$, así como la presencia de nefelina y leucita normativos. Sus relaciones Ba/La vs La/Ta coinciden con los de volcanitas oceánicas de intraplaca (OIB). Las características geoquímicas señaladas sugieren un ambiente geotectónico extensional para el final del ciclo pampeano, hasta el Tremadociano inclusive, en la región de la Cordillera Oriental. Este ambiente se vincula posiblemente al colapso extensional post-orogénico, que siguió a los eventos compresionales pampeanos del Cámbrico inferior y medio

PUNA

Los primeros registros del volcanismo famatiniano han sido reconocidos al sudoeste del salar del Rincón en secuencias clásticas-piroclásticas marinas de plataforma del Tremadociano temprano (*Formación Las Vicuñas*, Moya et al., 1993) y descritas como tobas riolíticas, tobas brechosas y tobas fenodacíticas (Koukharsky et al., 1988).

Durante el Arenigiano-Llanvirniano se alcanza la máxima expansión del volcanismo ordovícico, distribuyéndose en dos fajas (Figura 8). La faja oriental, de rumbo nornordeste, se extiende desde los 17° de latitud sur en territorio boliviano (Suárez Soruco, 1976) a lo largo del borde oriental de la Puna. Al sur de San Antonio de los Cobres se encuentra intensamente modificada como resultado de plutonización a lo largo de un eje de rumbo submeridiano, siendo difícil de diferenciar de metamorfitas asignables al Precámbrico aflorantes junto a ellas, conformando una faja polideformada. Está representada por secuencias turbidíticas de edad arenigiana-lanvirniana, en las que se intercalan lavas espiliticas en almohadillas y macizas, sucedidas gradualmente por lavas, brechas autoclásticas, criptodomas y rocas volcanoclásticas de composición dacítica-riolítica. Esta secuencia está intruida además por cuerpos consanguíneos poco profundos (Coira, 1974, 1975; Koukharsky y Mirré, 1974; Coira y Koukharsky, 1994).

Las espilitas son rocas finamente porfíricas, frecuentemente vesiculares. Albita (An_{8-10}) y minerales fémcicos intensamente reemplazados por clorita, pistacita, clinozoisita y calcita, se distribuyen en pastas de frecuente textura variolítica. En algunos casos es posible reconocer entre los fémcicos augita titanada, tremolita-actinolita e ilmeno-magnetita. Las lavas y criptodomas son de composición principalmente dacítica. Se caracterizan por la presencia de feldespatos alcalinos ($\text{Ab}_{70-90}/\text{Or}_{30-10}$) de llamativo desarrollo, oligoclasa (An_{15-20}), cuarzo y biotita. Es distintivo en estas rocas una intensa modificación (alteración hidrotermal-metamorfismo), con presencia de albita, epidoto, calcita, clorita, sericita y cuarzo, asociándose a la misma rasgos texturales indicadores de esfuerzos deformantes.

Esta faja oriental, denominada también faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez et al., 1973), ha sido interpretada por dichos autores y Omarini et al. (1984) como una faja ordovícica-silúrica constituida en forma dominante por pórfiros riódacíticos en la Puna norte y granodioritas en Puna

austral, en donde niveles erosivos más profundos expondrían los representantes plutónicos. El extremo sur de ésta correspondería a los complejos metamórficos de las Sierras Pampeanas, afectados por el plutonismo ordovícico, mientras que en la Puna norte incluiría secuencias sedimentario-volcánicas ordovícicas y plutonismo concomitante. Bahlburg (1990) ha señalado contactos intrusivos de las rocas de esta faja con los estratos ordovícicos plegados, no reconociendo rocas volcánicas, asignando estas secuencias a un ambiente intrusivo, en parte hipabisal. Puede observarse no obstante interestratificación con las sedimentitas ordovícicas, así como lavas almohadilladas, vesiculación, hialoclastitas y desarrollo de pepiritas que sugieren contemporaneidad entre sedimentación y magmatismo.

La faja occidental, volcano-sedimentaria, se extiende desde el cordón de Lila (Chile) por el oeste, hacia aguada de la Perdiz, laguna Múcar, salina de Jama, Filo de Pircas, sierra de Huaitiquina y Guayaos por el este y sureste (Figura 8).

En el cordón de Lila se intercalan, en una secuencia turbidítica de 3.000 m de edad arenigiana-lanvirniana, lavas toleíticas basáltico-andesíticas en la base, las que son sucedidas por lavas y rocas volcanoclásticas calcoalcalinas, dacíticas a riolíticas (Niemeyer, 1989). Hacia el este los productos del volcanismo explosivo dacítico-riolítico van siendo dominantes, como en aguada de la Perdiz (Breitkreutz, 1986), Huaitiquina (Coira y Barber, 1989), salina de Jama (Coira y Nullo, 1989) y Guayaos (Coira et al., 1987; Koukharsky et al., 1989). En estas secuencias están representados flujos piroclásticos submarinos, lapillitas y tobas cristalino-líticas a vítreas de composición dacítica a riolítica alternantes con niveles volcanoclásticos. Flujos lávicos andesíticos a basálticos, macizos o almohadillados, presentes en los niveles basales de dichas secuencias son, a diferencia de los del cordón de Lila, calcoalcalinos. Se encuentran usualmente reemplazados, tanto sus fenocristales (plagioclasa An_{42-50} , augita y olivina accesoria) como sus pastas, a albita-epidoto-clorita-actinolita como resultado de procesos metamórfico-hidrotermales. Diques gábricos a melagábricos de carácter alcalino, con fenocristales de labradorita (An_{46-52}), olivina (Fo_{82-85}) y augita atraviesan la secuencia.

En la Puna austral, en la sierra de Quebrada Honda, se reconocen en secuencias turbidíticas, gabros y basaltos-andesitas espiliticas (Coira, 1974), comparables a las toleitas del cordón de Lila, lo que podría estar en correspondencia con la posible continuidad de estas últimas hacia el sur. Formarían parte de dicha faja los gabros hornblendíferos del pie del volcán Antofalla (Coira, 1974), así como los cuerpos de serpentinitas lenticulares y concordantes y diques dioríticos piroxénicos alojados en leptometamorfitas del salar de Pocitos (Argañaraz et al., 1972), los que se extienden al sur en la sierra de Calalaste, acompañados por wehrlitas y gabros (Villar, 1975). Esta faja de cuerpos básicos y ultrabásicos podría prolongarse en los cuerpos de harzburgitas forsteríticas enstatíticas, diopsiditas wehrlíticas y serpentinitas del cordón de San Buenaventura, norte de Mesada de Zárate (Villar, 1975) y en los cuerpos de serpentinitas, harzburgitas, wehrlitas y clinopiroxenitas de las sierras de Cumichango, Toro Negro, Umango y Maz (Sierras Pampeanas Occidentales, figura 1).

Las volcanitas arenigianas-lanvirnianas de la Puna, representadas en sus episodios iniciales ya sea por espilitas en la faja oriental o por los basaltos-andesitas toleíticas de

la faja occidental, pueden diferenciarse sobre la base de la geoquímica de elementos traza. Las primeras muestran afinidades con basaltos de islas oceánicas y los segundos junto a las rocas gábricas de Quebrada Honda exhiben una mayor similitud con rocas de dorsales enriquecidas (E-MORB), pero con niveles más altos de Hf, U, Th, Ba y Cs, posibles indicadores de un metasomatismo de la fuente mantélica relacionado a los procesos de subducción.

En ambas fajas suceden al episodio inicial secuencias de rocas piroclásticas lávicas e intrusivas poco profundas de composición dacítico-riolítica y filiación calcoalcalina. En la faja oriental sus representantes son calcoalcalinos de alto potasio, mientras que en la faja occidental son de potasio normal. Muestran en su conjunto características geoquímicas de arco (enriquecimiento en LREE, altos contenidos de U, Th, K, Cs, Ba y bajos de La y Hf respecto a La), con relaciones $Ba/La > 10-22$, $La/Yb = 9-12$ y $La/Ta = 26-84$ (Koukharsky et al., 1988; Breitreutz et al., 1989) (Cuadro 3).

Los cuerpos de gabros a pórfiros melagábricos, de reducida representación, que cortan a manera de diques a las secuencias arenigianas-lanvirminanas de ambas fajas, presentan carácter alcalino, con relaciones $FeO/MgO = 1, 19-1,69$, $TiO_2 = 3,39-3,93$, $Ba/La = 6, 4-9, 36$ y $Ta/La = 11, 1-11, 9$. Sus diagramas extendidos de elementos trazas muestran diseños comparables a los basaltos oceánicos de intraplaca (OIB), indicando una posible relación con pulsos extensionales asociados a la evolución de los arcos.

SIERRAS DEL SISTEMA DE FAMATINA

Una característica importante del Sistema del Famatina es la presencia de un volcanismo ordovícico sincrónico con la depositación de sedimentitas marinas poco profundas conteniendo braquiópodos y trilobites eo-ordovícicos (Formaciones Portezuelo de las Minitas y Las Planchadas, Arenigiano; Formación Suri-Los Molles, Llanvirniano inferior; Turner, 1967; Maisonave, 1973; Lavandaio, 1973; De Alba, 1979; Aceñolaza y Toselli, 1977; Toselli et al., 1990). La edad estratigráfica de este volcanismo (Arenigiano - Llanvirniano) parece algo mayor que la del pico de edades radimétricas 455-410 Ma de los granitoides del Sistema de Famatina (ver Figura 4, Rapela et al., 1992), cualquiera sea la escala radimétrica reciente que se utilice.

Sus representantes son fundamentalmente de composición dacítica a riolítica y de naturaleza piroclástica y lávica. Se reconocen con carácter subordinado niveles basálticos e intrusiones riolíticas. Las rocas piroclásticas constituyen junto a las coladas andesítico-dacíticas los grupos litológicos más abundantes. Las volcanitas andesítico-dacíticas son rocas porfíricas fuertemente modificadas, con fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos cloríticos de biotita, piroxeno y/o anfíbol. La presencia de piedmontita, pumpellitita y prehnita es distintivo de ellas e indicador del metamorfismo de muy bajo grado o alteración hidrotermal que las ha afectado. Las coladas basálticas, menos frecuentes, muestran serpentinización de sus fémicos, así como reemplazo a anfíbol y epidoto. Agregados

cloríticos reemplazan a los fenocristales y microlitas de plagioclasa. Los niveles riolíticos son los de menor representación. Son porfiritas con fenocristales de cuarzo reabsorbidos, plagioclasa alterada a sericita y epidoto y ocasionales fémicos transformados a clorita, opacos y/o calcita, titanita, en una matriz de cuarzo, feldespato, clorita y opacos. En ocasiones muestran texturas granofíricas.

Estudios geoquímicos de las volcanitas del Sistema de Famatina han sido presentados por Toselli et al. (1990) y Mannheim (1993). La alteración que presentan las rocas hace difícil las caracterizaciones, que están basadas mayormente en los elementos inmóviles. Si bien se sugiere una génesis asociada a un arco magmático, se hace notar que los magmas son subalcalinos a moderadamente alcalinos (Toselli et al., 1991) y que el volcanismo tiene un carácter bimodal tanto en las erupciones sinsedimentarias como en los diques post-plutónicos (Mannheim, 1993).

LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE LAS SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

En el sector oriental de las Sierras Pampeanas Orientales, en las sierras del Norte de Córdoba, sur de la provincia de Santiago del Estero (sierras de Sumampa y Ambargasta) y en la sierra de Guasayán se encuentran lavas, piroclastitas y rocas hipabisales (pórfiros) sobre el basamento de granitoides y metamorfitas (Lucero Michaut, 1979). Recientemente Millone et al., (1994) han reconocido estructuras tipo caldera en estas secuencias. En la sierra Norte de Córdoba, los pórfidos riolíticos de la zona de Oncán dieron una edad Rb-Sr de 494 ± 11 Ma (Rapela et al., 1991a). La preservación de estos productos volcánicos indica una historia de levantamiento muy diferente a la de los bloques adyacentes de Sierras Pampeanas.

Las rocas se presentan intensamente modificadas (argilitizadas-silicificadas). Al microscopio las volcanitas alteradas permiten reconocer la textura porfírica original, identificándose en las dacitas fenocristales de plagioclasa y biotita desferizada en una pasta intensa e irregularmente silicificada, mientras que las riolitas exhiben cristales de ortosa y fémicos totalmente reemplazados y escasos. En el caso de los pórfiros riolíticos las pastas son granudas finas cuarzo-feldespáticas con evidencia de silicificación secundaria. Las tobas dacíticas a riolíticas muestran total desnaturalización del material vítreo, fundamentalmente silicificación del mismo. En la zona de Oncán la geoquímica de los pórfidos riolíticos indica que se trata de variedades de alta sílice ($SiO_2 > 75\%$), suavemente peraluminosas. Aun en un estrecho rango de SiO_2 (75, 7-77, 7%) se observan variaciones significativas: con el incremento de acidez disminuyen el Mg, Fe y Ti y la relación La/Yb, en tanto se incrementan la relación Rb/Sr, el contenido total de tierras raras y la anomalía negativa de Eu. Estas variaciones fueron atribuidas a fraccionamiento de feldespatos, en tanto que la alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7109) a la presencia de un componente supracortical en la fuente o una extensiva contaminación con las rocas de caja durante el ascenso (Rapela et al., 1991a).