

## Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco

A. J. TOSELLI<sup>1</sup>; J. N. ROSSI<sup>1</sup>; H. MILLER<sup>2</sup>; M. BÁEZ<sup>1</sup>; P. GROSSE<sup>1</sup>; J. P. LÓPEZ<sup>1</sup> y L. BELLOS<sup>1</sup>

**Abstract:** *THE GRANITIC AND METAMORPHIC ROCKS IN THE SIERRA DE VELASCO.* The Sierra de Velasco are formed by a large mainly granitic blooming, integrated by numerous plutons, with different compositions and ages, related to each other so much through deformed, generally aligned strips, like by intrusive relationships. The metamorphic country rock is represented by phyllites and quartzites, with hornfels, at the northeastern flank and porphyritic tonalites in the north end of the range that in all the cases evidence the shallow level of the granite intrusions. The forms of the plutones, as well as the structural characters and degree of deformation, they indicate intrusive sequences that can have been begun in the Ordovician and culminated in the Carboniferous one, with ages of deformation at the Silurian and Devonian, as they indicate the geochronological datations carried out.

**Resumen:** *LAS ROCAS GRANÍTICAS Y METAMÓRFICAS DE LA SIERRA DE VELASCO.* La Sierra de Velasco comprende un extenso afloramiento predominantemente granítico, integrado por numerosos plutones, con composiciones y edades diferentes, relacionados entre sí tanto a través de fajas deformadas, generalmente alineadas, como por relaciones intrusivas. La caja metamórfica está representada por filitas y cuarcitas, con corneanas, sobre el flanco nororiental y pórfiros tonalíticos en el extremo norte de la sierra, que en todos los casos evidencia el emplazamiento somero de los intrusivos graníticos. Las formas de los plutones, así como los caracteres estructurales y grado de deformación, indican secuencias intrusivas que pueden haberse iniciado en el Ordovícico y culminado en el Carbonífero, con edades de deformación en el Siluro-Devónico, como lo indican las dataciones geocronológicas realizadas.

**Key words:** Sierra de Velasco. Granites. Metamorphic rocks. Deformation. Ages.

**Palabras Clave:** Sierra de Velasco. Granitos. Rocas Metamórficas. Deformación. Edades.

### Introducción

Los lineamientos básicos de la Geología de la Sierra de Velasco fueron dados por Bodenbender (1911). Este autor expresa: ..... "En la sierra de Velasco, filitas forman la falda oriental en la quebrada de La Rioja, etc., mientras la pendiente occidental se compone de varias partes de gneis, ó lo que es más probable de granito gneisico. En la parte central hay un macizo granítico que ocupa la mayor parte de la sierra..." Mas adelante expresa (pág. 42) ... "Todos los estratos los considero metamorfoseados por la intrusión granítica, representando ellos probablemente el cambriano y precambriano, pudiendo ser distinta la edad de la intrusión granítica..." Opinión que reitera en su trabajo de 1916.

Este esquema básico es claro y preciso y tiende a confirmarse con los trabajos que se vienen llevando a cabo. En el flanco oriental de la sierra, hasta la latitud de La Rioja, aflora la Formación La Cébila, constituida por filitas y cuarcitas, que han sufrido metamorfismo térmico y deformación en relación a fracturas que han producido fajas miloníticas, relacionadas con la estructura de la sierra.

<sup>1</sup> Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT-CONICET, Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán, Argentina.

<sup>2</sup> Department für Geo- und Umweltwissenschaften, LMU München, Luisenstr. 37- 80333 München. Alemania

En el flanco occidental, afloran gneises graníticos, producto de la deformación de granitoides porfiroides, denominados Complejo Antinaco.

Finalmente la zona central de la sierra está constituida por granitos porfíricos (cristalgranitos), que se conoce como plutón Huaco.

Las unidades mencionadas, junto a numerosos plutones menores, con caracteres texturales y mineralógicos particulares, indican una larga y compleja historia de intrusividad y deformación, desarrollada entre el Ordovícico y el Carbonífero y que culmina con la orogenia Andina, que determina la configuración actual de la sierra.

## **Geología de la Sierra de Velasco**

Los afloramientos de la Sierra de Velasco, están constituidos por al menos doce plutones mayores y numerosos cuerpos pequeños menores pos-tectónicos, con caracteres particulares y que solo muestran relaciones con la caja en el flanco nororiental, constituida por filitas y cuarcitas de la Formación La Cébila y en el extremo meridional de la sierra constituida por metavolcanitas de la Punta Negra. En los restantes afloramientos no se encuentran evidencias de la roca de caja o bien sólo aparece localmente como pendants de algunas decenas de metros. Fajas miloníticas de orientación NW-SE, en algunos casos se desarrollan sobre granitos preexistentes y en otros casos, quedan interrumpidas, por plutones más nuevos o bien por fallas más modernas que desplazan lateralmente algunos tramos de la traza original, de las fajas deformadas.

## **Rocas de caja de los granitoides**

### ***FORMACIÓN LA CÉBILA***

En la quebrada de La Cébila, Espizúa y Caminos (1979) indican que la unidad está integrada por litologías, que permiten distinguir tres subunidades: 1) Metacuarcitas cuarzo-biotíticas con nódulos de muscovita y sillimanita, con esquistosidad débil que se presentan en bancos de 1 m de espesor, con relictos de laminación primaria paralela o entrecruzada. Están constituidas por cuarzo, oligoclasa y biotita, además de muscovita con estructura poiquilitica, fibrolita y microclino. 2) Filitas cuarzo-biotítico-muscovíticas con andalucita y escasa sillimanita. Son de color gris verdoso, foliadas y con porfiroblastos de andalucita de 2 a 5 mm de. Están compuestas por cuarzo, biotita, muscovita y oligoclasa, además de microclino y fibrolita. El bandeado está definido por la alternancia de capas micáceas y cuarzosas. 3) Micacitas, con cuarzo, biotita, muscovita y sillimanita, inyectadas por venas de cuarzo, microclino y oligoclasa. Las metacuarcitas, que serían las rocas más antiguas, constituirían el núcleo de un anticlinal.

Esta formación constituye una estrecha faja, que desde la quebrada de La Cébila se extiende hacia el sur, siguiendo el flanco occidental de la Sierra de Mazán y el flanco oriental de la Sierra de Velasco, hasta la quebrada de La Rioja.

González Bonorino (1951, 1978) le asigna edad precámbrica. Espizúa y Caminos (1979) indican que la sedimentación puede corresponder al Precámbrico superior. En cambio Nullo (1981) la asigna al Precámbrico-Paleozoico inferior. Finney et al. (2003) utilizando los circones detriticos le asigna una edad mínima de 480-515 Ma., que evidencia una superficie de erosión de rocas Famatinianas del Ordovícico inferior. En el aspecto regional, estas rocas con bajo grado de metamorfismo, pueden considerarse como relictos que han conservado las características de los sedimentos psamo-pelíticos depositados en la cuenca marina, durante el Precámbrico superior-Cámbrico basal y constituyen las rocas regionales en la cual intruyen los granitos paleozoicos.

Tabiques de enclaves metasedimentarios de diferentes tamaños y características se encuentran en diferentes localidades de la sierra, como los descritos e interpretados por Rossi de Toselli *et al.*, 1998; Rossi *et al.*, 2005; Coira *et al.*, 1966).

#### **PÓRFIRO TONALÍTICO PUNTA NEGRA**

Fue estudiado por Saravia (1997) en los afloramientos de pórfiros tonalíticos (metavolcanitas) que constituyen el extremo noreste de la Sierra de Velasco. Los mismos constituyen una lomada baja que se desarrolla aproximadamente 3 km en dirección norte-sur por 2 km en sentido este-oeste, presentando una pendiente suave en la ladera occidental y una marcada escarpa tectónica en el margen oriental.

Las rocas que constituyen esta formación corresponden a pórfiros tonalíticos, de color gris oscuro a negro, con textura porfírica definida por abundantes fenocristales de plagioclasa y cuarzo, estos últimos redondeados y de color azulado. La pasta que los envuelve es afanítica y constituida por cuarzo, feldespatos potásico y biotita, además de opacos, muscovita, clorita, circón y apatita. Los mismos se consideran predecesores de los granitos, sufriendo a continuación metamorfismo dinámico en un ambiente frágil.

En el afloramiento se observan numerosos diques aplíticos, discordantes con respecto a la estructura, de composición cuarzo-feldespatítica con turmalina.

En el borde oriental del afloramiento se observa con claridad que el porfiro dacítico es intruido por el granito porfírico del plutón Asha, con una zona de transición entre ambos que no sobrepasa los 20-30 cm.

Es común observar dentro de los pórfiros la presencia de xenolitos, correspondientes a sedimentos pelíticos y grauváquicos, que han sido transformados en corneanas con desarrollo de cordierita y nidos de biotita.

### **Granitoides**

Los afloramientos granitoides de la Sierra de Velasco, están integrados por un importante conjunto de plutones de diverso tamaño, caracteres y edades, que intentamos reseñar.

Los más conspicuos son los correspondientes al ortogneis Antinaco y el plutón Huaco, a los que se le agregan los plutones de San Blas, Señor de la Peña, La Punta, Mazán, Bazán, Asha, Sanagasta y Patquía. Quedan áreas graníticas no reconocidas aún, que expresamos como granitoides no diferenciados.

Las relaciones entre los diferentes plutones, a veces son intrusivas, mientras que en otros casos es por fajas miloníticas.

*El plutón Antinaco*, está constituido por orto-gneises y granitos gneisicos porfíroides, con foliación milonítica que gradan a gneises miloníticos y protomilonitas. Son rocas de composición monzogranítica, granodiorítica y tonalítica, de grano grueso a porfíricas, foliadas, con orientación preferencial NO-SE, de los minerales micáceos y de los porfiroclastos de microclino, de 4 a 6 cm, que muestran distintos grados de rotación y desarrollo de estructuras sigma y delta. La peraluminosidad es de  $A/CNK = 1,1-1,4$ . Los minerales constituyentes son: cuarzo, microclino y plagioclasa, con biotita, muscovita, granate y turmalina. El desarrollo de estructura S-C, con neomineralización de cianita-sillimanita, indica condiciones de  $P=5-7$  kb y  $T= 600^{\circ}C$  (Rossi *et al.*, 2005). Caracteriza a estas rocas, estructuras de flujo penetrativas que rodean a los porfiroclastos félsicos (Foto 1). En los esquistos micáceos miloníticos, las bandas de flujo muestran mejor desarrollo, ya que el mayor contenido de micas permite un mejor desarrollo de los planos de fluxión. En la microfábrica es posible observar tanto estructuras frágiles como plásticas. Entre las primeras se destacan morteros y

bandas de microtrituración de cuarzo, así como fábricas de tracción y desgarro en cuarzo y feldespatos. Las estructuras plásticas, están representadas por maclas curvadas en plagioclasa, pliegues kink en biotitas, torsión de las micas y de traslación de los feldespatos (Toselli *et al.*, 2000). Este plutón, que no presenta roca de caja, sino solo bloques dispersos con tamaños que no sobrepasan decenas de metros, está elongado en dirección norte-sur, con relaciones axiales de 1:3.

La susceptibilidad magnética en el extremo NO de la sierra es de  $0,71$  a  $0,92 \times 10^{-3}$  SI.

En un cuerpo deformado, situado inmediatamente al sur del Plutón Antinaco, pero con caracteres mineralógicos y geoquímicos diferentes, Pankhurst *et al.* (2000) determinan sobre circones edades U-Pb SHRIMP de  $481 \pm 2,8$  Ma para un monzogranito porfirico de dos micas y Rapela *et al.* (1999, 2001) identifican también un evento térmico-dúctil de  $469 \pm 4$  Ma.

*El Plutón Huaco*, está constituido por granitos porfíricos a equigranulares de grano grueso, que constituyen los afloramientos del centro-norte de la sierra. Presentan orientación magmática preferencial de las micas y de los fenocristales de microclino y carecen de deformación dúctil y/o cataclástica. Las fases porfíricas pueden alcanzar hasta un 40% de fenocristales, con tamaños de 8 a 10 cm. La composición es predominantemente granítica con variaciones a granodioritas, con coloraciones grises a rosadas. La mineralogía está representada por cuarzo, microclino y plagioclasa, junto con biotita, muscovita, apatita y circón. Los valores de peraluminosidad,  $A/CNK = 1,1 - 1,2$ . El plutón tiene relaciones axiales de 1:1,5, tiene caracteres de tardío- a post-tectónico. Es probable que su intrusión se haya producido por inyección a través de varios conductos principales, alojados en fracturas. El magma ascendido por cada conducto se habría extendido lateralmente convergiendo en una masa única. Los tabiques de milonitas que separaban originalmente los conductos, se fragmentaron y quedaron como bloques, dentro del granito (Foto2).

*El Plutón Sanagasta* (Grosse, inédito) es de forma elipsoidal, con contactos gradacionales hacia el Plutón Huaco. Está formado por monzo- y sienos granitos porfíricos biotíticos, con texturas manteadas en algunos fenocristales de microclino en una matriz de grano medio a grueso constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita, escasa muscovita, apatita, circón, opacos y granate. Las relaciones axiales del plutón son de 1:1,1. Son comunes enclaves microgranulares máficos, félsicos y de milonitas.

*El Plutón Señor de la Peña*, está constituido por granitos cordieríticos cuyos afloramientos están separados por una fractura de los granitos porfíricos micáceos. Los granitos cordieríticos porfíricos, presentan megacristales de microclino de 2 a 10 cm, que muestran inclusiones de biotita y cuarzo. La matriz es de granulometría mediana y formada por cuarzo, plagioclasa, microclino, cordierita, sillimanita, andalucita, granate, biotita y muscovita. Las facies de granitos equigranulares de grano grueso y color gris rosado, arealmente subordinadas, están formadas por cuarzo, plagioclasa y microclino, junto a abundante biotita y muscovita subordinada. En las facies muscovíticas se presenta granate, junto a andalucita, sillimanita y cordierita (Rossi de Toselli *et al.*, 1985; Toselli, *et al.*, 1991). Afloramientos menores de granitos cordieríticos, como los de la quebrada Aberastain y Pampa de la Viuda (Prieri y Cravero, Alasinoctal comunicación epistolar inédita) los asimilamos en edad con el de Señor de la Peña, cuya edad U-Pb convencional sobre circones es de  $376 \pm 8$  Ma (Toselli *et al.*, 2004.) La intrusión del plutón Señor de la Peña, habría ocurrido a través de conductos discretos, que habrían cortado zonas miloníticas previas y habrían arrastrado fragmentos de las mismas, que quedaron dentro del granito. La presencia de deformación dúctil incipiente, que pasa una faja más deformada que está en relación directa con el Granito La Punta, permite considerar a este plutón como tardío-tectónico.

La susceptibilidad magnética medida en diferentes afloramientos es de  $3,8$  a  $12,5 \times 10^{-3}$  SI, valores que son sumamente llamativos, tanto por su magnitud como por las variaciones que presentan.

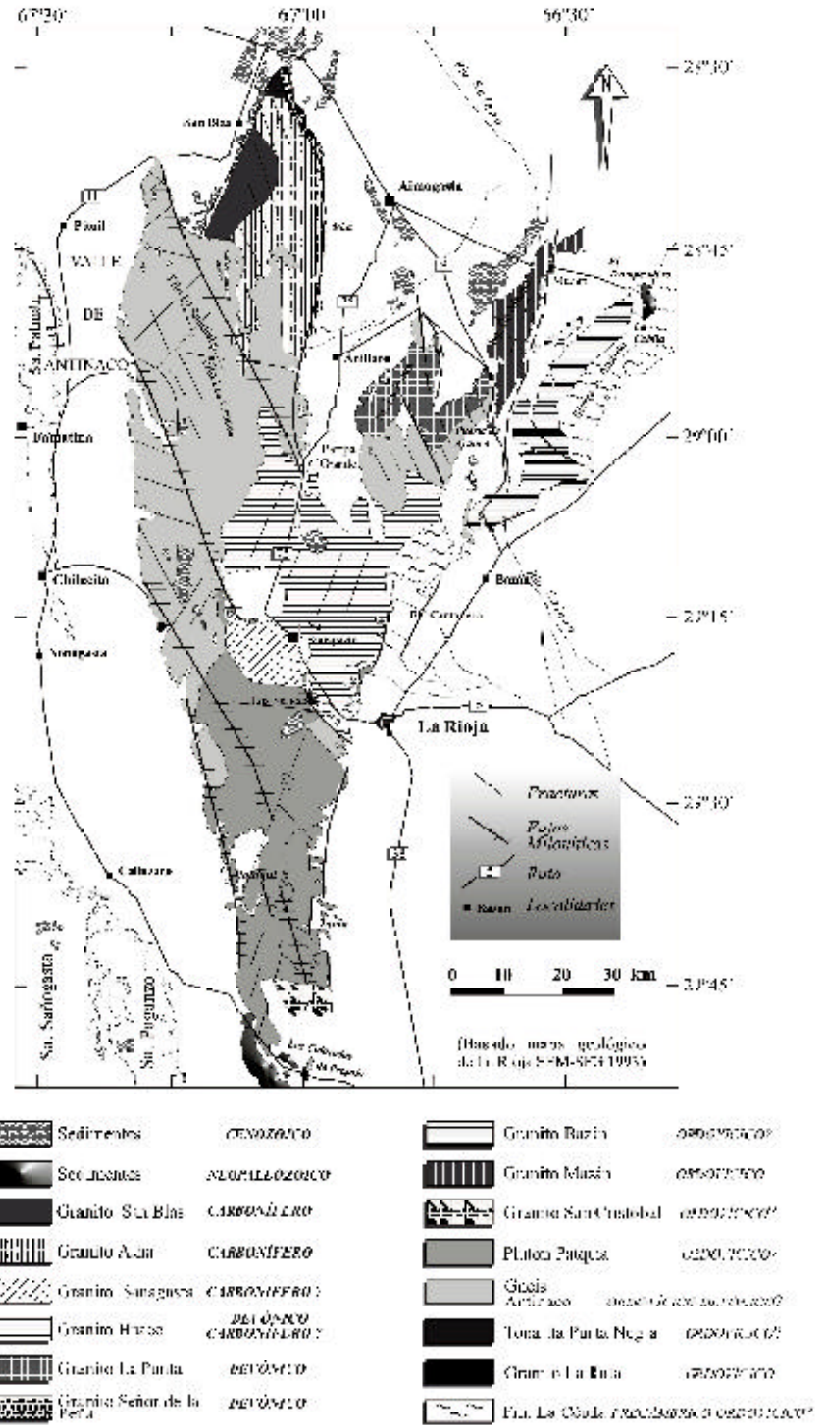


Fig. 1. Esquema Geológico de la Sierra de Velasco.

*El Plutón San Blas*, constituye un notable afloramiento de forma semicircular, que se extiende entre San Blas de Los Sauces, al norte y Amuschina, al sur, con un ancho aproximado de 8 km. Presenta contactos netos, a través de una marcada escarpa topográfica, con los granitos porfíricos deformados hacia el este que corresponden al Granito Asha y hacia el sur-oeste, se pone en contacto con el Gneis Antinaco y en su flanco occidental es cubierto por sedimentos modernos. El techo plano es un claro indicio de su intrusión dentro de otro granito, en un ambiente frágil y con caracteres claramente post-tectónicos. Está formado por varias facies de granitoides, sin ningún tipo de deformación, que van desde pórfiros graníticos rosados a grises, hasta granitos porfíricos rosados que gradan a granitos con granulometría mediana a gruesa, que localmente presentan estructuras miarolíticas. Están formados por cuarzo, microclino y plagioclasa con biotita, muscovita, apatita, circón y monacita. Dataciones realizadas por Báez *et al.* (2004) por U/Pb convencional sobre circones, dieron  $334 \pm 5$  Ma.

La susceptibilidad magnética es de  $0,04$  a  $0,08 \times 10^{-3}$  SI.

*El Plutón Mazán*, está constituido esencialmente por granitos porfíricos y en menor proporción por granitos equigranulares, formados por cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita, junto a variables contenidos de cordierita y muscovita. Geoquímicamente son peraluminosos ( $A/CNK = 1,1$  a  $1,9$ ) y de tendencia potásica. Los enclaves presentes tienen rasgos metasedimentarios. Los granitos presentan deformación sin- a post-cristalina y emplazamiento somero (Toselli, G. *et al.* 1991). El plutón está constituido esencialmente por el llamado Granito Antiguo (Keidel y Schiller, 1913) que es cortado por el llamado Granito Nuevo, por los mismos autores, con caracteres de pegmatoides bandeados de grano grueso. Asimismo Toselli *et al.* (1991) citan el desarrollo de un granito leucocrático granular, de grano medio a grueso en el extremo sur-oeste y en la sierra de Udpinango. Está constituido plagioclasa, cuarzo y biotita subordinada en pequeños nidos. En toda la sierra son comunes los diques aplíticos, de composición aplítica a granodiorítica que cortan los diferentes tipos litológicos. Los cuerpos pegmatíticos, cortan al Granito Antiguo de Keidel y Schiller (1913) y suelen contener alguna andalucita y/o ilmenita, y otras casiterita y wolframita, que en todos los casos fueron explotadas comercialmente (Fogliata, 1999).

La susceptibilidad magnética medida en el granito viejo, en la quebrada homónima es de  $0,20$  a  $0,27 \times 10^{-3}$  SI, mientras que en La Angostura el granito viejo tiene valores de  $0,21$  a  $0,25 \times 10^{-3}$  SI, mientras que el granito nuevo da valores de  $0,05$  a  $0,06 \times 10^{-3}$  SI.

Las edades están comprendidas entre 345 y 475 Ma (Linares y González, 1990).

Las relaciones axiales son mayores a 1:5 y presenta orientación NNE-SSW.

La roca de caja está constituida por la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951), que presenta contacto tectónico con los granitos.

La edad U/Pb SHRIMP determinada por Pankhurst *et al.* (2000) es  $484,2 \pm 3,1$  Ma.

*Plutón Bazán*, corresponde a un cordón aislado que constituye la terminación sur de la Sierra de Ambato. Está compuesto por granitoides porfíroides a equigranulares de grano grueso y colores grises oscuros, que presentan intensa alteración supergénica, que dificulta su caracterización. Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita, junto a apatita y circón. Presenta enclaves metasedimentarios pequeños con desarrollo de quistolita y otras microgranulares corneas de grano fino de color negro. Localmente los granitos equigranulares gruesos, presentan gran cantidad de inclusiones de pocos centímetros de carácter esquistoso con andalucita y sillimanita y otros microgranulares. Enjambres de pseudotaquilas en el granito, que se suceden con una frecuencia de aproximadamente 15 a 20 m y con espesores del orden de 2 cm, que afectan tanto al granito como a un dique de aplita de 1,20 m, que gradan a milonitas. La sucesión tiene valores de rumbo  $N40^\circ$  y buzamiento  $62^\circ W$ .

La susceptibilidad magnética del granito varía entre  $0,30$  y  $0,23 \times 10^{-3}$  SI

Las relaciones axiales del afloramiento son de 1:5 y con desarrollo NNE-SSW, desarrollándose en contacto tectónico con las rocas de la Formación La Cébila.

*Granito Asha*, constituye el flanco oriental del extremo norte de la sierra de Velasco, formando una estrecha faja de aproximadamente treinta kilómetros de largo por algo más de un kilómetro de ancho. Es un granito equigranular de grano medio a porfírico, que presenta contacto neto con milonitas y que intruye en el pórfiro tonalítico Punta Negra en el extremo norte (Saravia 1997), siendo a su vez intruido por el plutón San Blas. La mineralogía está caracterizada por fenocristales de microclino, en una matriz de grano medio a grueso de microclino, cuarzo, plagioclasa y biotita, junto a muscovita, circón, apatita e ilmenita. Dataciones realizadas por Báez *et al.* (2004) por U/Pb convencional sobre monacitas, dieron  $344 \pm 1$  Ma.

*El plutón La Punta*, se desarrolla entre los Plutones Señor de la Peña y Huaco. Está constituido por granitoides porfíricos a equigranulares de grano grueso, con incipiente deformación post-magmática, y presentando contactos netos con los plutones citados.

Diques micrograníticos cortan al granito cordierítico Señor de La Peña y según De los Hoyos (2004), definen dos facies una rosada y otra blanca, con composición granítica inequigranular, de grano medio a grueso, firmados por cuarzo, microclino y plagioclasa, con biotita, muscovita, circón, apatita, turmalina y granate. La facies blanca de menor extensión presenta mayor contenido de cuarzo, bajo contenido en micas y ausencia de óxidos de hierro, que le dan el color a la facies rosada. Ambas facies presentan deformación de distinta intensidad, según los sectores, con orientación de feldespato y micas y granos de cuarzo azulado. El Plutón La Punta se relaciona con el Plutón Señor de la Peña, a través de una faja de protomilonitas granodioríticas, con porfiroclastos de microclino y matriz cuarzo-feldespática. La edad U-Pb convencional en circones del granito La Punta, es de  $405 \pm 11$  Ma. (Toselli *et al.*, 2003).

*Plutón Patquía*, se desarrolla en la zona sur de la sierra de Velasco. Está constituido por las Unidades: Granodiorita Cueva del Chacho, Granodiorita El Palanche y Tonalita Ampiza, cuyas relaciones con los plutones ubicados más al norte, aún se desconoce, al igual que las relaciones temporales con el Plutón San Cristóbal. Tiene valores de susceptibilidad magnética de  $9,7 \times 10^{-3}$  SI, conteniendo enclaves microgranulares con valores  $14,4 \times 10^{-3}$  SI y enclaves metasedimentarios con valores  $0,50 \times 10^{-3}$  SI.

*La Unidad Granodiorita Cueva del Chacho* (Bellos, inédito), constituye parte de la serranía Punta Negra, en el extremo S-O de la sierra. Es de textura porfírica, con fenocristales de microclino en una matriz de grano medio a grueso compuesta por cuarzo, oligoclasa y microclino, con biotita (hornblenda), titanita, allanita, circón, apatita y magnetita.

*La Unidad Granodiorita El Palanche* (Bellos, inédito), se desarrolla al norte y este de la Granodiorita Cueva del Chacho, continuando en el área media de la sierra y pasando en forma transicional a la Tonalita Ampiza. Son típicas granodioritas y tonalitas biotítico-hornbléndicas y en menor proporción monzogranitos. Las texturas son porfíricas, con fenocristales de microclino, en una matriz de grano medio a grueso, compuesta por cuarzo, oligoclasa-andesina, microclino perfitico, biotita, hornblenda, titanita, allanita, apatita, circón y magnetita. Los afloramientos son cortados por fajas de deformación con desarrollo de extinción ondulosa en el cuarzo y de mirmequitas.

*La Unidad Tonalita Ampiza* (Bellos, inédito), se desarrolla al este de la anterior, constituyendo el área SE de la sierra, desconociéndose su extensión hacia el norte. Es de textura equigranular de grano medio y compuesta por oligoclasa, cuarzo y biotita, junto a allanita, epidoto, rutilo, circón y apatita. En las fajas de deformación adquiere textura gnéssica, con maclas de plagioclasa fuertemente deformadas, con extinción ondulosa del cuarzo, bandas micro-molidas y micas plegadas.

*Plutón San Cristóbal* (Bellos, inédito), constituye un plutón en el extremo SE de la sierra, con una extensión de 10 km E-O y 3,5 km N-S. Está constituido por monzo- y sienogranitos, con

granodioritas subordinadas, de grano mediano a ligeramente porfíricas, con fenocristales de microclino. Están compuestos por cuarzo, microclino, albita-oligoclasa, biotita, muscovita, circón, apatita, granate y sillimanita. Una zona de deformación lo cruza dando origen a granitos gnéissicos y ortogneises, con texturas de deformación en el cuarzo y formación de fibrolita, mirmequitas, simplectitas de biotita-cuarzo y muscovita-cuarzo.

## Fajas de deformación

Las fajas deformadas permiten una primera separación temporal, relacionada con el carácter dúctil o frágil de las mismas. Las fajas dúctiles, dieron lugar a la formación de ortogneises y milonitas y que se consideran las más antiguas, llegando incluso a ser pre-graníticas, como lo demuestran bloques de hasta 0,50 m, encontrados en los plutones de Huaco y Señor de La Peña.

Las fajas producto de deformación frágil, generalmente han cortado y desplazado a las dúctiles, obliterando asimismo las formas de algunos plutones y condicionando gran parte de la morfología actual de la sierra y relaciones geológicas que se observan, las edades más modernas llegan incluso al Cuaternario como lo muestra el fallamiento moderno que corta a sectores del cono aluvial de La Rioja o que definen la morfología actual de la sierra.

Faja Asha, se desarrolla, con dirección NNO-SSE, en el flanco NE de la sierra, definiendo el resalto abrupto, que puede observarse desde la localidad de Alpasinche. Su extensión no supera los 20 km de recorrido, en los cuales desarrolla estructuras miloníticas, sobre los granitos del Plutón Asha.

Faja milonítica Antinaco-Sanagasta, considerada como la continuación de la Faja TIPA, presenta notable continuidad y es interrumpida en su recorrido por el Plutón Sanagasta, que se considera posterior al desarrollo de la faja y de caracteres post-tectónicos, con similitud al Plutón San Blas.

El lineamiento Señor de la Punta-El Cantadero, es otra faja deformada milonítica, que corre paralelamente a la anterior y con notable continuidad, siendo interrumpida localmente por el Plutón Huaco. Entre esta faja y la anterior, en los afloramientos del Gneis Antinaco, se observan notables estructuras de deformación de direcciones NW y NE, que pueden tener su origen en la interacción entre ambos lineamientos. De estas deformaciones solo son visibles en el plutón Huaco, las de dirección NE.

Lineamiento Paluqui, corre a lo largo del flanco occidental de la sierra desde aproximadamente la latitud de Nonogasta, hasta el sur del Bolsón de Paluqui, sin entrar en la sierra y generando en su recorrido el desarrollo de rocas miloníticas.

Lineamiento La Puerta, se desarrolla desde dicha quebrada, con dirección NO-SE y emergiendo por el extremo austral de la sierra, generando en su recorrido el desarrollo de miloníticas y gneises miloníticos. Aunque antes es cortado por un fracturamiento más moderno de dirección NE con desplazamiento sinistral. Paralelamente a este se desarrollan lineamientos menores que dejan su impronta en la morfología de la sierra, en forma de profundas quebradas.

El lineamiento La Alumbra, constituye una notable estructura de rumbo NE, que corre por el flanco SE del Bolsón de Paluqui y termina en las proximidades del dique Los Sauces, en la quebrada de La Alumbra y que parece tener dirección de desplazamiento dextral.

## Comentarios de los resultados y conclusiones

En la Sierra de Velasco, los afloramientos de rocas metamórficas metasedimentarias, correspondientes a la Formación La Cébila, están restringidas al flanco nororiental, representadas por filitas y cuarcitas, producto del metamorfismo regional al que se le superimpuso metamorfismo de contacto con desarrollo de quiaztolita y sillimanita. Asimismo en el extremo norte de la sierra se desarrolla el



Pórfiro Tonalítico Punta Negra, que han precedido a la intrusión granítica y son intruidas por éstos. En el flanco occidental, solo se encuentran tabiques metasedimentarios y restos parcialmente asimilados o englobados por el granito, como es el caso del Bolsón de Paluqui (Coira *et al.* 1968) o como bloques incluidos en el granito poco al sur de la latitud de Chilecito en la quebrada de La Puerta, donde Rossi y Toselli (2004), establecen condiciones de metamorfismo de contacto de 4,8 kb y 640°C.

Los granitoides que constituyen el Batolito de la Sierra de Velasco, muestran diferentes relaciones de campo, asociaciones minerales, petrografía, geoquímica y edad.

Las relaciones de campo permiten diferenciar entre plutones pre- a sin-cinemáticos, de los tardío- a post-cinemáticos, de acuerdo al grado de deformación sufrida o si carecen de ella. Así los granitoides datados como pertenecientes al Devónico-Carbonífero, son de tipo tardío- a post-cinemáticos; tales como los de: La Punta, Señor de la Peña, San Blas, Asha, Mazán y Bazán. Asimismo se consideran dentro de este grupo a los de Huaco y Sanagasta, que interrumpen las fajas de deformación preexistentes; mientras que los datados como Ordovícicos, corresponden a plutones pre-a sin-cinemáticos de: Antinaco, Patquía, San Cristóbal, que son cortados por fajas de deformación.

Los datos geoquímicos y mineralógicos procesados, en diferentes diagramas, permiten reconocer granitoides peraluminosos y metaluminosos, para las diferentes edades establecidas.

Estas asociaciones granitoides, de diferentes edades, permiten interpretar ambientes geotectónicos que se superponen geográficamente. Así para el Ordovícico tenemos los granitoides peraluminosos con cordierita-biotita-muscovita, de Mazán, Bazán, que se asocian con los granitoides peraluminosos con biotita, muscovita, granate de Antinaco y San Cristóbal, de origen cortical y típicos de zonas de colisión continental. Los cuales se asocian con granitoides metaluminosos calco-alcalinos, con biotita-hornblenda, de Patquía, de origen mixto (interacción corteza-manto). El Gneis Antinaco sería producto de la intrusión de un granito porfirico, parcialmente cristalizado, a lo largo de una zona de fractura NO-SE, que produce la orientación parcial de los fenocristales de microclino. Con el aumento de la cristalización por el descenso de la temperatura, se genera metamorfismo dinamotérmico, que produce mineralogías particulares como cianita-sillimanita, la orientación de las micas, el desarrollo de muscovita secundaria y la formación de porfiroclastos de cuarzo y feldespatos, junto al desarrollo de estructuras sigma y S-C, con condiciones de P de 5-7 kb y T de 600°C (Rossi *et al.*, 2005).

En el Devónico-Carbonífero, se reactivan fajas de deformación de dirección NO-SE, que afectan a los plutones ya consolidados y se produce la intrusión de nuevos intrusivos como los de San Blas, Huaco y Sanagasta, constituidos por granitoides peraluminosos de dos micas y el plutón Señor de la Peña, formado por granito con cordierita-biotita-muscovita. Ambos tipos de granitoides se interpretan como de origen cortical, emplazamiento somero y de ambiente colisional.

**Agradecimientos:** Los autores expresan su agradecimiento al CONICET - PIP n° 2573; PICT 07-09686 (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica), y Programa CIUNT de la UNT, 2001-2003, como así también al personal de apoyo del INSUGEO, sin cuyo valioso apoyo este trabajo no habría podido realizarse

## Referencias

- Báez, M., Basei, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., 2004. Geocronología de granitos de la Sierra de Velasco (Argentina): Reinterpretación de la secuencia magmática. *Simposio "Quarenta Anos de Geocronología no Brasil"* Sao Paulo.
- Bodenbender, G., 1916. El Nevado de Famatina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*. T. XXI: 100-182. Córdoba.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución Geológica de la Parte Meridional de la provincia de La Rioja y regiones limitrofes. República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*. T. XIX (Entrega 1): 1-221. Córdoba.
- Coira, B., Koukharsky, M., Volkheimer, W. 1968. Sobre el hallazgo de Paleozoico inferior en la Sierra de Velasco (provincia de La Rioja), entre los paralelos 29°30' y 29°50'. *III Jornadas Geológicas Argentinas*. T.I: 230-247. Comodoro Rivadavia.

- De los Hoyos, C. 2004. *Caracterización petrográfica y estructural de las rocas aflorantes en las serranías de La Punta y Señor de La Peña, nordeste de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. Seminario trabajo final de la carrera de Geología*. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. (inédito).
- Espizúa, S., y Caminos, R., 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, Sierra de Ambato, provincias de Catamarca y La Rioja. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 53 (1-2): 125-142.
- Finney, S.C., Gleason, J., Gehrels, G.E., Peralta, S.H., Vervoort, J.D., 2003. U/Pb geochronology of detrital zircons from Upper Ordovician Las Vacas, La Cantera, and Empozada formations, NW Argentina. In: Albanesi, G.L., Beresi, M.S., Peralta, S.H. (Eds.) *Ordovician from the Andes. INSUGEO, Serie de Correlación Geológica*, 17: 191-196. Tucumán.
- Fogliata, A.S. 1999. *Estudio geológico económico de los recursos mineros de la Sierra de Mazán*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. 202 páginas, (inédita).
- González Bonorino, F., 1978. Descripción geológica de la hoja 14f, San Fernando del Valle de Catamarca. Bol. N° 160. *Servicio Geológico Nacional*, Buenos Aires.
- Keidel, H. y Schiller, W. 1913. Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán, en la prov. de La Rioja (Rep. Argentina). *Revista Museo La Plata*, XX: 124-150.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. *III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (III SSAGI)*. Publicación en CD-ROM. Pucón.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J. y Fanning, C.M., 1999. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian Granites: New constraints on the timing, origin and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology (IISAGI)*. 264-267. Carlos Paz.
- Rossi de Toselli, J., Toselli, A., Indri, D., Saavedra, J. y Pellitero, E. 1985. Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminosos de las Sierras Pampeanas: El problema de los granitos cordieríticos. *Revista Asociación Mineralogía Petrología y Sedimentología*, (AMPS) 16(1-4):55-64.
- Rossi de Toselli, J.N., Toselli, A.J. y López, J.P., 1998. Metamorfismo en el Noroeste de la Sierra de Velasco (La Rioja, Argentina): evidencia de engrosamiento cortical en base a la mineralogía y texturas de deformación. *16 Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium. Terra Nostra*, 98/5: 135. Bayreuth.
- Rossi, J.N. y Toselli, A.J. 2004. Termometría de las corneanas granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Avances en Mineralogía, Metalogía y Petrología 2004. 7º MINMET*. Pág. 403-408. Río Cuarto
- Saravia, J.L. 1997. *Geología y Petrología del extremo noroeste de la Sierra de Velasco, Sector Alpasinche, La Rioja, República Argentina*. Trabajo final de Seminario. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédito).
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Báez, M. 2005. Evolución termobárica del ortogneis peraluminoso del noroeste de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. (en prensa).
- Schalamuk, I., Toselli, A.J., Saavedra, J., Echeveste, H., y Fernández, R., 1989. Geología y mineralización del sector este de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* (AMPS), 20 (1-4): 1-12. Buenos Aires.
- Toselli, G., Saavedra, J., Córdoba, G. y Medina, M., 1991. Petrología y geoquímica de los granitos de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja-Catamarca. *Asociación Geológica Argentina Revista XLVI* (1-2): 36-50.

**Recibido:** 30 de agosto de 2004

**Aceptado:** 18 de noviembre de 2004