

PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LA SIERRA DE COPACABANA (PROVINCIA DE CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA) Y SU SIGNIFICADO GEOTECTONICO EN EL CONTEXTO DEL MARGEN OCCIDENTAL DEL GONDWANA

J. P. López *

RESUMEN

La Sierra de Copacabana es una unidad orográfica emplazada en el ambiente de Sierras Pampeanas Noroccidentales, al E del Sistema de Famatina. Tanto su basamento, compuesto por rocas metamórficas de grado medio formadas durante el ciclo Pampeano, como los granitoides de carácter calcoalcalino y peraluminico que intruyen en un margen continental activo durante el Ciclo Famatiniano (Paleozoico inferior), fueron afectados por procesos deformativos que habrían producido las rocas típicas del metamorfismo dinámico (cataclasitas, protomilonitas, ortomilonitas y ultramilonitas) reconocidas en amplios sectores de la Sierra de Copacabana y en las serranías vecinas, durante el Ordovícico-Silúrico superior.

El estudio estructural permitió definir este proceso deformativo que habría ocasionado una tectónica compresiva de carácter inverso hacia el oeste, relacionado con la colisión continente-continente durante la Orogenia Oclóyica (Ordovícico superior-Silúrico).

Palabras clave: *Gondwana, Sierra de Copacabana, Catamarca, Argentina.*

ABSTRACT

Copacabana Range is an orographic unit of the Sistema de Famatina at the W of Sierras. Both the pampean metamorphic basement and the granitoids emplaced in a continental margin during the Famatinian Cycle were affected during the upper Ordovician-Silurian by a deformative regime that could have produced typical rocks deformed by dynamic metamorphism (cataclasites, protomylonites, orthomylonites and ultramylonites).

The structural study allowed us to interpret that the deformative regime could have occasioned a compressive tectonic toward the west, associated with a continental collision during the Oclóyic orogenic.

Key words: *Gondwana, Copacabana Range, Catamarca, Argentina.*

Introducción

El principal objetivo de este trabajo es el de dar a conocer aspectos relacionados a la petrología, geoquímica y procesos deformativos de la Sierra de Copacabana, emplazada al E del Sistema de Famatina, así como presentar una hipótesis relacionada a la evolución geotectónica en el margen occidental de Gondwana.

Si bien estos aspectos fueron tratados con anterioridad en gran parte de las serranías vecinas,

tanto del Sistema de Famatina (Aceñolaza y Toselli, 1988; Aceñolaza *et al.*, 1990; Toselli *et al.*, 1996 a y b) como del ambiente de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979; Dalla Salda, 1987; Durand *et al.*, 1992; Grissom, 1991; Pérez, 1991) el análisis geológico de la sierra de Copacabana sólo se realizó dentro de investigaciones de carácter regional (López y Toselli, 1993; López *et al.*, 1994) o bien de modo parcial (López y Toselli, 1996; López, 1997):

* Inst. Superior de Correlación Geológica, Universidad Nac. de Tucumán, Argentina. Miguel Lillo 205 - San Miguel de Tucumán (4000) Tucumán - Argentina.

Localización

La Sierra de Copacabana se ubica entre los paralelos 28°05' y 28°27' de latitud sur y los meridianos 67°28' y 67°41' de longitud oeste y se sitúa a 8 km al sur de la localidad de Tinogasta, en la Provincia de Catamarca, en el NW de la República Argentina.

La Sierra de Copacabana constituye un cordón montañoso de aproximadamente 40 km de longitud y de rumbo submeridional, emplazado al E del Sistema de Famatina y al W de Sierras Pampeanas Noroccidentales (fig. 1). Otras unidades orográficas del área son las Sierras de Zapata-Vinquis, que se desarrollan al oeste, la Sierra de Fiambalá, al norte, la Sierra de Paimán al sur y la Sierra de Velasco al SE de la misma.

Basamento ígneo-metamórfico

El basamento metamórfico-plutónico de la Sierra de Copacabana está constituido por diversos tipos litológicos, sobre los que se desarrollaron los procesos cataclásticos y miloníticos que se relacionarían con los procesos colisionales del borde occidental del Gondwana durante el Paleozoico medio-superior. Los fenómenos deformativos habrían actuado con intensidad variable, ocasionando desde una completa obliteración de la textura primaria en determinados sectores, hasta una leve deformación en otras áreas, donde es posible reconocer las características pre-deformacionales.

En el caso de las rocas del protolito metamórfico, sus características primarias se reconocen claramente y por lo tanto se pueden clasificar como Orto y Parametamorfitas Regionales, que corresponden al primer evento metamórfico del Ciclo Pampeano (Aceñolaza y Toselli, 1981) desarrollado en las Sierras Pampeanas del noroeste argentino durante el Precámbrico superior-Cámbrico medio, que habría ocurrido entre los 540 y 570 m.a., de acuerdo a dataciones geocronológicas Rb/Sr, U/Pb y K/Ar realizadas por Bachmann *et al.* (1986) y Grissom *et al.* (1991). Las metamorfitas de este ciclo pertenecen a los Grados Metamórficos Bajo y Medio y habrían servido de encajante al magmatismo famatiniano.

Las rocas metamórficas mencionadas corresponden a afloramientos de ortogneises y esquistos micáceos que se reconocen en el extremo NE de la sierra, paragneises que afloran esporádicamente, cubriendo pequeñas superficies a lo largo de la ladera occidental y anfibolitas que afloran en el sector sur. Los esquistos y orto y paragneises presentan contactos netos con los intrusivos aunque sin fenómenos de metamorfismo térmico; mientras que las

anfibolitas están en contacto con las rocas básicas y presentan en algunos lugares textura masiva y en otros es posible reconocer una marcada esquistosidad determinada por la orientación preferencial de los anfíboles.

Estructuralmente presentan planos de esquistosidad con rumbo predominante NNO y buzamientos entre 60° y 70° al E y pertenecen al Grado Medio Metamórfico de Winkler (1978).

Petrográficamente estas rocas presentan las siguientes características:

— Ortogneis: se caracteriza macroscópicamente por su color oscuro y su fábrica porfiroblástica, en donde se reconocen ojos de cuarzo y plagioclasa centimétricos y anhedrales, inmersos en una matriz cuarzo-feldespática asociada a micas, con conspicua orientación preferencial. Al microscopio se reconoce el desarrollo de textura de fluxión y una fábrica porfiroblástica constituida por individuos subhedrales de plagioclasa (An₃₀) y cuarzo que forma mosaicos monominerales. La matriz está constituida por cuarzo que se presenta en mosaicos monominerales junto a biotita y muscovita que desarrollan textura de fluxión. Esta roca se clasifica como un ortogneis cuarzo-micáceo de grado medio (Winkler, 1978).

— Esquistos cuarzo-micáceos: se caracterizan megascópicamente por un bandeamiento mineralógico, definido por la alternancia milimétrica de bandas claras, cuarzo-feldespáticas y oscuras, micáceas, que le confieren una textura grano-lepidoblástica conspicua.

Microscópicamente, se observa una mineralogía sencilla, observándose muscovita, de crecimiento sincinemático; la biotita es escasa y restringida a los sectores lepidoblásticos. El cuarzo se presenta en individuos con puntos contactos triples y contornos poligonales; la plagioclasa (An₂₉) se presenta en blastos anhedrales y pequeños, maclados según Ley Albita o Carlsbad-Albita y fracturados; el microclino se observa en individuos medianos, con maclas en enrejado y el granate se presenta en blastos subhedrales a euhedrales de hasta 3 mm.

En base a la mineralogía y fábrica observadas es posible establecer relaciones blastesis-deformación de sus componentes mineralógicos, que se resumen en la siguiente tabla:

	Pretectónica	Sintectónica	Postectónica
Cuarzo	—————	—————	—————
Plagioclasa	—————	—————	—————
Microclino	—————	—————	—————
Muscovita	—————	—————	—————
Biotita	—————	—————	—————
Granate	—————	—————	—————

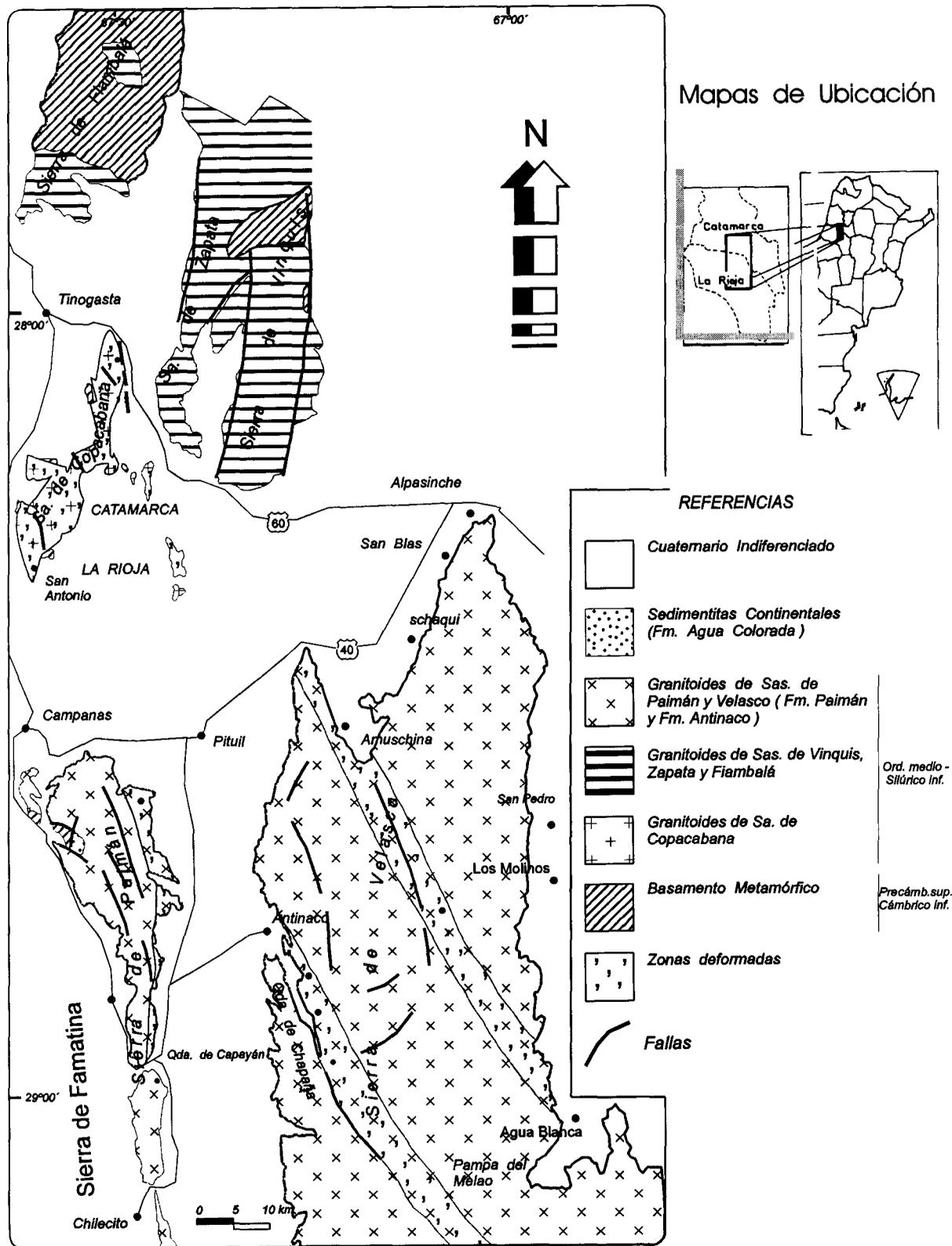


Fig. 1.—Sierras Pampeanas noroccidentales. Desarrollo de las fajas de deformación de la faja Milonítica TiPA (López, 1997).

En base a estas observaciones estas rocas se clasifican como Esquistos de cuarzo-biotita-muscovita con granate correspondiente al Grado Medio Metamórfico de Winkler (1978).

— Gneis de ojos: se presentan como rocas compactas de color gris oscuro a negro, con desarrollo de porfiroblastos de feldespato y cuarzo de 1-2 cm de longitud y con una matriz de grano muy fino, en la que no se reconocen sus componentes minerales a simple vista. Microscópicamente, presentan una notable textura porfiroblástica con matriz lepidoblástica debida a la orientación preferencial de minerales micáceos (biotita y muscovita).

En sectores se reconoce textura granoblástica, en la que se destaca el cuarzo en pequeños blastos anhedrales y la plagioclasa (An_{30}) que conforma individuos subhedrales pequeños, con maclas bien definidas según Ley Albita. Se destacan, además, los fenoblastos de cuarzo que constituyen mosaicos de textura suturada y límpidos y los de plagioclasa, subhedrales, de bordes subredondeados.

Estas metamorfitas se clasifican como gneises de ojos de biotita-epidoto-cuarzo-plagioclasa y pertenecen al Grado Medio Metamórfico (Winkler, 1978).

— Anfibolititas: son rocas compactas de color gris oscuro a negro y grano muy fino, que no permite la identificación de sus componentes minerales a simple vista. El estudio microscópico muestra que están constituidas principalmente por pequeños blastos subhedrales a anhedrales de hornblenda, sin orientación preferencial que le confiere a la roca una conspicua textura granoblástica. Los otros constituyentes son plagioclasa (An_{30}) que se presenta como pequeños blastos subhedrales con bordes regulares; cuarzo, que se observa en pequeños individuos anhedrales, límpidos, con extinción ondulosa discontinua y bordes irregulares. También se reconoce microclino, anhedral y maclado según Ley Periclino-Albita; individuos subhedrales a euhedrales de mayor tamaño y bordes irregulares de esfena, en algunos casos esqueletales y escasas láminas de biotita, sin orientación definida. Estas rocas pertenecen al Grado Medio Metamórfico de Winkler (1978).

El protolito plutónico puede dividirse en rocas plutónicas ácidas, principalmente monzogranitos y granodioritas, con tonalitas subordinadas (López y Toselli, 1996), como puede verse en el diagrama QAP (fig. 2) de Le Maitre *et al.* (1989) y rocas plutónicas básicas, que se clasifican como gabros hornbléndicos originados durante el Ciclo Famatiniano (Cámbrico medio-Devónico superior) (Toselli *et al.*, 1996a).

Las rocas ácidas constituyen los mayores afloramientos de la Sierra de Copacabana, los que conforman la estructura central. Se trata de un stock elongado submeridionalmente, con una longitud aproximada de 40 km y un ancho variable que en su zona

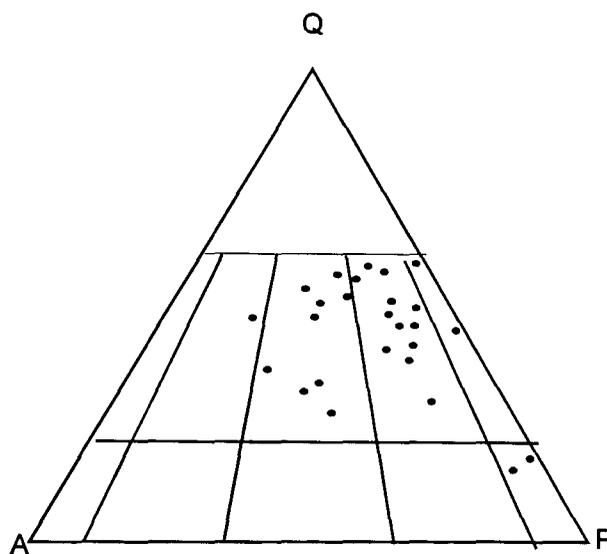


Fig. 2.—Diagrama QAP (Le Maitre *et al.*, 1989) de las rocas plutónicas de la Sierra de Copacabana.

central tiene 4-5 km y en el sector sur, supera los 10 km. Los contactos entre las plutonitas y las rocas del metamorfismo regional que le sirvieron de encajante son siempre netos. Presentan tonalidades que varían de grises a rosadas y con contactos siempre gradacionales.

La mayor parte de ellas se caracterizan por su textura xenomórfica y porfírica con abundantes fenocristales de microclino, cuyas dimensiones van desde 1 hasta 10 cm, en una mesostasis de grano grueso. Los fenocristales de microclino son de color gris-blancuzco a rosado y textura poiquilítica. En tanto la matriz posee una composición mineralógica sencilla con predominio de minerales félsicos (cuarzo, plagioclasa y microclino) mientras que entre los minerales accesorios se reconocen muscovita, biotita, granate y epidoto junto a apatito y circón.

Por otro lado, se reconocen también facies equigranulares, de grano medio a grueso y características texturales y mineralógicas similares a la mesostasis de las rocas porfíricas descriptivas anteriormente. Esta facies equigranular se relaciona por medio de contactos irregulares y no muy claros con los granitoides porfíricos y su distribución regional es algo más amplia, reconociéndose a lo largo de toda la sierra.

Además de estos cuerpos graníticos, aflora un granito cordierítico sobre la ladera occidental de la sierra, a la altura de la localidad de Costa de Reyes (López y Toselli, 1996), en contacto neto con la facies epidótica y con relación de intrusividad con ella. Es un stock de 4-5 km² de superficie, de color rosado fuerte, textura xenomórfica, equigranular de grano medio a grueso, donde se reconocen cristales de cuarzo y feldespato potásico, con biotita como

accesorio más abundante e individuos de cordierita de tamaño mayor a 1 cm. Este granito intruye a las anfibolitas y texturalmente no presenta evidencias de deformación.

Las rocas básicas (gabros hornbléndicos) que se proyectan en el diagrama QAP (fig. 2) de Le Maitre *et al.* (1989) afloran en dos sectores del sur de la sierra: sobre la ladera oriental, en la región de San Antonio, y a la latitud de Costa de Reyes, en la vertiente occidental. En base a su modo de yacer es posible reconocer dos tipos: *a*) pequeños cuerpos de forma irregular de menos de 25 m² de extensión cuyo contacto con el granito es difícil de precisar y *b*) diques de hasta 10 m de potencia cuyos contactos con el granito son siempre netos y claros.

De acuerdo a estas primeras observaciones de campo es posible señalar una secuencia de intrusividad entre ambos grupos de cuerpos básicos: los cuerpos irregulares intruirían en una primera etapa, con el granito aún no consolidado y los diques lo harían con posterioridad, en un encajante totalmente cristalizado (Hibbard y Watters, 1987).

Tanto los cuerpos irregulares como los diques se clasifican como dioritas hornbléndicas y presentan color negro, estructura maciza, textura xenomórfica, equigranular y tamaño de grano fino, con una probable variación mineralógica críptica; a simple vista, se identifican plagioclasa y hornblenda y fenocristales de cuarzo con textura ocelar, rodeados por hornblenda y biotita que lo sobrecrecen.

Es posible reconocer ciertas relaciones entre estas intrusiones básicas irregulares y la roca granítica encajante que evidencian una contemporaneidad entre ambas intrusividades, generando interacción de magmas similares a los descriptivos en otras localidades cercanas al área de estudio (Pérez, 1988; Pérez, 1991; Lorenc y Pérez, 1987; Lorenc, 1990; Durant *et al.*, 1992; Toselli *et al.*, 1996b).

Finalmente, la secuencia intrusiva se completa con las fases póstumas de la intrusión ígnea, dando lugar al emplazamiento de pequeños cuerpos irregulares (de 10 m²) y diques de hasta 40 cm de aplitas y pegmatitas que se reconocen, en el extremo septentrional de la sierra de Copacabana.

Tabla 1.—Análisis químicos de elementos mayores (%)

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	H ₂ O
5381* M	74,87	0,06	13,35	0,84	0,07	0,21	0,58	3,17	4,32	0,10	1,00
5392* M	73,55	0,19	14,46	2,04	0,08	0,64	1,11	2,83	4,44	0,10	0,70
5417* I	75,27	0,31	11,98	2,94	0,08	1,17	1,25	1,82	3,82	0,10	1,23
5425* I	73,79	0,06	14,09	0,83	0,02	0,21	0,61	3,29	4,30	0,13	1,13
5426 ¹ I	68,00	0,40	12,00	6,60	0,02	3,11	3,50	2,70	2,70	0,17	1,39
5431* I	66,50	0,54	15,15	4,62	0,12	1,64	2,06	2,33	4,03	0,12	1,05
5435* I	74,49	0,06	12,88	0,90	0,08	0,26	0,60	3,05	4,75	0,10	0,85
5441* I	65,54	0,56	16,48	4,79	0,10	1,80	2,16	2,51	3,95	0,12	1,49
5442* I	70,24	0,40	14,81	3,43	0,09	1,23	1,75	2,68	3,80	0,11	0,79
5443 ¹ I	72,50	0,48	11,43	4,65	0,04	1,95	1,86	2,54	3,35	0,17	1,39
5499* I	70,79	0,49	12,39	4,20	0,09	1,53	1,51	1,89	3,07	0,11	1,33
5500* I	67,60	0,52	14,88	4,65	0,10	1,72	1,98	2,15	4,21	0,10	1,77
5501 ¹ I	69,00	0,48	12,54	5,77	0,03	2,21	2,15	2,50	4,35	0,23	1,22
5502* I	69,28	0,46	14,79	3,91	0,07	1,40	1,89	2,11	5,03	0,11	1,12
5503 ¹ I	74,00	0,28	10,32	2,33	0,02	0,86	1,67	3,05	5,90	0,08	1,03
5504* I	66,77	0,49	15,08	4,11	0,08	1,51	2,95	2,97	3,30	0,20	1,31
5505 ¹ I	72,00	0,27	12,06	2,76	0,02	1,28	1,75	2,75	4,80	0,12	1,18
5507* I	68,10	0,51	14,24	4,37	0,08	1,51	2,07	2,19	4,10	0,25	1,51
5508* I	70,95	0,49	14,07	4,01	0,06	1,39	1,87	2,38	3,47	0,22	1,24
5562 ¹ I	72,50	0,25	11,80	3,36	0,02	1,34	1,82	2,50	5,00	0,35	1,24
5563 ¹ I	75,50	0,26	11,60	2,93	0,02	1,32	1,99	2,40	5,00	0,46	1,23
5564* I	68,49	0,52	14,49	4,43	0,10	1,53	2,04	2,30	4,12	0,25	1,13
5565* I	73,34	0,36	12,72	3,11	0,06	1,18	2,84	2,38	2,47	0,22	0,83
5567* I	68,13	0,48	14,88	4,24	0,07	1,49	1,68	2,01	4,59	0,24	1,28
5568* I	52,77	0,96	16,66	7,92	0,13	4,94	8,98	2,69	2,03	0,33	1,62
5569 ¹ I	75,50	0,23	11,00	3,02	0,02	1,32	1,99	2,60	4,85	0,00	0,70
5572 ¹ I	74,50	0,23	10,32	3,02	0,02	1,32	1,57	2,10	5,60	0,02	1,03
5575 ¹ I	69,00	0,44	12,64	5,34	0,02	2,06	3,12	2,65	4,00	0,00	0,90
5576* I	66,50	0,54	14,5	4,61	0,09	1,76	3,45	2,35	3,77	0,2	1,04

* Activation Laboratories Ltd.

¹ Laboratorio de Geoquímica de Fac. de Cs. Nat.-UNT.

M: Roca metamórfica.

I: Roca ígnea.

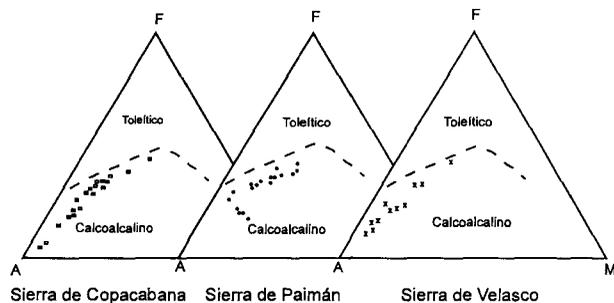


Fig. 3.—Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) de rocas plutónicas de las Sierras de Copacabana, Paimán y Velasco, señalando su carácter calcoalcalino.

Geoquímica

En base a los análisis químicos disponibles (tabla 1) fue posible realizar las siguientes observaciones de carácter geoquímico:

El diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) refleja claramente el carácter calcoalcalino de los granitoides de la Sierra de Copacabana, donde muestra una definida tendencia de evolución normal, desde los términos cercanos al límite con las toleítas hasta el extremo de los álcais, que corresponden a las más evolucionadas (fig. 3). En la misma figura puede compararse la ubicación de las muestras de la Sierra de Copacabana con las de las serranías vecinas (Sierras de Paimán y Velasco).

El índice de Shand (1927), según Maniar y Picolli (1989), basado en el concepto de saturación en alúmina, varía entre 1,0 y 1,5 tanto para los granitoides de la Sierra de Copacabana como para muestras de las Sierras de Zapata, Paimán y extremo noroeste de Velasco, que se proyectaron de manera conjunta (fig. 4) indicando composiciones peraluminicas para éstos. Este hecho es concordante con la presencia de minerales modales correspondientes a este carácter como muscovita-biotita-cordierita, presentes en la Sierra de Copacabana, muscovita-biotita-granate-turmalina, reconocidos en la Sierra de Velasco (López *et al.*, 1994), muscovita-biotita-cordierita-andalucita, en la Sierra de Zapata y muscovita-biotita-sillimanita-turmalina en la Sierra de Vinquis (Toselli *et al.*, 1992).

El estudio de los elementos trazas permite observar que los granitos de la Sierra de Copacabana presentan una anomalía negativa de Eu (que se calcula en base a la relación Eu/Sm, según Cullers y Graff, en Henderson, 1984) con valores entre 0,07 y 0,28 ppm, que se interpreta como un fraccionamiento de plagioclasa, en donde el Eu y el Sr se incorporan sustituyendo al Ca. Se observa también que, en relación al contenido total de TR y a la relación

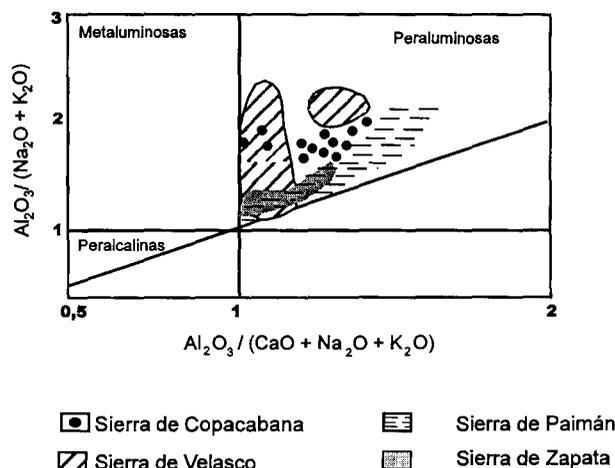


Fig. 4.—Índice de Shand (1927, in Maniar y Picolli, 1989) indicando el carácter peraluminico de las rocas estudiadas.

entre Tierras Raras Livianas (TRL) y Tierras Raras Pesadas (TRP) —establecidos en base a la relación (La/Lu), normalizados a condritos (Boynton, en Henderson, 1984)— la mayor parte de las rocas de la sierra (un 90 %) presentan un alto contenido total y alta relación TRL frente a TRP. Un grupo minoritario de rocas (10 %) presentan tenores bajos tanto en contenidos totales de TR (13,6 y 28,7 ppm) como en relación TRL/TRP (1,03 y 3,18).

Los spidergrams (aracnigramas) (fig. 5) muestran, por un lado, para el grupo mayoritario una pendiente uniforme desde las Tierras Raras livianas a pesadas, pero con un enriquecimiento de las primeras respecto a las últimas y una marcada anomalía de Eu; mientras que para el grupo minoritario presenta concentraciones mucho menores de TRL, con un diseño plano y un más marcado empobrecimiento en Eu.

Metamorfismo dinámico y deformación

Las rocas pertenecientes al basamento ígneo-metamórfico de la región, fueron afectadas por un metamorfismo dinámico de edad eopaleozoica (fase diastrófica Oclóyica), como se mencionó más arriba, que les sobreimpuso características mineralógicas y de fábrica propias, generando las rocas que hoy se reconocen ampliamente tanto en la Sierra de Copacabana, como en importantes afloramientos de las serranías vecinas.

Las rocas del basamento metamórfico, en general, no muestran evidencias claras del evento deformativo e inclusive en el caso del Ortogneis La Puntilla es posible reconocer texturas de una historia deformacional previa, desarrollada probablemente

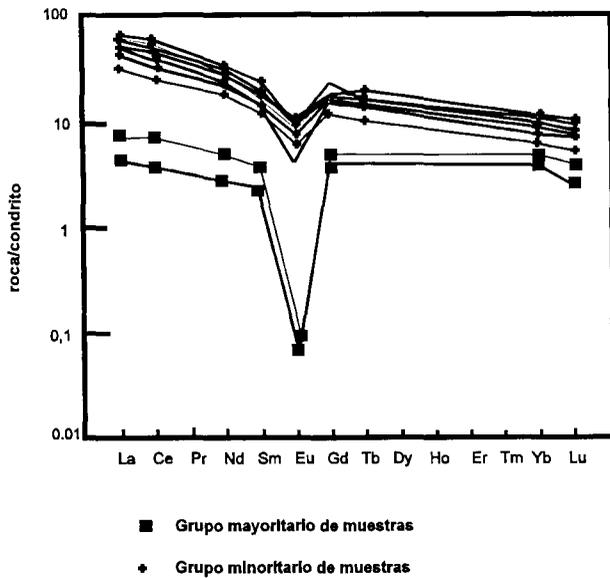


Fig. 5.—Aracnigrama de Tierras Raras normalizadas a condrito (Taylor y McLennan, 1986) de las rocas plutónicas de la Sierra de Copacabana.

durante la fase Guandacol (Llanvirniano medio) según Rapela *et al.* (1992b) y Toselli *et al.* (1996a).

En cambio, la mayor parte del protolito granítico está afectado por diversos grados de deformación, desde netamente cataclástica hasta alcanzar niveles claramente miloníticos. Con el desarrollo de las condiciones del metamorfismo dinámico, las rocas graníticas son afectadas por estos procesos de deformación mecánica y de recristalización-neomineralización que dan lugar a modificaciones mineralógicas y texturales. Estos cambios en el aspecto de la roca son de índole variada y están en estrecha relación con la diferente intensidad con que el evento deformacional afectó a las mismas. Efectivamente, los esfuerzos deformativos no actuaron uniformemente en todo el conjunto rocoso, sino que por el contrario, fueron sumamente variados en diferentes áreas.

Según la clasificación de Wise *et al.* (1984) reconocemos los siguientes tipos de rocas graníticas deformadas, originadas a partir del protolito granítico:

— Cataclasitas: rocas afectadas por deformación cataclástica y escasa o nula recuperación, coherentes y sin textura de fluxión en las que aún se reconocen claramente las texturas pre-deformacionales, con coloraciones que varían de rosadas a grisáceas, tamaño de grano medio a grueso, muchas veces porfiroclásticas con desarrollo de estructuras asimétricas; sus componentes minerales presentan, en general, un avanzado grado de fracturación.

— Milonitas: son rocas dúctiles, en las que la elevada deformación se combina con una aprecia-

ble tasa de recuperación (Wise *et al.*, 1984); las características premetamórficas prácticamente están ausentes. Entre éstas se reconocen protomilonitas, ortomilonitas y ultramilonitas. Son rocas de grano medio a fino, con desarrollo de diferentes grados de foliación milonítica dada por la orientación preferencial de las micas y bandas de cuarzo recrystalizado, una importante granulación de sus componentes minerales especialmente cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, los que además presentan estructuras asimétricas; y presencia de megacrístales en proporciones que varían entre menos de 10 % y hasta 50 %. Las fábricas deformacionales más comunes a nivel intragranular son microfracturación y bordes dentados, texturas de colas, tracción y desgarró, microboudinage, texturas sigmoidales, bandas de deformación, láminas de Boehm, maclados deformados y esfumados, pliegues kink, coronas, acodamiento en micas y recristalización. A nivel intergranular se observa fluxión, matriz con cuarzo poligonal o ameboidal, y agregados de cuarzo microcristalinos que forman la mesostasis.

Estas texturas se desarrollan en rocas miloníticas formadas a profundidades cercanas a los 10-15 km, que corresponden a la Facies Esquistos Verdes (Llano *et al.*, 1988).

Estructuras

En el área estudiada pueden reconocerse dos grupos estructurales principales, de acuerdo al período en el cual se desarrollaron:

Por un lado se registran episodios pertenecientes a los eventos tectónicos paleozoicos que afectaron tanto a las rocas cristalinas como a las volcánico-sedimentarias y por otro los eventos tectónicos responsables de las estructuras andinas, que tuvieron lugar durante el Neógeno, reactivando niveles poco profundos de la corteza y que produjeron deformación frágil, basculamiento o desplazamiento de bloques.

Las estructuras paleozoicas más antiguas reconocibles en la Sierra de Copacabana son aquellas estructuras planares de distribución regional y dirección NNO-SSE que Wilner y Miller (1982) clasifican como dominio estructural D_2 y relacionada con el metamorfismo de grado medio M_2 en rocas de caja del período intrusivo famatiniano, denominada G_2 (syn- D_2) por Rapela *et al.* (1992a).

Tales estructuras desarrolladas durante el Ciclo Famatiniano en esquistos y gneises de Grado Medio obliterarían las fábricas planares pampeanas (D_1 , Dalla Salda, 1987).

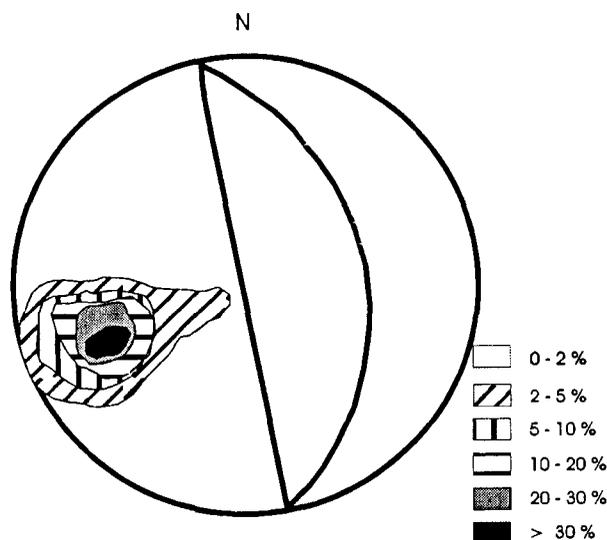


Fig. 7.—Foliación milonítica de la Sierra de Copacabana donde se observa un rumbo predominante NNO con inclinación de alto ángulo hacia el E.

Sin embargo, la estructura de mayor predominio en la Sierra de Copacabana fue ocasionada por un evento del metamorfismo dinámico de edad paleozoica media-superior (orogenia Oclóyica) que da lugar a la formación de rocas cataclásticas y miloníticas a partir del basamento metamórfico pampeano (D_1) y famatiniano (D_2) e ígneo (G_2) que constituyen los mayores afloramientos de esta unidad orográfica y pertenecen al dominio estructural y metamórfico D_3 y M_3 , respectivamente.

Por su parte las estructuras andinas están representadas en la Sierra de Copacabana por medio de una importante falla que se desarrolla con rumbo N-S a lo largo de su extremo nororiental desviándose hacia el SE a la altura de El Carrizal y, en el extremo sur, por un fallamiento de tipo inverso y rumbo submeridional, en la quebrada de San Antonio, además de otros lineamientos menores de similar dirección que es posible identificar en el interior de esta unidad orográfica.

El estudio de las estructuras del metamorfismo dinámico fue realizado a escala regional, de afloramiento y microscópico, con el objetivo de establecer correspondencias entre ellos. Así, a escala regional se reconocieron tres zonas de cizalla, subparalelas entre sí, que se desarrollan con un rumbo general submeridional bordeando por el este al Sistema de Famatina y que conforman la Faja Milonítica TiPA (López y Toselli, 1993). La primera de estas estructuras se describe en la Sierra de Velasco, desde su extremo NO, pasando por las localidades de La Punta, Amushina y Agua Blanca. Al oeste de ella se ubica la segunda zona de cizalla que se reco-

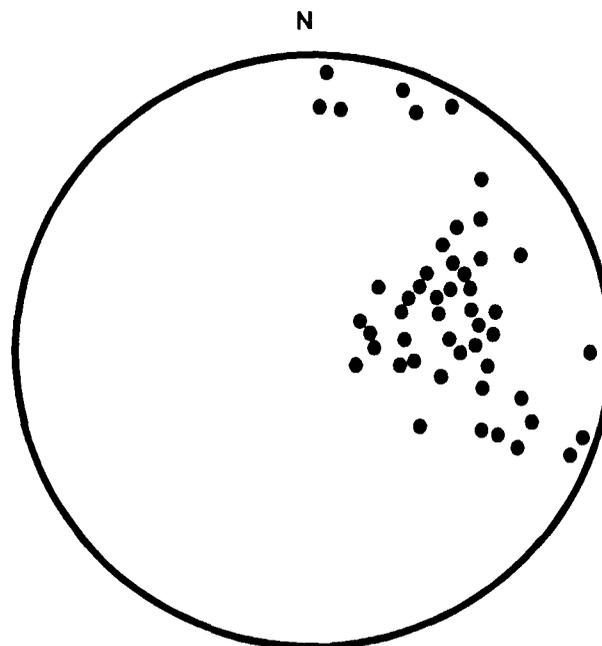


Fig. 8.—Lineaciones de estiramiento mineral con una inclinación preferencial hacia el W y buzamiento bastante elevado en el mismo sentido.

noce en la localidad de Antinaco y a lo largo de la quebrada de Chapaña. La tercera zona milonítica, más delgada que las anteriores se describe en la ladera oriental de la Sierra de Paimán (fig. 1).

Estas fajas tendrían su correlación en las zonas deformadas de la Sierra de Copacabana y se reconocen también en la Sierra de Fiambalá (Grison, 1991; Neugebauer, 1996), en Cerro Negro (Toselli y Córdoba, 1990 y Toselli *et al.*, 1992) y se extendería, con características similares, hacia el norte, ingresando en el ámbito de la Puna, y también hacia el sur en las sierras de Córdoba y San Luis (Pérez, 1991).

A escala de afloramiento los elementos estructurales más notables los constituyen los planos de esquistosidad milonítica que presenta un rumbo dominante NNO con una inclinación de alto ángulo hacia el este, cuya media estadística es $N350^\circ/50^\circ E$ (fig. 7) y las lineaciones de estiramiento mineral, que poseen una dirección de inclinación preferencial hacia el oeste (entre $N60^\circ$ y $N110^\circ$) con buzamiento bastante elevado en el mismo sentido, lo que señalarían una componente principal de inclinación de dirección O-E. Un grupo menor de medidas se ubican con una dirección de inclinación entre 0° y 25° , cercanas a la horizontal y que indicarían una componente de rumbo, menos importante (fig. 8).

Una vez establecido que el transporte tectónico tiene una dirección predominante E-O se utilizaron indicadores cinemáticos con el objeto de determinar

el sentido de movimiento. Para estos efectos fueron muy útiles las estructuras asimétricas desarrolladas en fenoclastos de feldespatos, fácilmente reconocibles en toda la sierra, y las estructuras «S-C», que se reconocen en el sur. Tales estructuras señalan un movimiento cizallante de carácter inverso, produciendo un cabalgamiento de los bloques serranos hacia el oeste.

En aquellos sectores donde las lineaciones presentan dirección submeridional, los indicadores cinemáticos muestran un desplazamiento antihorario de las estructuras, marcando un movimiento relativo de la porción oriental de los bloques hacia el norte, siguiendo un desplazamiento de rumbo menos conspicuo.

Este par de juegos de lineaciones descriptos pueden conjugarse dentro de una tectónica transpresiva en el concepto de Sanderson y Marchini (1984) quienes la describen como un sistema de cizalla transcurrente acompañada por un acortamiento horizontal a través del plano de falla. Así, el acortamiento cortical se produciría como consecuencia del fallamiento inverso hacia el O y el desplazamiento de rumbo de dirección submeridional.

A escala microscópica se realizaron Medición de ejes ópticos de cuarzo en muestras que evidencian baja deformación ocurrida a temperaturas menores a 450-500° C. En base a ellas se confeccionaron diagramas de petrofábrica (fig. 9) orientados paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicu-

lar a la foliación (sección xz) en los que se puede observar la representación de una guirnalda única, lo que indica el desarrollo de los tres sistemas de deformación en cuarzo: el que corresponde a planos basales, que se desarrolla a temperaturas más bajas, prismáticos y romboedrales, a temperaturas mayores a 350° C (Tullis *et al.*, 1973). El patrón de guirnalda única, sugiere una componente rotacional en la trayectoria de deformación (Schmid and Casey, 1986). En ambos casos se observa que el sentido de movimiento es sinistral (antihorario) que se interpreta, de acuerdo con los datos obtenidos a escala mesoscópica, como causado por una tectónica de carácter inverso que genera un desplazamiento hacia el oeste de los bloques serranos.

También a escala microscópica se realizaron elipses de esfuerzos, utilizando el método de Fry, que luego fueron rebatidos a la horizontal y proyectados en el mapa (fig. 6) donde puede observarse la orientación de las elipses de esfuerzos en distintos puntos de la Sierra de Copacabana. En ellas se marcaron el plano de esquistosidad milonítica (s) y la lineación (x) perpendicular a la dirección de mayor esfuerzo, proyectadas sobre el plano horizontal.

De la observación de estos resultados, es posible observar que el movimiento es antihorario y la dirección principal de esfuerzo es E-O, dando lugar a un desplazamiento de carácter inverso que produciría un cabalgamiento hacia el oeste.

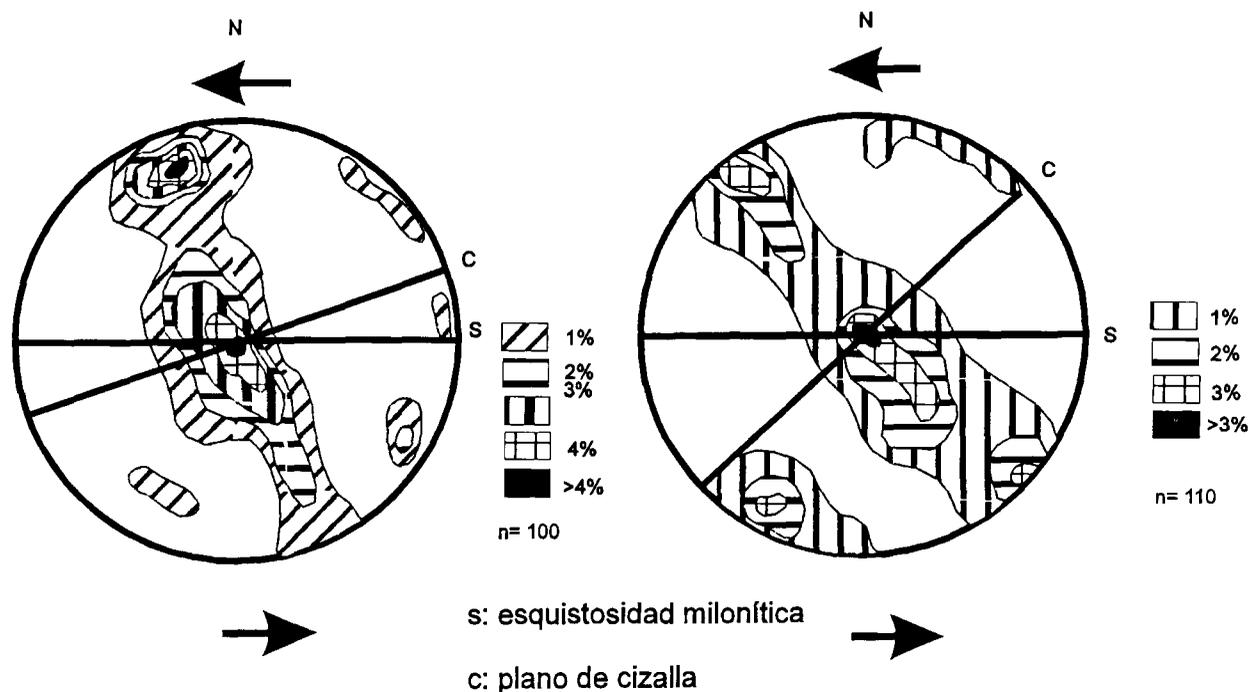


Fig. 9.—Diagrama de petrofábrica de ejes ópticos de cuarzo (sección perpendicular a la esquistosidad y paralela a la lineación) donde se observa un sentido de movimiento sinistral.

Edad de las fajas miloníticas

La edad mínima de deformación correspondería al Carbonífero inferior, según la relación estratigráfica de los sedimentos carboníferos de Sierras Pampeanas que sobreyacen indeformados a las milonitas, tal cual fue observado por Caminos (1979) en la Sierra de Velasco y por Vergel y Luna (1992) en la Sierra de Paimán. La edad máxima de deformación correspondería a la de los materiales intrusivos afectados por la deformación, teniendo en cuenta que éstos, en parte, son pretectónicos (Durand *et al.*, 1984; Toselli *et al.*, 1985; Aceñolaza *et al.*, 1990) y en parte son sintectónicos, ya que en determinados sectores de la Sierra de Copacabana se reconoce foliación primaria.

El evento magmático principal de esta región de las Sierras Pampeanas se ubicaría entre los 455 y 410 m.a. (Ordovícico Superior-Silúrico) (Rapela *et al.*, 1992a). Dataciones locales en la Sierra de Paimán son concordantes con estas edades (454 ± 13 y 437 ± 13 m.a. de Pérez y Kawashita, 1992 y Linares y González, 1990), por lo tanto los procesos deformativos se habrían desarrollado muy próximos al límite Ordovícico-Silúrico, en cuyo caso se relacionarían con la fase diastrófica Oclóyica (Salfity *et al.*, 1984).

No se descarta que reactivaciones posteriores, probablemente relacionadas a la fase diastrófica Chánica (Devónico superior-Carbónico inferior) (Salfity *et al.*, 1984) generen nuevos episodios deformativos que den lugar a edades más modernas, como la obtenida por McBride *et al.* (1976) sobre milonitas del puesto Asha, en la Sierra de Velasco (328-330 m.a.) (Carbonífero inferior).

Evolución geotectónica

Según lo expuesto y teniendo en cuenta los estudios petrográficos, químicos y estructurales que caracterizan a la Sierra de Copacabana, es posible vincular a los materiales intrusivos estudiados con un modelo de arco magmático desarrollado en un margen continental activo, como el propuesto por Aceñolaza y Toselli (1988) para el Sistema de Famatina.

Este arco magmático se habría emplazado, desde el inicio, en corteza continental, de acuerdo a la filiación con rocas de arco magmático continental de las rocas básicas y ultrabásicas de la Sierra de Fiambalá de 501 m.a. (Grissom, 1991; Grissom *et al.*, 1991 y DeBari, 1994). Este arco de islas volcánicas se manifiesta a partir del Arenigiano hasta el Llanvirniano inferior (465-490 m.a.) al O del Cratón Gondwánico, depositando material en una cuen-

ca terrígena ubicada entre ambos. El encajante del magmatismo famatiniano habrían sido los depósitos pelíticos y psamíticos representados por las formaciones La Aguadita (Durand *et al.*, 1992) Suncho (Mirré y Aceñolaza, 1972) y La Cébila (González Bonorino, 1951) que formaban parte de la corteza continental engrosada hacia el Cratón Gondwánico, estabilizada o cratonizada durante la orogenia Pampeana (Toselli *et al.*, 1996a). Este período está representado en la Sierra de Copacabana por otro y parametamorfitas pampeanas de grado bajo a medio.

La fase diastrófica Guandacol, del Llanvirniano medio (Moya y Salfity, 1982) produce el cierre de la cuenca ordovícica en el Sistema de Famatina y la acreción de la secuencia volcánico-clástica al margen occidental del Gondwana. Esta fase estaría vinculada con un fenómeno colisional entre el arco de islas y el continente (Rapela *et al.*, 1992b).

Durante el Ordovícico superior-Silúrico tiene lugar la orogenia Oclóyica (445 m.a., Ramos y Ramos, 1978 y Moya y Salfity, 1982) que se interpreta como originada por los procesos colisionales entre Laurentia y Gondwana (Dalla Salda, 1992 y 1993; Dalziel *et al.*, 1994 y Dalziel, 1997) o entre Sierras Pampeanas Occidentales, el Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas Orientales (Toselli *et al.*, 1996a).

Como consecuencia de este fenómeno colisional se desarrolla al O del Sistema de Famatina una zona de sutura, con el correspondiente emplazamiento de granitos profundos, de caracteres toleíticos a calcoalcalinos y meta a peraluminosos, como el Granito de Cerro Toro. Hacia el E, sobre el eje del Sistema de Famatina se desarrollan granitos más someros, calcoalcalinos y meta a peraluminicos (Granitos de Nuñorco, Sañogasta y Narváez) y hacia el continente se produce la intrusión de granitos someros y epizonales, de filiación calcoalcalina y peraluminica, como los estudiados en la Sierra de Copacabana y también los de la Sierra de Paimán, los que presentan características geoquímicas de granitos colisionales.

Los granitoides emplazados más al este, en el ambiente de Sierras Pampeanas Orientales, estarían más relacionados a un ambiente de emplazamiento de tipo cortical (Toselli *et al.*, 1996a).

La orogenia Chánica del Devónico superior (355 m.a.) probablemente relacionada con la colisión del bloque alóctono de Chileña (Ramos *et al.*, 1984) o a Laurentia, mediante un proceso de transcompresión (Dalziel *et al.*, 1994) reactiva antiguas zonas de cizalla como la Faja Milonítica TiPA (López y Toselli, 1993), generaría otras nuevas, como las del rumbo NO-SE de la Sierra de Velasco (Toselli *et al.*, 1996a).

El ciclo magmático relacionado con esta orogenia generaría granitos devónicos como el Granito Potrerillos, en la Sierra de Paimán (Pérez, 1991) que no fueron afectados por los procesos deformativos del Ordovícico superior.

Discusión y conclusiones

El basamento ígneo metamórfico de la Sierra de Copacabana, compuesto por rocas orto y parametamórficas regionales de edad pampeana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) e intrusivos, mayoritariamente ácidos, con cuerpos básicos subordinados generados durante el Ciclo Famatiniano constituyeron el protolito de las cataclásitas y milonitas que conforman la casi totalidad de los afloramientos de la región estudiada.

Mientras que las metamorfitas regionales prácticamente no muestran evidencias de los fenómenos deformativos, reconociéndose aún las fábricas del metamorfismo regional previo, las rocas plutónicas —que se clasifican como monzogranitos y granodioritas, principalmente— y presentan características geoquímicas calcoalcalinas y peralumínicas, se habrían emplazado en un ambiente de margen continental activo, desarrollado en el Sistema de Famatina durante el Paleozoico inferior— muestran claramente los procesos deformativos que se les sobreimpuso, dando lugar al desarrollo de cataclásitas, protomilonitas, ortomilonitas y ultramilonitas.

Los fenómenos deformativos mencionados habrían originado tres zonas de cizalla principales —comprendidas dentro de la Faja Milonítica TiPA (Tinogasta-Pituitil-Antinaco)— de dirección submeridional y subparalelas entre sí que bordean por el E al Sistema de Famatina a lo largo de más de 100 km, excediendo los límites establecidos para este trabajo.

Las principales estructuras generadas por la deformación son los planos de esquistosidad milonítica señalan un rumbo dominante NNO inclinaciones de alto ángulo hacia el este, cuya media estadística es N350°/50°E y las lineaciones de estiramiento mineral que poseen una dirección de inclinación preferencial hacia el O con buzamiento elevado en el mismo sentido que indicarían una componente principal de inclinación de dirección O-E. El proceso deformativo habría ocasionado también cabalgamientos de las estructuras de las unidades serranas hacia el oeste, mediante una tectónica de carácter inverso y se relacionarían con eventos colisionales que habrían tenido lugar en el Paleozoico medio-superior (Fase diastrófica Oclóyica), probablemente relacionados con la colisión Gondwana-Laurentia o con el amalgamamiento de las Sierras

Pampeanas Occidentales, el Sistema de Famatina y las Sierras Pampeanas Orientales.

Eventos diastróficos posteriores, probablemente relacionados con la orogenia Chánica habrían reactivado el sistema oclóyico (D₄).

Referencias

- Aceñolaza, F., y Toselli, A. (1981). *Geología del Noroeste Argentina*. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, Publicación especial, 1287, 212 pág.
- Aceñolaza, F., y Toselli, A. (1988). El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como Orógeno de Margen Continental Activo. *5.º Congr. Geol. Chileno*, 1, 55-67.
- Aceñolaza, F., Miller, H., y Toselli, A. (1990). Zonas miloníticas de sectores orientales al Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 11.º Congr. Geol. Argentino*: 289-292.
- Batchelor, R., y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Bachmann, G., Grauert, B., Miller, H. (1986). Isotope dating of polymetamorphic metasediments. *Zentralblatt für Geol. Paläont.*, 9/10, 1257-1268.
- Caminos, R. (1979). Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan. En: *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1, 225-291.
- Cullers, R., y Graf, J. (1984). Rare Earth Elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - Ore petrogenesis. En: *Rare Earth Elements Geochemistry*. (P. Henderson, edit.), Elsevier, Amsterdam, 509 págs.
- Dalla Salda, L. (1987). Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, 6, 249-260.
- Dalla Salda, L., Varela, R., y Cingolani, C. (1992). Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20, 617-620.
- Dalla Salda, L., Varela, R., y Cingolani, C. (1993). Sobre la colisión Laurentia-Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. *Actas 12.º Congr. Geol. Argentino*, 3, 358-366.
- Dalziel, I., Dalla Salda, L. y Gahagan, L. (1994). Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of Appalachian-Andean mountain system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 243-252.
- Dalziel, I. (1997). Neoproterozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geo. Soc. Amer. Bull.*, 109, 16-42.
- DeBari, S. (1994). Petrogenesis of the Fiambalá Gabbroic Intrusion, Northwestern Argentina, a Deep Crustal Syntectonic Pluton in a Continental Magmatic Arc. *J. Petrol.*, 35, 679-713.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., y Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- Durand, F., Toselli, A., y Aceñolaza, F. (1984). Las rocas cataclásticas de las Sierras de Capillitas - La Ovejería, Provincia de Catamarca. *IX Congr. Geol. Argentino*, Actas 2, 204-217.

- Durand, F., Saavedra, J., Pellitero, E., Toselli, A., Rossi de Toselli, J., y Medina, M., 1992: The mafic-felsic complex in Anguinán (La Rioja, Argentina) and its signification into Andean Low Paleozoic plutonism, 1991. *Zentralblattfür Geol. Palaont.*, 1, 1581-1595.
- González Bonorino, F. (1951). Una nueva formación precámbrica en el noroeste argentino. *Comunicaciones Científicas*, Museo de La Plata: 5.
- Grissom, G. (1991). *Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina*. Ph. D. Thesis, Stanford University, Stanford, 262 págs.
- Grissom, G., De Bari, S., Page, R. Page, S., Villar, L., Coleman, R., y Ramírez, M. (1991). Geology of the Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina: Implications for Paleozoic Andean Tectonics. En: *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. (R. Harmon, y C. Rapela, edits.), *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 265, 189-200.
- Henderson, P. (1984). *Rare Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 509 págs.
- Hibbard, M., y Watters, R. (1987). Fracturing in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, 18, 1-12.
- Irvine, T., y Baragar, W. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Le Maitre, R. (edit.), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A., y Zanettin, A. (1989). *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 192 págs.
- Linares, A., y González, R. (1990). *Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina (1957-1987)*. Publicación Especial Asoc. Geol. Argentina, Serie «B» (Didáctica y Complementaria), 19, 628 págs.
- Llano, J., Castro de Machuca, B., y Uliarte, E. (1988). *Atlas de microfábricas deformacionales*. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, y apéndice microfotográfico, 22 págs.
- López, J. P. (1997). *Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de Copacabana, Provincia de Catamarca, República Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 200 págs.
- López, J. P., y Toselli, A. (1993). La Faja Milonítica TiPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 12.º Congr. Geol. Argentino*, 3, 39-42.
- López, J. P., y Toselli, A. (1996). Sierra de Copacabana. En: *Geología del Sistema de Famatina*. (F. Aceñolaza, H. Miller, y A. Toselli, edits.). Munchner Geologische Hefte, 19(A), Munich, Alemania, 255-259.
- López, J. P., Indri, D., y Lisiak, J. (1994). Estudio preliminar de los granitos peraluminosos de la faja deformada del borde occidental de Gondwana, Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 7.º Congr. Geol. Chileno*, 2, 1095-1099.
- Lorenc, M. W. (1990). Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paimán, Argentina. *Geol. J.*, 25, 405-412.
- Lorenc, M. W., y Pérez, A. W. (1987). Las rocas ígneas del extremo norte de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. *Actas 10.º Congr. Geol. Argentino*, 4: 111-114.
- Maniar, P., y Picolli, C. (1989). Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635-643.
- McBride, S., Caelles, J., Clark, A., y Farrar, E. (1976). Paleozoic radiometric age provinces in the Andean basement, latitudes 25°-30° S. *Earth Planet. Sci. Letters*, 29, 373-383.
- Mirré, J., y Aceñolaza, F. (1972). El hallazgo de Oldhamia sp (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, Provincia de Catamarca. *Rev. Asoc. Paleontol. Argentina*, 9, 72-78.
- Moya, C., y Salfity, J. (1982). Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. *Actas 5.º Congr. Latinoamericano Geol. Argentina*, 3, 523-526.
- Neugebauer, H. (1996). Die mylonite von Fiambalá. *Munchen Geol. Hefte*, A18, 126 S, 56 Abb.
- Pérez, W. (1988). Evidencias preliminares de mezcla de magmas en el norte de la Sierra de Paimán, República Argentina. *Actas 5.º Congr. Geol. Chileno*, 31, 145-161.
- Pérez, W. (1991). *Contribución a la petrología y geoquímica de los granitoides y gabroides del norte de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja*. Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédita, 231 págs.).
- Pérez, W., y Kawashita, K. (1992). K-Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rocks from the Sierra de Paimán, northwestern Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.*, 5, 251-264.
- Ramos, E., y Ramos, V. (1978). Los ciclos magmáticos de la República Argentina. *Actas 7.º Congr. Geol. Argentino*, 1, 771-786.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., y Palma, M. (1984). Chileña: un terreno alóctono en la evolución de los Andes Centrales. *Actas 10.º Congr. Geol. Argentino*, 2, 84-106.
- Rapela, C., Coira, B., Toselli, A., y Saavedra, J. (1992a). El magmatismo del Paleozoico inferior en el sudoeste del Gondwana. En: *El Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (J. Gutiérrez Marco, J. Saavedra, e I. Rábano, edits.), 21-68.
- Rapela, C., Coira, B., Toselli, A., y Saavedra, J. (1992b). The Lower Paleozoic Magmatism of Southwestern Gondwana and the Evolution of the Famatinian Orogen. *Intern. Geol. Review*, 34, 1081-1143.
- Salfity, J., Gorustovich, S., y Moya, M. (1984). Las fases diastróficas en los Andes del Norte Argentino. *Intern. Simp. Central-Andean, Tectonics and Relations with Natural Resources*. Academia Nacional de Ciencias, Bolivia.
- Sanderson, D., y Marchini, W. (1984). Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6, 449-458.
- Schmid, S., y Casey, M. (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. En: *Mineral and rock deformation: laboratories studies*. (B. Hobbs, y H. Heard, edits.), 263-286.
- Shand, S. (1927). *Eruptive Rocks*, John Wiley & Sons, New York.
- Toselli, G. A., y Córdoba, G. (1990). Volcanismo en el área de Cerro Negro, Provincia de Catamarca, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 45, 47-54.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J., y Aceñolaza, F. (1985). Milonitas de bajo grado de la megafactura de Sierras Pampeanas en la Quebrada de La Rioja, Sierra de Velasco, Argentina. *Actas 5.º Congr. Geol. Chileno*, 1, 159-171.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J., y Saavedra, J. (1996a). Esquema de evolución geotectónica y mag-

- mática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas Congr. Geol. Argentino*, 5, 443-462.
- Toselli, G., Saavedra, J., Córdoba, G., Medina, M. (1992b). Los granitos peraluminosos de las Sierras de Vinquis, Cerro Negro y Zapata (Sierras Pampeanas), Provincia de Catamarca, Argentina. *Estudios Geol.*, 48, 247-256.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J., y Saavedra, J. (1996a). Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas 13.º Congr. Geol. Argentino*, 5, 443-462.
- Toselli, A., Miller, H., Saavedra, J., Rossi de Toselli, J., y Pellitero, E. (1996b). Granitoides y rocas básicas de la Sierra de Paimán. En: *Geología del Sistema de Famatina*. (F. Aceñolaza, H. Miller, y A. Toselli, edits.). Munchner Geologische Hefte, Munich, Alemania, 19(A), 241-253.
- Tullis J., Christie, J., y Griggs, D. (1973). Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 297-314.
- Vergel, M., y Luna, F. (1992). Registros palinológicos en sedimentos del Neopaleozoico de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina. *Acta Geol. Lilloana*, 17, 161-168.
- Wilner, A., y Miller, H. (1982). Structural division and evolution of the Lower Paleozoic Basement in the NW-Argentine Andes. *Zentralblattfür Geol. Palaont.*, 1, 1245-1255.
- Winkler, H. (1978). *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. Blume, Madrid, 346 págs.
- Wise, D., Dunn, D., Engelder, J., Geiser, P., Hatcher, R., Kish, S., Odom, A., y Schemel, S. (1984). Fault-related rocks: Suggestion for terminology. *Geology*, 12, 391-394.

Recibido el 23 de diciembre de 1997.

Aceptado el 12 de mayo de 1998.