

LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL BATOLITO DE ACHALA (DEVÓNICO, SIERRA GRANDE DE CÓRDOBA) Y SUS DIFERENCIAS CON OTROS GRANITOS ACHALIANOS

Silvana E. GEUNA¹, Leonardo D. ESCOSTEGUY², Roberto MIRÓ², Juan Carlos CANDIANI² y María Fernanda GAIDO²

¹ INGEODAV, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - CONICET. Email: geuna@gl.fcen.uba.ar

² IGRM - SEGEMAR

RESUMEN

El magmatismo devónico de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis está representado por batolitos y plutones de composición monzogranítica y forma subelíptica, emplazados en un basamento metamórfico-plutónico eopaleozoico. Se distinguen dos grupos: el primero, compuesto por granitoides con hornblenda-biotita, metaluminosos a débilmente peraluminosos; y el segundo, formado por granitoides con biotita y muscovita, peraluminosos. Ambos grupos se caracterizan respectivamente por tener magnetita e ilmenita como fases accesorias, lo cual genera propiedades magnéticas distintivas. Entre ellos, el batolito de Achala, Córdoba, con una extensión de casi 2.500 km², es un buen exponente de los granitos paramagnéticos (no magnéticos). Su mineralogía magnética fue caracterizada en cuarenta y un sitios, la mayoría de ellos en el Monzogranito Achala. Se determinó una susceptibilidad magnética promedio muy baja, 15×10^{-5} (SI), controlada por el contenido de biotita e ilmeno-hematita. Veintiún sitios mostraron remanencia magnética estable portada por hematita, que aparece como un mineral accesorio, intercrecida con discos de exsolución de (hemo)ilmenita. La anisotropía de susceptibilidad magnética es débil y predominan las formas oblatas, como es usual en fábricas magmáticas de granitos paramagnéticos; casi no se obtuvieron lineaciones. El grado de anisotropía es mayor en zonas con cizallamiento magmático, debido al efecto de la deformación *subsolidus*. El magnetismo débil del monzogranito de Achala contrasta con el carácter magnético de los plutones monzograníticos porfíricos más representativos de otros batolitos de la región, como Renca, Cerro Áspero y Las Chacras-Piedras Coloradas. La virtual ausencia de magnetita, junto con la presencia de ilmeno-hematita exsuelta, indica que un enfriamiento bajo condiciones oxidantes sería el responsable del carácter paramagnético de Achala. Como consecuencia de aplicación práctica, ambos tipos de granitos devónicos pueden ser distinguidos a través de sus propiedades magnéticas.

Palabras clave: *Sierras Pampeanas, magmatismo, Devónico, Achala, Propiedades magnéticas, Anisotropía de susceptibilidad magnética, Hematita.*

ABSTRACT: *The magnetic susceptibility of the Achala Batholith (Devonian, Sierra Grande de Córdoba) and its difference with other Achalian granites.*

Devonian magmatism in the Sierras Pampeanas of Córdoba and San Luis is represented by elliptical, porphyritic, batholithic, syn- to post-tectonic monzogranites emplaced in an Eopaleozoic metamorphic-plutonic basement. Two groups can be distinguished: the first one composed by metaaluminous to weakly peraluminous, hornblende-biotite-bearing granitoids, and the second one formed by peraluminous, biotite-muscovite-bearing granitoids. Both groups are characterised respectively by magnetite and ilmenite as accessory phases, and therefore they show distinctive magnetic properties. The magnetic assemblage of the Achala Batholith (2,500 km² in outcrop), representative of the paramagnetic (i.e. non-magnetic) second group, is characterized in this paper. Forty-one sites were sampled, most of them in the coarse to medium porphyritic monzogranite phase. The mean magnetic susceptibility is very low, about 15×10^{-5} (SI), mainly due to biotite and ilmeno-hematite. Twenty-one sites showed hematite as magnetic carrier of a stable remanence. The ilmeno-hematite appears as an accessory mineral, with exsolved disc-shaped intergrowths of (hemo)ilmenite. The anisotropy of magnetic susceptibility is weak and oblate forms dominate, as usual in magmatic fabrics of paramagnetic granites; lineations are scarce. The anisotropy degree is higher along magmatic shear zones, due to the effect of *subsolidus* deformation. The weak magnetism of Achala monzogranite facies contrasts with the magnetic character of other Devonian monzogranite plutons in the Sierras de Córdoba and San Luis, included in Renca Granite and Cerro Áspero and Las Chacras-Piedras Coloradas batholiths. The virtual absence of magnetite together with the presence of exsolved ilmeno-hematite suggest that a cooling history under highly oxidizing conditions was responsible for the paramagnetic character of the Achala monzogranite. Magnetic properties can be used to distinguish between both granite types.

Keywords: *Sierras Pampeanas, Magmatism, Devonian, Magnetic properties, Anisotropy of Magnetic susceptibility, Hematite.*

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis se caracterizan por la presencia de un importante magmatismo representado por cuerpos batolíticos y plutones subcirculares, discordantes, de composición granítica y edad devónica media a carbonífera temprana. La edad del magmatismo, confirmada por dataciones radiométricas (Rapela *et al.* 1990, Dorais *et al.* 1997, Sims *et al.* 1998, Siegesmund *et al.* 2004, Rapela *et al.* 2008) va contra la visión tradicional que consideraba a estos granitos como expresión tardía del evento orogénico Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976) del Ordovícico inferior a medio, y ha llevado a considerarlos como manifestaciones de un ciclo magmático diferente, denominado Achaliano por Sims *et al.* (1998) y Stuart-Smith *et al.* (1999). El nombre Achaliano fue escogido a partir del representante más conspicuo de este magmatismo, el batolito de Achala, aflorante en la sierra Grande de Córdoba.

En razón de la representatividad del batolito de Achala en el cuadro estratigráfico regional, se decidió realizar un análisis de sus propiedades magnéticas, cuyos primeros resultados se exponen en este trabajo. La comparación de las propiedades magnéticas de los granitos achalianos de Córdoba y San Luis ha permitido distinguir dentro del magmatismo devónico dos tipos de granitos, magnéticos y no magnéticos, lo que convierte a la susceptibilidad magnética en una herramienta útil de mapeo y que por otra parte, tiene implicancias petrogenéticas. Se analizaron además datos preliminares de anisotropía de susceptibilidad magnética, en términos de la cinemática del flujo magmático y del emplazamiento del batolito.

Ambiente geológico

Las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis son bloques de basamento elevados por fallas inversas de rumbo aproximado norte-sur, con vergencia al oeste, que están compuestos por rocas metamórficas

e ígneas del Neoproterozoico a Paleozoico Inferior, afectadas por varios ciclos orogénicos sucesivos: las orogenias pampeana, del Proterozoico superior-Cámbrico medio (Rapela *et al.* 1998), famatiniana, del Ordovícico inferior a medio (Aceñolaza y Toselli 1976; Dalla Salda 1987) y achaliana, del Devónico medio al Carbonífero inferior (Sims *et al.* 1998; Stuart-Smith *et al.* 1999), que estarían relacionadas con sucesivas etapas de convergencia y colisión de terrenos con el cratón del Río de la Plata, a lo largo del margen proto-andino de Gondwana.

El magmatismo devónico ha sido considerado durante mucho tiempo como la última manifestación de una orogenia famatiniana prolongada (e.g. Rapela *et al.* 1990). En este marco, los granitoides de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis han sido clasificados de acuerdo con su relación temporal con el pico famatiniano (Ordovícico Inferior a Medio), como sin a post-orogénicos (Llambías *et al.* 1998; Sato *et al.* 2003). Rapela *et al.* (1990) consideraron al batolito de Achala como ejemplo de granito famatiniano post-deformacional, e incluyeron en cambio a los granitoides de San Luis como post-famatinianos. Aunque ambos grupos comparten características geoquímicas como el enriquecimiento en LIL y HFS, una de las diferencias mencionadas por Rapela *et al.* (1990) consiste en el carácter alcali-cálcico y peraluminoso de Achala, con presencia de muscovita, en contraposición con el carácter alcalino, metaluminoso a levemente peraluminoso, y con hornblenda-biotita, de los granitos de San Luis.

El magmatismo achaliano

Las primeras dataciones de estos cuerpos ígneos por el método Rb-Sr arrojaron valores disímiles y grandes errores, debido a que los sistemas isotópicos fueron afectados por eventos tardíos. Como ejemplo podemos citar edades Rb-Sr de 408 ± 25 Ma para el stock Las Mesillas, y de 317 ± 54 y 307 ± 72 Ma para el stock Las Chacras, del batolito Las Chacras-

Piedras Coloradas (Brogioli 1993). La posibilidad de obtener edades de cristalización a partir del estudio del sistema U-Pb ha ido revelando que los dos grupos de granitos, considerados previamente como famatinianos tardíos y post-famatinianos, fueron intruidos entre los 393 ± 5 (datación en el granito de Renca; cf. Stuart-Smith *et al.* 1999) y los 368 ± 2 Ma (datación en el granito de Achala; cf. Dorais *et al.* 1997).

La intrusión de los granitos devónicos (hasta carboníferos) se produjo en general a lo largo de antiguas zonas de cizalla dúctil que estuvieron activas bajo un régimen compresivo ortogonal de dirección E-O (Pinotti *et al.* 2006). Las edades Ar-Ar en muscovitas y/o sericitas originadas durante el cizallamiento permitieron acotar la deformación, que habría ocurrido entre los 385 y los 355 Ma, con un máximo a los 370 Ma (Camacho 1997).

Esta simultaneidad de deformación y magmatismo en un período discreto llevó a Stuart-Smith *et al.* (1999) a proponer un nuevo ciclo tectónico y magmático diferente y separado del Famatiniano, que denominaron ciclo orogénico achaliano, y que relacionaron con la colisión de Chileña, en el margen oeste de Gondwana.

La orogenia achaliana en las Sierras Pampeanas se caracteriza por la intrusión de un conjunto de batolitos y cuerpos menores entre los 380 y 360 Ma (Stuart-Smith *et al.* 1999), formados en el marco de una tectónica de engrosamiento cortical, compresiva, acompañada por la reactivación de cizallas que se habían desarrollado durante la tectónica famatiniana. Estas fajas de cizalla, que produjeron milonitas en facies de esquistos verdes durante el Devónico, sirvieron como conducto para la inyección múltiple de los granitos. El emplazamiento de los plutones se produjo durante y después del cizallamiento devónico (Skirrow *et al.* 2000, Pinotti *et al.* 2002).

Los granitoides achalianos son subcirculares a elípticos y muestran una relación discordante con las rocas metamórficas encajantes, con aureolas de metamorfis-

mo de contacto de reducida extensión (e.g. Gordillo y Lencinas 1979, Sato *et al.* 2003). Alcanzan dimensiones batolíticas los complejos Achala y Cerro Áspero en Córdoba, y Las Chacras-Piedras Coloradas en San Luis (Fig. 1). Se emplazaron a profundidades corticales por encima de los 15 km, y muestran fábricas magmáticas de carácter sin a post-tectónicas (Siegesmund *et al.* 2004). Suelen presentar facies porfíricas con megacristales de microclino y una marcada zonalidad composicional hacia las facies marginales (granitos de Renca, La Totorá, Inti Huasi, Capilla del Monte).

Geoquímicamente comprenden granitos calcoalcalinos a alcalinos, metaaluminosos a peraluminosos; son más abundantes los granitos y monzogranitos, pero también aparecen granodioritas, leucogranitos y tonalitas. Contienen con frecuencia enclaves máficos, diques lamprofíricos y de aplita-pegmatita. Por su composición química se ubican dentro del campo de los granitos colisionales o de intraplaca (Rapela *et al.* 1990), y se los ha interpretado como producto de la fusión parcial de la corteza debido a cambios en el régimen térmico durante la elevación regional (Otamendi *et al.* 2002).

Con posterioridad el basamento de las Sierras Pampeanas fue afectado por una sucesión de eventos extensionales en el Paleozoico superior (ciclo gondwánico) y en el Cretácico, este último acompañado por un amplio magmatismo efusivo básico, y finalmente por la orogenia cenozoica del ciclo Ándico, que produjo la morfología actual de bloques volcados hacia el este, con actividad hasta el presente. La tectónica frágil ándica está representada por fallas inversas entre las que se destacan en las sierras de Córdoba las de Altas Cumbres, Los Gigantes-Copina (NNO) y La Cumbrecita (NNE) (Fig. 2).

El batolito de Achala

El nombre achaliano fue escogido a partir de uno de los representantes más conspicuos de este magmatismo tardío a posttectónico: el batolito de Achala, aflorante en la Sierra Grande de Córdoba. Posee una extensión de unos 100 x 40 km y forma elíptica orientada al N-NE, con contactos netos y discordantes con el basamento metamórfico cámbrico que le sirve de encajante (Fig. 2). En sus casi 2.500 km² aflorantes incluye una variabilidad composicional que, según Demange *et al.* (1996) y Zarco (2006), representa al menos cinco suites magmáticas in-

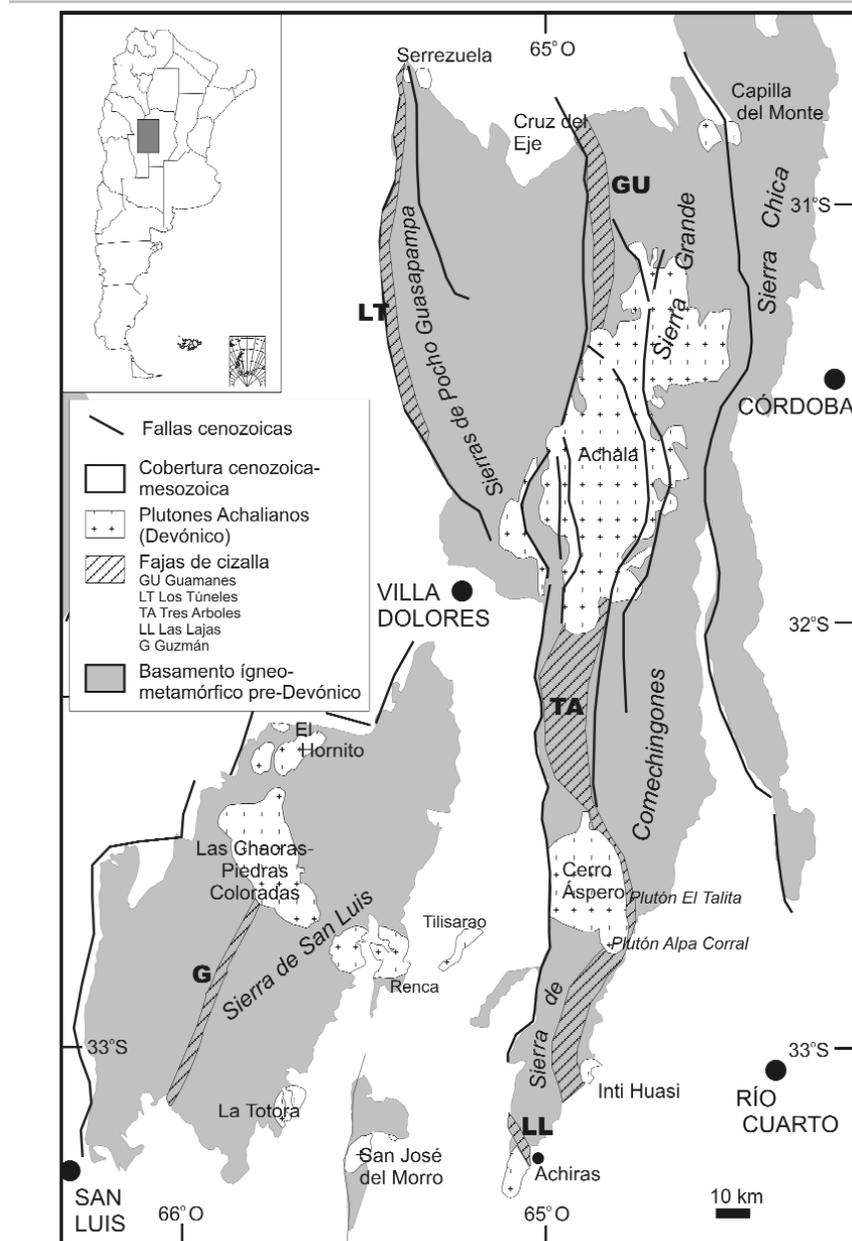


Figura 1: Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, mostrando la localización de los granitoides tardío a postorogénicos del Achaliano (Devónico). Modificado de Pinotti *et al.* (2002) y Sato *et al.* (2003). Se muestra además la ubicación de las fajas de cizalla relevantes para este trabajo: Tres Árboles (TA) y Guamanes (GU), según Martino (2003). El recuadro corresponde a la ubicación de la figura 2.

dependientes, derivadas de distintas fuentes, pero prácticamente coetáneas. En su conjunto, el batolito es peraluminoso, alcali-cálcico, tipo A (Rapela *et al.* 2008) y se habría emplazado a gran distancia de la zona de subducción en las últimas etapas de un arco magmático (Rapela *et al.* 1990).

Las facies menos evolucionadas del batolito se sitúan en el borde oriental (Gra-

nodioritas San Clemente y San Bernardo), mientras que las más evolucionadas (leucogranitos) aparecen en el sector occidental (Fig. 2). En los sectores estudiados predominan los afloramientos de las facies porfíricas gruesa y media de Zarco (2006). La facies principal porfírica gruesa de dos micas, con megacrístales de microclino de hasta 10 cm, es intruída por la facies porfírica media, con megacrístales de hasta 3 cm de largo. Ambas facies son intruídas a su vez por granitos equigranulares finos, biotíticos, ocasionalmente con cristales pequeños de microclino, con contactos netos de rumbos dominantes NNO (Candiani *et al.* 2000, Gaido *et al.* 2005, Fig. 3). El contacto entre las facies porfíricas es sinmagmático, con fluidalidades magmáticas compartidas o mezclas íntimas de contactos graduales, que a veces cambian a contactos netos. Las zonas de mezcla suelen aparecer como franjas estrechas (Bonalumi *et al.* 1999, Candiani *et al.* 2000, Gaido *et al.* 2005). La distribución textural no muestra un patrón sencillo que pueda interpretarse ya sea como producto de una diferenciación centrípeta o de una repetición cíclica; por el contrario, los contactos interdigitados hacen suponer que el emplazamiento se ha producido en un modelo de intrusión por cizallas (Zarco 2006). Las facies representadas en la figura 2 son las dominantes a escala regional, pero pueden presentarse digitaciones con facies diferentes.

Los granitos biotíticos de grano fino aparecen como cuerpos tabulares, alargados, intruídos como diques o con formas groseramente circulares dentro de las facies porfíricas (Fig. 3). En algunos casos comparten con éstas las fábricas planares marcadas por los fenocristales, y en otros, interrumpen la fluidalidad mostrando que son claramente tardíos (Gaido *et al.* 2005). En el sector central (Fig. 2), se puede observar que los granitos biotíticos intruyen sinmagmáticamente en los contactos entre las facies de granito porfiroide y granito grueso, en tanto en el sector oriental se emplazan a lo largo de profallas de rumbo NO a NNO, como

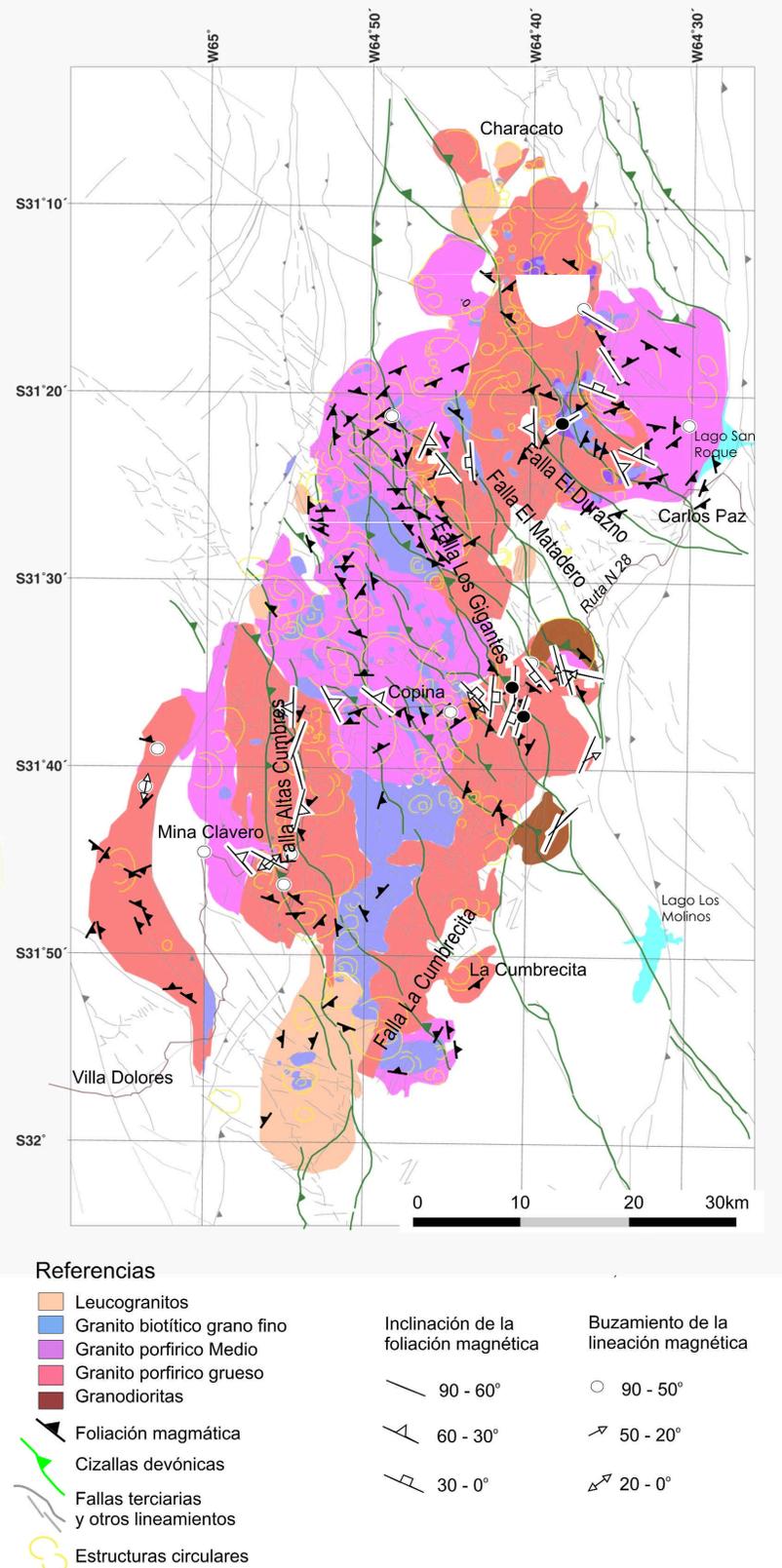


Figura 2: Mapa geológico del batolito de Achala (véase ubicación en Fig. 1). Interpretación satelital a partir de imágenes ASTER, de las diferentes fases graníticas (simplificado de Candiani 2006). Se han superpuesto mediciones in situ de foliaciones magmáticas y de cizallamiento devónico (Zarco 2006), así como las direcciones de AMS determinadas en este trabajo.

las de El Matadero o El Durazno (Demange *et al.* 1996).

El tipo litológico más abundante es el monzogranito porfírico de grano grueso, con más de un 30 % de megacristales de microclino. Está compuesto además por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita, con fluorapatita, circón, óxidos de Fe, clorita, rutilo y caolinita como accesorios. Las micas totalizan aproximadamente un 10 % de la composición, aunque la relación biotita/muscovita es variable. La muscovita está presente como mineral primario y también como secundario (Lira y Kirschbaum 1990).

La alteración deutérica se manifiesta en el reemplazo parcial de feldespato y biotita por muscovita, acompañada por fengita y óxidos de Fe-Ti. El crecimiento tardío-magmático de megacristales de microclino maclado y poiquilítico es regionalmente importante (Lira y Kirschbaum 1990). El granito presenta greisenización especialmente en las zonas de fracturas, en respuesta a la circulación de agua meteórica, a temperaturas de alrededor de 250-350°C (Lira *et al.* 1996).

La edad de cristalización de la facies porfírica principal fue determinada a partir de circones, en 368 ± 2 Ma (Dorais *et al.* 1997) y 379 ± 4 Ma (Rapela *et al.* 2008). Las edades Rb/Sr varían entre 399 ± 25 Ma (Rapela *et al.* 1982) y 333 ± 33 Ma (Rapela *et al.* 1991). Sin embargo, estas edades pueden haber sido modificadas por la actividad hidrotermal tardío-magmática a deutérica, la que podría ser responsable también del lavado de los álcalis y por lo tanto del carácter peraluminoso del batolito (Demange *et al.* 1996). El último calentamiento del sistema hasta 300-400°C fue datado por Jordan *et al.* (1989) en 336 ± 3 Ma (K-Ar en muscovita), lo que implica que el batolito se enfrió rápidamente luego de su emplazamiento.

El batolito de Achala intersecta en su extremo sur a la faja de cizalla de Tres Árboles (Fig. 1). Las metapsamitas del bloque bajo dieron edades de 453 ± 2 Ma (U-Pb en monacita, Gromet, en Whitmeyer y Simpson 2003), lo que indica que la

cizalla estuvo activa al menos con posterioridad al Ordovícico tardío (Famatini-tardío). El batolito además corta al norte a la faja de cizalla Guamanes, que posee edades Ar/Ar de 360 Ma (Carmacho 1997). Cizallas de menor extensión que rodean al batolito y que lo anteceden, han arrojado edades del Devónico medio (Ar/Ar en pseudotaquilitas, Simpson *et al.* 2001). La relación temporal con las fajas de cizalla se manifiesta en la presencia de xenolitos de las rocas deformadas, dentro del batolito, tal como se observa en las fajas de Villa Alpina (Gaido y Murra 2004, Gaido *et al.* 2006), Guamanes y Tres Árboles.

A partir de las relaciones de campo y de las edades de cristalización, puede decirse que la intrusión se desarrolló entre el Devónico medio al tardío, con algunos plutones que tal vez se emplazaron en el Carbonífero temprano (Granodiorita San Bernardo, Leucogranito Champaquí).

Durante su emplazamiento, el batolito de Achala fue afectado por una tectónica de cizallamiento dúctil que le imprimió a las diferentes facies una fábrica planar, representada a escala de afloramiento por escamas subhorizontales y por una lineación observada en zonas donde se reorientan los ejes de megacristales de microclino (Zarco 2006). Esta fábrica de cizallamiento, que se sobrepone a la fábrica magmática primaria, se manifiesta en rasgos que van desde la rotación viscosa de fenocristales de microclino, hasta el brechamiento de la roca cuando ésta se encuentra en estado avanzado de cristalización, con la consecuente invasión de fluidos pegmatíticos (Zarco 2006). Las orientaciones promedio de las fábricas magmática y de cizallamiento determinadas por Zarco (2006) son prácticamente coincidentes.

De acuerdo con las texturas observadas, Zarco (2006) determinó que el cizallamiento se produjo al final del episodio magmático, en forma sincrónica con el emplazamiento de la facies biotítica de grano fino, y cuando la facies porfírica de grano grueso había alcanzado un grado de cristalización avanzado.

El fallamiento frágil del ciclo Ándico produjo el levantamiento escalonado del batolito, poniendo en contacto zonas de distinta profundidad del granito (Demange *et al.* 1993). Según Zarco (2006) el espesor de granito erosionado alcanzaría entre 8 y 10 kilómetros.

Propiedades magnéticas

Muchos de los granitoides sin a postectónicos achalianos poseen facies magnéticas debido a la presencia de magnetita, típico mineral accesorio de las facies portadoras de hornblenda-biotita. Las facies porfiroides predominantes de Renca (López de Luchi *et al.* 2002), La Titora (López de Luchi *et al.* 2004), Las Chacras (Siegesmund *et al.* 2004) y Cerro Áspero (Pinotti *et al.* 2006) fueron caracterizadas como ferromagnéticas (i.e., portadoras de magnetita). Por otro lado, el estudio paleomagnético realizado en el batolito de Achala (Geuna *et al.* 2008) ha permitido caracterizarlo como paramagnético (sin magnetita), con una remanencia estable portada por hematita.

Este carácter magnético contrastante nos llevó a analizar las propiedades magnéticas del batolito de Achala a partir de un muestreo a lo largo de dos transectas E-O, que se supone atraviesan toda la secuencia de facies del batolito, incluyendo la determinación de las variaciones en la susceptibilidad magnética y su anisotropía.

Muestreo y metodología

El muestreo para el estudio de las propiedades magnéticas se realizó en 41 sitios, en diferentes facies del batolito, y se obtuvieron al menos 3 muestras orientadas por cada sitio. De cada muestra se extrajeron especímenes cilíndricos de 2,5 cm de diámetro y 2,2 cm de altura. La mayor parte de los sitios corresponden a la facies porfiroide; los sitios 27, 28, 40, 42 y 46 fueron obtenidos en el granito biotítico de grano fino.

Las mediciones se realizaron en los laboratorios del Advanced Magnetics Group

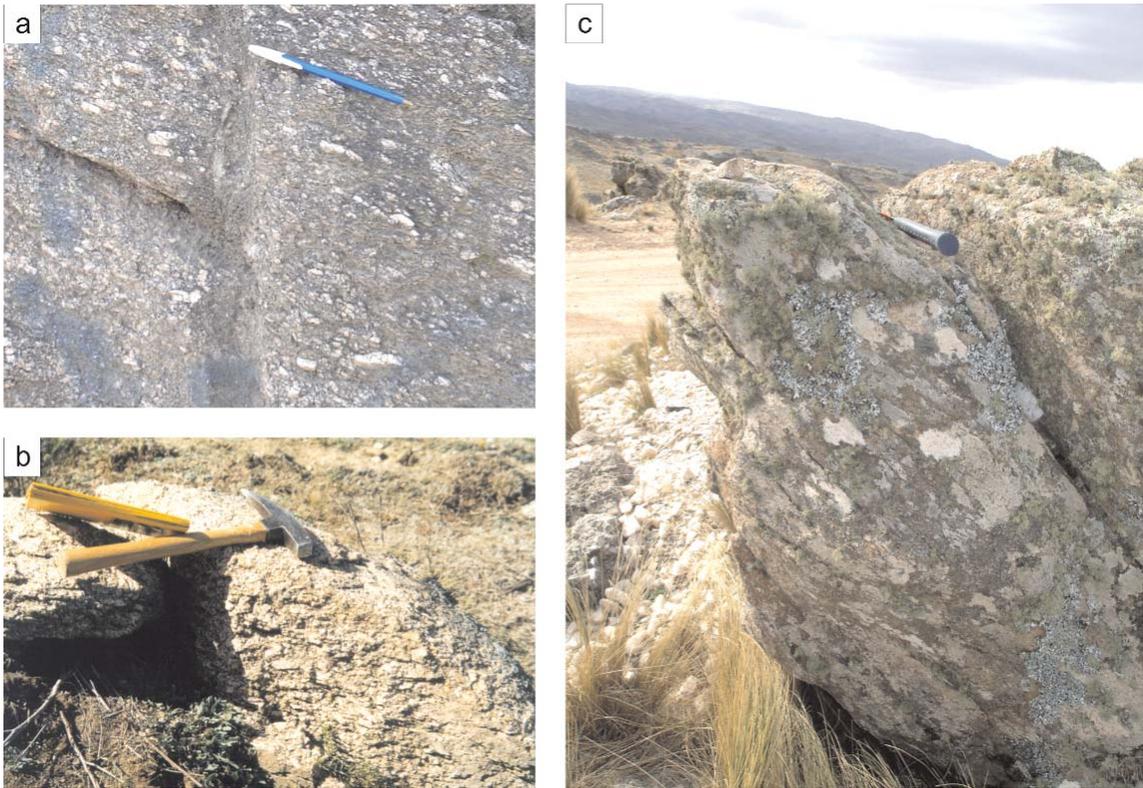


Figura 3: a) La foliación magmática está bien marcada por la disposición subparalela de los fenocristales de feldespato potásico. Carlos Paz, vista al norte. b) Granito porfírico con foliación 25/25, San José de los Ríos, vista al NE. c) Los granitos biotíticos de grano fino se presentan como filones subparalelos a la foliación de las facies porfíricas (55/55). Copina, Vista al NO.

en la CSIRO Division of Exploration and Mining, Sydney, Australia. Se midió la susceptibilidad volumétrica utilizando un susceptibilímetro prototipo que opera a baja frecuencia (211 Hz).

La anisotropía de susceptibilidad magnética se determinó por medio de un magnetómetro rotativo DIGICO modificado, que determina la respuesta de la muestra cuando se la hace rotar entre las bobinas receptoras, en seis posiciones.

Los resultados de los especímenes de cada sitio fueron combinados para obtener la configuración del elipsoide que representa al tensor de segundo orden de la anisotropía de susceptibilidad magnética por sitio. El análisis estadístico se efectuó con los programas MeanData (CSIRO) y Pmag (Tauxe, 1998). Siendo los ejes principales del elipsoide K_1 , K_2 y K_3 (máximo, intermedio y mínimo, respectivamente, con magnitudes en unidades SI), se definieron los siguientes parámetros (véase Tarling y Hrouda 1993):

- *Susceptibilidad volumétrica promedio:* $K_{1/2} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$

- *La excentricidad total o grado de anisotropía*

del elipsoide $P = K_1/K_3$ es la relación entre los ejes máximo y mínimo,

- *La foliación magnética* $F = K_2/K_3$, está dada por la relación entre los ejes intermedio y mínimo, y la dirección de K_3 representa el polo del plano de foliación

- *La lineación magnética* $L = K_1/K_2$, está dada por la relación entre los ejes máximo e intermedio, y la dirección de K_1 representa la dirección de lineación

- *El parámetro de forma* $T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$, donde $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$ y $\eta_3 = \ln K_3$. T combina los parámetros de foliación y lineación, de modo que formas oblatas (discos) dan $0 < T \leq 1$, y formas proladas (bastones) dan valores negativos, $-1 \leq T < 0$.

En principio, el muestreo correcto de una petrofábrica homogénea debería mostrar un estereograma en el que la distribución de orientaciones de los ejes principales del tensor muestre tres concentraciones ortogonales; estas concentraciones pueden tener forma de racimos circulares hasta guirnaldas, y éstas pueden ser descritas mediante las excentricidades de sus elipses de confianza. Las

orientaciones medias de los ejes principales deben ser ortogonales, y los conos de confianza elípticos deben ser paralelos a los planos principales, preservando la simetría ortorrómbica (Borradaile 2001).

El apartamiento de esta simetría ortorrómbica suele ocurrir por problemas de muestreo, o bien puede indicar petrofábricas múltiples o inhomogéneas. Particularmente en el caso de rocas con bajo grado de anisotropía cobra especial importancia, por lo tanto, establecer el significado estadístico de las configuraciones obtenidas y descartar aquellas que puedan considerarse ruido. Para ello se utilizaron los criterios sugeridos por Pueyo *et al.* (2004), basados en el análisis de los ángulos de confianza de las elipses que describen las direcciones principales del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética, a saber:

1) El ángulo de confianza E_{31} se usó para evaluar estadísticamente la anisotropía de la muestra; si E_{31} es > 20 la muestra se considera isótropa al 95% de confianza, y por lo tanto se rechaza. Esto refleja la dificultad para definir el tensor cuando la

excentricidad es demasiado baja. Los especímenes con $E_{31} > 10$ se pueden describir como pseudoisótropos, y por lo tanto tomados con precaución.

2) La calidad de la lineación se evaluó con el ángulo E_{12} . Muestras con $E_{12} > 25$ se consideraron isótropas en el plano de foliación al 95% de confianza; K_{\max} y K_{int} tienen simetría rotacional alrededor de K_{\min} y representan elipsoides oblados puros ($K_{\max}=K_{\text{int}}$), por lo cual la dirección de lineación no tiene significado en estos casos.

3) La calidad de la foliación magnética se examinó con el ángulo E_{23} . Muestras con $E_{23} > 25$ son isótropas en el plano perpendicular a K_{\max} ; esto significa que no se pueden distinguir K_{int} de K_{\min} , o sea, un elipsoide prolado puro.

El significado geológico de los valores direccionales y escalares obtenidos fue analizado luego de filtrar los datos de menor calidad, considerados ruido de acuerdo a los criterios precedentes (Cuadro 1).

RESULTADOS

Susceptibilidad volumétrica (K)

La determinación de la susceptibilidad magnética por unidad de volumen (K) es un método sensitivo para detectar la presencia de cantidades traza de material magnético en las rocas. El valor absoluto de K tiene relación con la abundancia de minerales ferromagnéticos (magnetita o pirrotina monoclinica), y permite clasificar las rocas en paramagnéticas ($K < 126 \times 10^{-5}$ SI) o ferromagnéticas (sensu lato, $K > 126 \times 10^{-5}$ SI; límites de acuerdo a Clark 1999). Una roca llega a ser débilmente ferromagnética con un contenido de apenas 0,02 % en volumen de magnetita, de modo que las rocas paramagnéticas contienen sólo cantidades traza de minerales ferromagnéticos.

La mineralogía de los óxidos de Fe-Ti sirvió de base para la clasificación descriptiva de granitoides calcoalcalinos propuesta por Ishihara (1981), que distingue entre una serie con magnetita (ferromagné-

tica) y una serie con ilmenita (paramagnética). Se ha interpretado que ambas series responden a condiciones diferentes de fugacidad de oxígeno en el magma, donde la serie con magnetita es más oxidada que la serie con ilmenita. De hecho, se ha observado una relación entre granitos de la serie con ilmenita y granitos S, formados a partir de la fusión de corteza continental; esta relación se ha atribuido al carácter reducido de estos magmas, que impide la cristalización de magnetita (Ej. Ishihara 1981, Whalen y Chappell 1988). No obstante, el carácter para o ferromagnético es indicativo no sólo del origen y naturaleza del granito, sino también de cambios redox tardíos, que pueden alterar la paragénesis por la formación de nuevos minerales o la alteración de las fases magnéticas tempranas (Tarling y Hrouda 1993).

La susceptibilidad magnética de las facies porfiroides del batolito de Achala varía entre 5 y 80×10^{-5} (SI), lo que lo coloca en la categoría de granito paramagnético. La ausencia de minerales ferromagnéticos hace que la susceptibilidad sea una medida del contenido de Fe total, portado por silicatos u óxidos como biotita e ilmenita. La susceptibilidad magnética en la facies predominante de Achala raramente supera el valor de 20×10^{-5} (SI); sólo los cuerpos granodioríticos de San Bernardo (sitios 2 a 4) y San Clemente (sitios 6 y 7), en el margen oriental, y los granitos biotíticos de grano fino (sitios 27, 28, 40, 42 y 46) tienen valores apenas superiores, que no superan 80×10^{-5} (SI, Cuadro 1).

La remanencia magnética de estos granitos fue estudiada por Geuna *et al.* (2008). El magnetismo remanente es débil, usualmente entre 0,1 y 5 mA/m. Los ensayos de desmagnetización térmica y las curvas termomagnéticas demostraron que el mineral portador de esa remanencia es hematita. La determinación de la temperatura de Curie-Néel de alrededor de 620°C , indica un contenido de FeTiO_3 en la hematita, en un porcentaje que no superaría el 10%.

Aproximadamente la mitad de los sitios estudiados mostró una remanencia inestable; los sitios restantes permitieron aislar una componente que fue interpretada como el registro del campo magnético devónico (Geuna *et al.* 2008).

La observación de secciones pulidas permitió la identificación de granos de titanohematita bien desarrollados, en una abundancia de entre 0,5 y 1 % en volumen. La hematita aparece alternativamente como huésped de láminas lensoidales o discos de ilmenita exsuelta paralela a $\{0001\}$, o está finamente exsuelta dentro de la ilmenita. Cuando las lentes exseltas son suficientemente anchas, se puede observar dentro de ellas al menos una segunda generación de exsoluciones más pequeñas (Fig. 4). Estas texturas son típicas del equilibrio de soluciones sólidas de ilmenita-hematita durante el enfriamiento de rocas intrusivas (Haggerty 1991).

Localmente se observaron efectos de oxidación tardía a temperaturas inferiores a 400°C (reacción de ilmenita a hematita + rutilo). No se observó magnetita, ni siquiera en forma de relictos texturales. En los sitios de remanencia inestable prácticamente no se observaron óxidos opacos primarios, debido a un mayor grado de alteración.

La relativa impureza de la hematita, su relación textural con la ilmenita, y su remanencia magnética antigua (devónica), permite descartar un origen secundario por alteración, excepto para los parches de oxidación tardía como los de la figura 4d; la hematita más abundante sería tardío-magmática, producto de exsolución de ilmenohematita magmática o bien de oxidación de ilmenita durante el enfriamiento del plutón.

Anisotropía de susceptibilidad magnética

Los datos obtenidos en esta etapa preliminar del trabajo no son suficientes aún para confeccionar un mapa direccional de foliaciones y lineaciones magnéticas. Sin embargo, es posible adelantar un análisis de las direcciones obtenidas y su

CUADRO 1: Datos de anisotropía de susceptibilidad magnética del batolito de Achala.

Sitio	Lat, (gg mm ss)			Long, (gg mm ss)			N	$K_{1/2}$ $\times 10^{-5}$ SI	K1	K3	P	L	F	T	E13	E12	E23
<i>Sitios con remanencia magnética estable</i>																	
* 1	-31	34	57	-64	36	32	4	8,4	241/60	13/21	1,041	1,005	1,036	0,729	11,2	90	16,4
2	-31	35	10	-64	37	18	4	73,0	35/34	255/49	1,058	1,028	1,029	0,030	2	14,3	7,9
3	-31	34	57	-64	37	55	3	20,6	348/36	257/1	1,020	1,008	1,012	0,189	0,8	24,8	18
* 4	-31	34	37	-64	39	44	3	23,4	15/17	197/73	1,079	1,052	1,026	-0,328	17,9	27,4	6,6
X 5	-31	34	42	-64	39	25	3	8,3	307/10	54/59	1,016	1,003	1,014	0,667	32,3	90	23,1
* 15	-31	15	26	-64	35	1	4	7,9	315/27	208/29	1,032	1,006	1,025	0,593	6,3	27	9
*#20	-31	21	18	-64	29	22	3	18,3	157/54	304/32	1,043	1,020	1,023	0,068	12	90	37,5
21	-31	35	45	-64	40	46	4	9,7	25/63	274/10	1,056	1,032	1,024	-0,135	3,8	13,1	5,5
22	-31	37	22	-64	40	13	3	18,4	19/77	289/0	1,096	1,030	1,064	0,351	1,5	7	2,5
* 23	-31	37	20	-64	41	1	3	13,4	83/18	293/69	1,059	1,013	1,046	0,551	8	79,8	4
* 24	-31	36	15	-64	42	8	2	16,3	126/13	276/75	1,041	1,017	1,023	0,159	0	77	0
X26	-31	37	13	-64	44	50	3	10,3	55/7	280/80	1,037	1,010	1,023	0,462	38,2	90	30
* 27	-31	36	44	-64	49	7	4	18,4	88/40	219/37	1,149	1,053	1,092	0,261	4,6	45,1	5,6
* 28	-31	37	6	-64	51	49	3	37,2	151/6	245/38	1,082	1,008	1,073	0,782	1,4	55,9	5,3
* 29	-31	37	5	-64	54	20	3	53,8	360/2	93/59	1,027	1,009	1,017	0,315	7,5	78,9	6,3
*#38	-31	39	32	-64	62	27	3	44,3	357/53	112/17	1,059	1,024	1,035	0,178	15,1	39,9	29,9
40	-31	21	8	-64	37	21	4	11,7	280/53	146/28	1,031	1,015	1,015	0,017	1,4	18,9	9
* 42	-31	23	26	-64	43	47	4	50,0	201/13	82/64	1,083	1,015	1,067	0,619	8,3	55,3	8,1
* 46	-31	21	8	-64	37	21	3	10,1	206/2	106/78	1,035	1,010	1,025	0,415	14,8	28,2	8,6
<i>Sitios con remanencia magnética inestable</i>																	
* 6	-31	43	21	-64	38	12	4	5,5	36/39	295/14	1,045	1,013	1,031	0,391	5,2	27,8	10
* 7	-31	42	47	-64	37	35	2	33,9	61/24	317/29	1,067	1,017	1,049	0,466	0	33,4	0
8	-31	39	22	-64	35	60	3	9,9	66/50	295/29	1,033	1,019	1,014	-0,139	3,6	17,1	3,2
13	-31	5	26	-64	31	40	3	8,5	324/61	83/15	1,030	1,009	1,020	0,361	10,7	23,8	7
*#14	-31	14	56	-64	36	11	3	9,2	336/22	204/57	1,012	1,008	1,004	-0,353	19,9	46,2	59,2
* 16	-31	17	55	-64	34	16	3	6,8	23/59	239/26	1,059	1,010	1,049	0,666	2,9	90	14
* 17	-31	19	20	-64	34	60	3	5,5	309/4	200/77	1,035	1,014	1,021	0,203	7,2	90	17,6
* 18	-31	23	49	-64	33	26	3	7,7	70/51	249/39	1,040	1,018	1,022	0,100	7,6	32,2	8,3
* 19	-31	22	59	-64	32	19	2	7,2	97/8	201/59	1,029	1,007	1,022	0,515	0	90	0
25	-31	36	27	-64	43	3	2	8,7	320/0	229/76	1,039	1,017	1,021	0,094	0	11,8	0
* 30	-31	38	44	-64	54	10	3	1,3	213/24	112/24	1,068	1,033	1,034	0,022	3,8	72,8	2,6
* 31	-31	40	35	-64	53	58	3	7,1	9/62	257/12	1,025	1,021	1,003	-0,708	9,1	31	10,9
* 32	-31	42	38	-64	53	48	2	8,0	71/26	285/60	1,052	1,021	1,030	0,168	0	40,8	0
* 33	-31	44	52	-64	54	25	3	12,6	43/44	305/8	1,024	1,014	1,009	-0,219	11	33,6	20,4
*#34	-31	46	30	-64	54	42	3	8,7	307/49	42/5	1,019	1,010	1,009	-0,069	3,2	90	90
35	-31	45	3	-64	55	57	2	7,6	233/7	30/83	1,053	1,009	1,043	0,630	0	24,8	0
* 36	-31	45	24	-64	57	27	3	7,2	59/45	231/44	1,044	1,027	1,017	-0,230	4,2	25,5	8,2
*#37	-31	44	29	-64	59	43	3	5,6	295/41	120/49	1,027	1,011	1,015	0,135	12	90	90
# 39	-31	41	39	-64	63	27	5	6,2	191/17	296/40	1,049	1,036	1,012	-0,492	4,9	23,8	38,9
* 41	-31	21	20	-64	39	38	3	3,9	196/20	92/35	1,017	1,007	1,009	0,143	11,3	52,6	19,5
* 43	-31	23	49	-64	45	12	3	10,4	171/2	52/86	1,029	1,017	1,012	-0,166	7,6	34,7	2,6
* 44	-31	22	37	-64	46	13	3	9,0	42/24	294/35	1,042	1,013	1,028	0,349	4,2	44,5	16,1
* 45	-31	21	13	-64	48	31	5	2,4	106/6	202/43	1,055	1,018	1,036	0,318	10,6	43,6	24,1

Lat., Long.: ubicación del sitio. N: número de especímenes por sitio. $K_{1/2}$: susceptibilidad magnética volumétrica. K_1 : dirección del eje de susceptibilidad máxima. K_3 : dirección del eje de susceptibilidad mínima. P: grado de anisotropía. L: lineación magnética. F: foliación magnética. T: parámetro de forma. Véase texto para las fórmulas de los parámetros precedentes. E_{13} , E_{12} y E_{23} : ángulos de las elipses de confianza para los distintos ejes del elipsoide.

* Lineación sin significado estadístico (K_1 no representa una dirección de lineación)

Foliación sin significado estadístico (K_3 no representa al polo del plano de foliación)

x Sitio estadísticamente isotrópico

relación con las foliaciones y lineaciones determinadas por otros métodos, que se ilustran en la figura 2.

El más claro indicador de la fluididad magmática y de la deformación posterior, es la orientación de los cristales de micro-

clino. Zarco (2006) ha determinado de este modo una estructura planar de cristalización magmática en una dirección

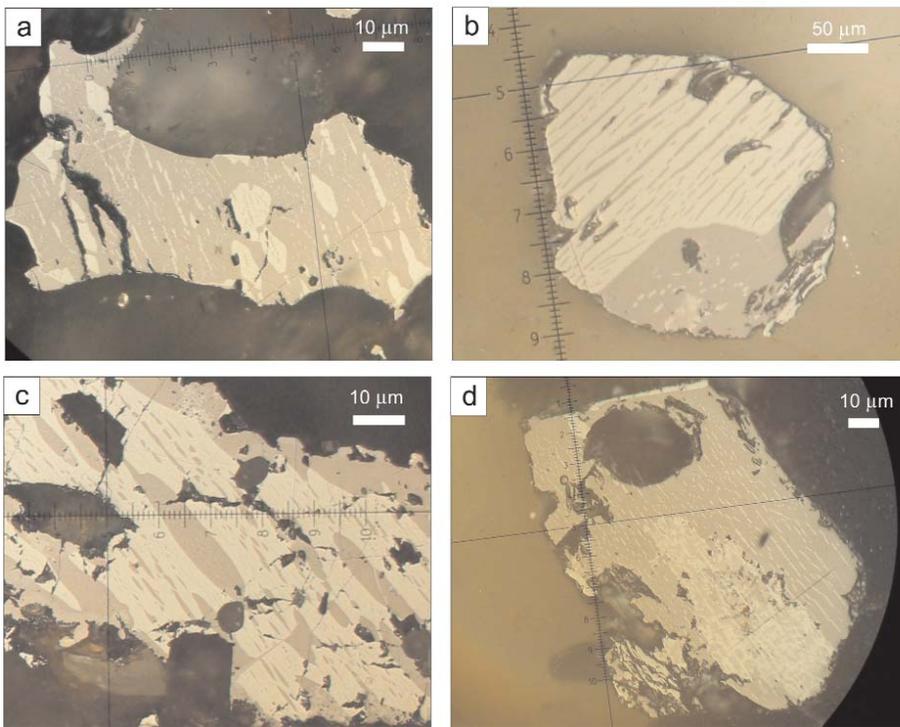


Figura 4: Microfotografías de óxidos de Fe-Ti en el batolito de Achala, en luz reflejada y con objetivos de inmersión en aceite. a) Bastones orientados de titanohematita (gris claro) hospedados por ilmenita (gris oscuro). b) Bastones orientados de ilmenita (gris oscuro) hospedados por titanohematita (gris claro). c) Zonas de ilmenita exsuelta de mayor tamaño contienen pequeños lentes de hematita como una segunda generación de exsolución. d) Áreas de aspecto sucio por alteración de baja temperatura a hematita + rutilo.

dominante N350° y una inclinación de 70° al este. En plutones elípticos como los de Copina y Tanti se observa que la foliación magmática tiene una disposición circular, que sigue los contornos del plutón (Fig. 2). La lineación, igualmente marcada por los ejes de cristales de microclino, tiene un rumbo de N45°E, con una inclinación media al este, que indica en forma grosera el sentido de la intrusión (Zarco 2006).

Por otro lado, la estructura planar que responde al cizallamiento magmático tiene una orientación de N350°, con un buzamiento general de 63° al este. Esta dirección muestra la estrecha coincidencia entre las estructuras magmáticas de fluidalidad primaria, con la deformación que provocó la reorientación de los cristales de microclino. Existen además concentraciones de polos de ejes de deformación, orientados N20°- N25°, con inclinaciones de 70° al este y 85° al oeste, que corresponden a desplazamientos de planos torsionados con rumbos N165° y

N135°.

En contraste con las foliaciones y lineaciones establecidas en base a la orientación de los cristales de microclino, la anisotropía de susceptibilidad magnética proporciona foliaciones y lineaciones que se deben (en granitos paramagnéticos) a la anisotropía magnetocristalina de los minerales de hierro. El eje corto del elipsoide de anisotropía (K_{\min} , Fig. 5) es equivalente al polo de la foliación magmática, debido al paralelismo entre el polo del plano basal de los filosilicatos (biotita, clorita y Fe-muscovita) y el eje de susceptibilidad mínima. Por otro lado, el eje largo del elipsoide (K_{\max}) sería equivalente a la li-neación magmática, ya que K_{\max} es el eje de vorticidad de la fábrica, o el eje medio alrededor del cual rotan los planos basales de las micas, y que representa la dirección de estiramiento del magma (Pueyo *et al.* 2004).

El grado de anisotropía P de los granitos paramagnéticos no puede superar la anisotropía intrínseca de los minerales por-

tadores, que está en el orden de 1,3 para las micas. En la práctica, la fábrica de los granitos se define tan débilmente que la anisotropía total raramente excede 1,1 (10%) y usualmente está por debajo de 1,04 (4%). Esto los distingue de los granitos ferromagnéticos, en los que la anisotropía de forma de la magnetita gobierna la fábrica magnética y torna P altamente variable, pudiendo superar incluso el valor de 1,5 (50 %, Pueyo *et al.* 2004). Como se dijera anteriormente, las fábricas magmática y de cizallamiento, distinguidas a partir de las texturas microscópicas, tienen orientaciones muy similares, de acuerdo a lo determinado por Zarco (2006). Esto significa que las dos fábricas no podrán diferenciarse a partir de su orientación; en cambio, el cizallamiento, que es acompañado por deformación en el estado subsólido, tiene comúnmente el efecto de aumentar el grado de anisotropía de susceptibilidad magnética de las rocas hasta valores que superan los usuales para una fábrica puramente magmática. Vale aclarar que este aumento de grado sólo es detectable en los granitos paramagnéticos, libres del efecto de la anisotropía de forma de la magnetita.

Los planos de foliación de la anisotropía de susceptibilidad magnética determinados en el batolito de Achala definen guirnaldas con un polo de rumbo aproximado N-S (Fig. 6), que tienen buena correlación con las observaciones de fluidalidad planar medida en microclinos por Gaido *et al.* (2005) y Zarco (2006). La inclinación de los planos de foliación magnética es variable. Se observan inclinaciones fuertes y hacia fuera en los bordes de los cuerpos (San Clemente, San Bernardo) y en las zonas de deformación interna que coinciden con las fallas terciarias Los Gigantes-La Cumbrecita y Copina-Retamillo (Figs. 2 y 5). Al alejarse de estas zonas de deformación existe una tendencia a foliaciones subhorizontales.

En cuanto al grado de anisotropía observado, este es débil, de acuerdo con lo esperado para fábricas magmáticas en granitos paramagnéticos, y predominan las formas oblatas (foliadas; Fig. 5 a, b y c).

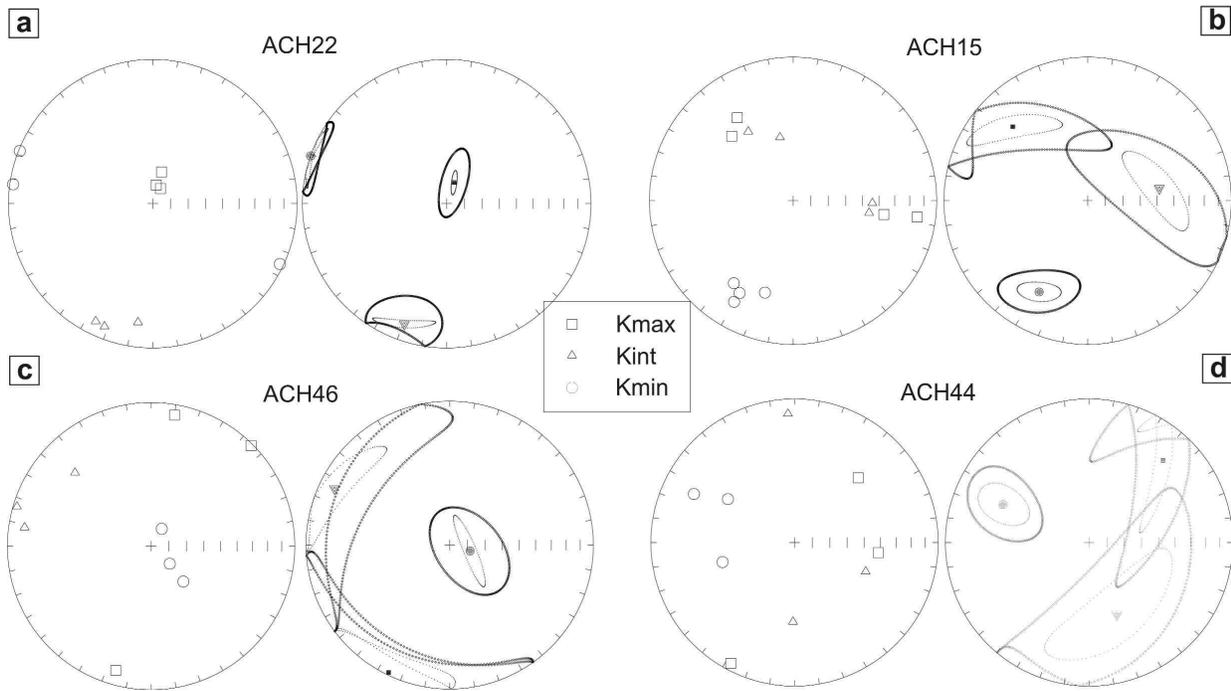


Figura 5: Estereogramas de igual área donde se ilustran los elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética de sitios representativos del batolito de Achala. Los diagramas de la izquierda contienen las direcciones del elipsoide por espécimen; a la derecha, el promedio del sitio con las elipses de error para cada eje del elipsoide según estadística de Jelinek (1978). Todos los gráficos corresponden a sitios oblatos en la facies porfíroide, con calidad estadística decreciente desde a) a d). a) Sitio 22, zona de deformación Copina, foliación NNE subvertical; b) Sitio 15, cercano al borde del batolito; foliación inclina al NNE y hacia fuera, en coincidencia aproximada con el rumbo del contacto con la roca de caja en esta localidad; c) Sitio 46, foliación subhorizontal; d) Sitio 44. Hemisferio inferior.

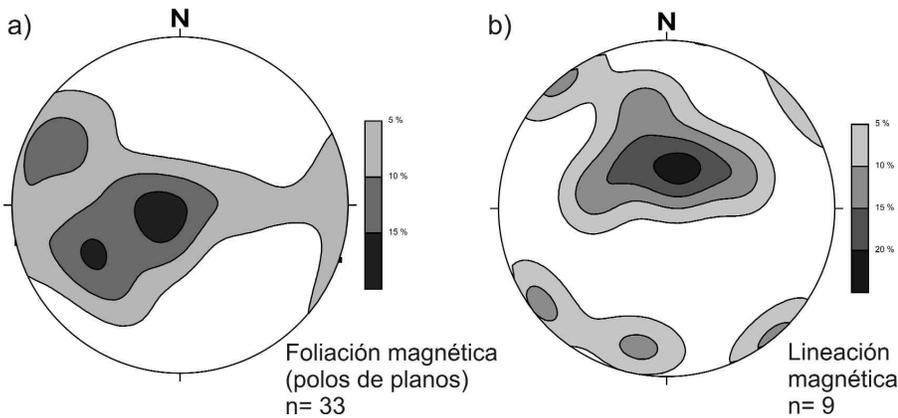


Figura 6: a) Polos de la foliación magnética (K_3); b) Direcciones de lineación magnética (K_1), ambos en estereograma de igual área, hemisferio inferior. Nótese el bajo número de lineaciones magnéticas determinadas, que se debe a que la fábrica magnética es esencialmente planar.

Las direcciones de lineación con significado estadístico son escasas (Cuadro 1; Fig. 6).

Sin embargo, varios sitios muestran grados de anisotropía relativamente elevados, de hasta 15% (P 1,15); estos sitios coinciden con zonas de afloramiento del granito biotítico de grano fino, que a su vez están controlados por zonas de

deformación interna dentro del batolito y contactos entre distintas unidades (Fig. 2). Es de notar que la facies biotítica es una facies tardía y muestra los mayores efectos de la tectónica sin-magmática (Gaido *et al.* 2005).

En la figura 7 se grafican varios parámetros de la susceptibilidad y su anisotropía, discriminando los sitios que fueron por-

tadores de una remanencia magnética estable. Si se excluyen los sitios de P elevado relacionados con zonas de deformación, el resto de los sitios tiene un grado de anisotropía que no depende de la estabilidad de la remanencia. En cambio, las muestras con remanencia inestable tienen valores menores de susceptibilidad volumétrica y una cierta tendencia a desarrollar formas proladas (Fig. 7). Esto significa que el mineral portador de la remanencia estable contribuye a la susceptibilidad e incluso a su forma, y que la ausencia de una remanencia estable se debe a la ausencia del mineral responsable de la misma (posiblemente por procesos de alteración).

DISCUSIÓN

El análisis de las propiedades magnéticas de la facies porfírica dominante en el batolito de Achala nos permite concluir que ésta es paramagnética, con una fábrica magnética débil de carácter oblatado, sólo magnificada en zonas de deformación in-

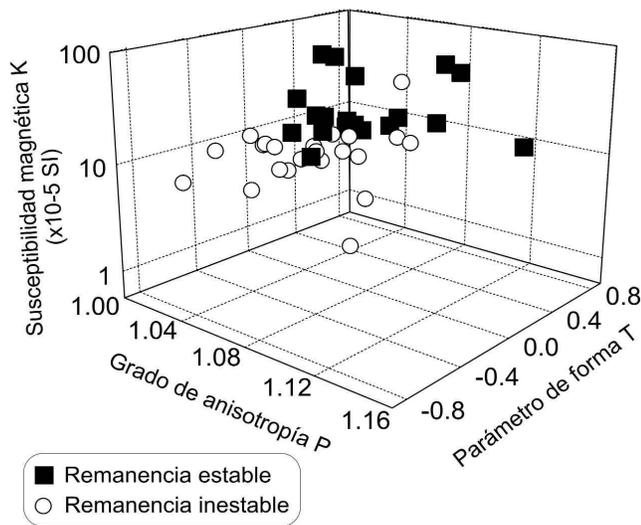


Figura 7: Gráfico 3D en el que se distinguen las poblaciones de sitios con remanencia estable e inestable del batolito de Achala. Los sitios con remanencia inestable tienen valores menores de K y T, con respecto a aquellos con remanencia estable (discusión en el texto).

terna y en el contacto con otras unidades como el granito biotítico de grano fino, que se han interpretado como contemporáneas de la etapa de mayor deformación sin-magmática. La remanencia magnética de estas facies es estable y portada por hematita, asociada íntimamente con la ilmenita en texturas de exsolución. Esto contrasta con las propiedades de varios de los granitoides achalianos de la sierra de San Luis. En el cuadro 2 se resu-

men las características de la fábrica magnética de estos granitos. La primera diferencia radica en el hecho de que muchas de las unidades contienen magnetita, y por lo tanto tienen valores elevados de K (débil a moderadamente ferromagnéticas), y también de P, debido a la anisotropía de forma de este mineral. El examen microscópico de la facies externa del batolito de Renca permitió establecer que el carácter ferromagnético se

debe a la presencia de cristales de magnetita con martitización incipiente a lo largo de los planos {111}, usualmente asociada a titanita y biotita. También se observaron algunos granos de ilmenita con hematita exsuelta. En la facies interna se observó que el carácter paramagnético se debe a la alteración casi total de la magnetita original a hematita, o martitización (López de Luchi *et al.* 2002). Excluyendo el valor aumentado de P, debido a la mineralogía, las características de las fábricas de los demás granitos son similares a las de Achala, en el sentido de que predominan las foliaciones magmáticas, que estas tienden a ser concéntricas con respecto a los contactos externos de los complejos plutónicos (Renca, La Totorá, López de Luchi *et al.* 2002, 2004), que existen fábricas sobrepuestas por deformación subsólida, especialmente en las zonas de borde en áreas de deformación interna de los plutones, y que las foliaciones transgreden los límites entre distintas unidades intrusivas, como en el caso del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (Siegesmund *et al.* 2004) o del Cerro Áspero (Pinotti *et al.* 2006). En la figura 8 se observa que las propie-

CUADRO 2: Cuadro comparativo de las propiedades magnéticas de varios complejos graníticos achalianos de Córdoba y San Luis.

Complejo plutónico	Edad	Carácter magnético dominante	Unidad	Carácter magnético dominante	P		K (x 10 ⁻⁵ , S)	
					Prom	Rango	Prom	Rango
Renca (1)	393±5 (a) U-Pb Zr	Mixto	Unidad externa	MFM	1,09	1,01 - 1,20	442	7 - 1700
			Unidad interna	PM	1,03	1,01 - 1,08	9	4 - 25
Las Chacras-Piedras Coloradas (2)	381±5 (2) U-Pb Zr	Mixto	Potrerrillos (Rojo Dragón)	PM	1,05	1,01 - 1,08	6	2 - 9
			Potrerrillos (Rosa del Salto - Gris Perla)	PM	1,04	1,02 - 1,08	42	20 - 60
Cerro Aspero (3)	369±9 (3) Rb-Sr	Mixto	La Mesilla - Las Huertitas	PM-DFM	1,05	1,01 - 1,11	105	10 - 750
			Las Chacras	MFM	1,15	1,03 - 1,30	727	50 - 2000
			El Talita	MFM	1,16	1,10 - 1,24	1067	650 - 1700
La Totorá (4)	371±8 (4) 358±8 K-Ar	Ferromagnético	Alpa Corral, unidad externa	PM	1,04	1,01 - 1,06	9	3 - 45
			Alpa Corral, unidad interna	PM-DFM	1,09	1,04 - 1,21	131	6 - 1700
			Unidad externa	DFM-MFM	1,05	1,01 - 1,11	417	45 - 1200
Achala (5)	368±2 (b) U-Pb Zr	Paramagnético	Unidad interna	DFM	1,03	1,02 - 1,06	215	90 - 900
			Granito porfiroide	PM	1,05	1,01 - 1,09	17	1 - 75
			Granito biotítico equigranular	PM	1,07	1,03 - 1,15	24	10 - 50

P: grado de anisotropía; K: susceptibilidad magnética volumétrica. Carácter magnético según clasificación de Clark 1999. PM Paramagnético (K<126x10⁻⁵ SI); DFM Débilmente ferromagnético (126x10⁻⁵ SI<K<377x10⁻⁵ SI); MFM Moderadamente ferromagnético (377x10⁻⁵ SI<K<3770x10⁻⁵ SI). Prom.: Promedio geométrico.
Fuente de las propiedades magnéticas: (1) López de Luchi *et al.* 2002; (2) Siegesmund *et al.* 2004; (3) Pinotti *et al.* 2006; (4) López de Luchi *et al.* 2004; (5) Este trabajo.
Fuente de las edades radimétricas: (a) Stuart-Smith *et al.* (1999); (b) Dorais *et al.* (1997).

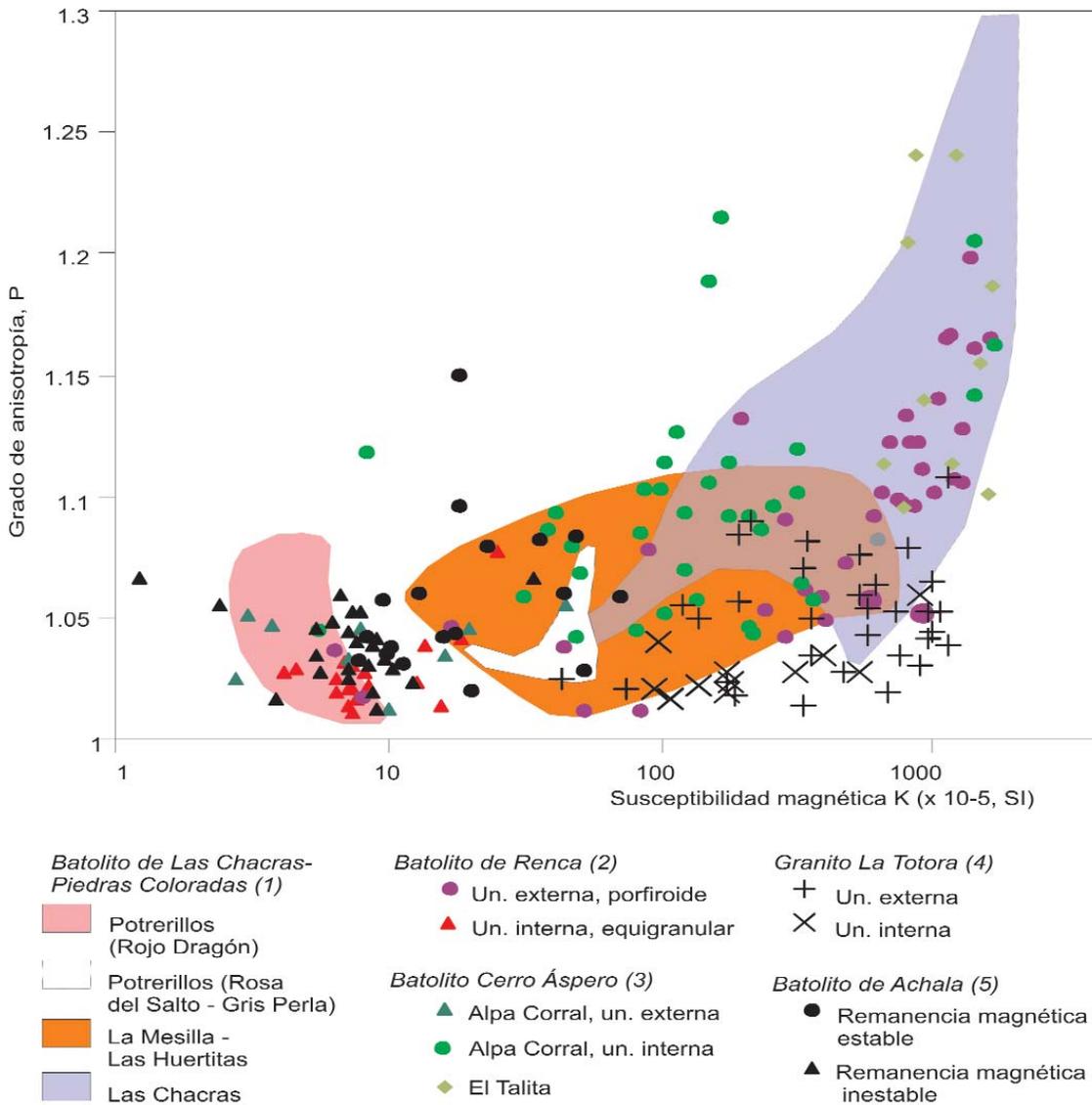


Figura 8: Gráfico comparativo de las propiedades magnéticas de varios complejos graníticos achalanos de Córdoba y San Luis. Fuente: (1) Siegesmund *et al.* 2004; (2) López de Luchi *et al.* 2002; (3) Pinotti *et al.* 2006; (4) López de Luchi *et al.* 2004; (5) Este trabajo. Las unidades que componen el batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas se consignan con la nomenclatura utilizada por Brogioni (1997), que tienen una correspondencia aproximada con los tipos litológicos definidos por Siegesmund *et al.* (2004).

dades magnéticas de los granitos de San Luis, como los complejos de Renca y Las Chacras-Piedras Coloradas, tienen un amplio rango de variación; aunque están constituidos en buena parte por granitos ferromagnéticos, incluyen términos paramagnéticos como la unidad interna de Renca, y los granitos rojos con muscovita de Potrerillos. El Granito La Tatora muestra valores intermedios, con menor variabilidad, rasgo que fue atribuido por López de Luchi *et al.* (2004) a una menor diferenciación petrográfica y geoquímica. Puesto en estos términos, los valores extremos de Renca y Las Chacras abarcando 3 órdenes de magnitud en la susceptibilidad magnética, serían una medida de

la gran variabilidad y diferenciación de estos cuerpos más extensos y complejos. Al comparar las propiedades magnéticas de los granitos devónicos de San Luis con las del batolito de Achala, se observa que éste tiene un carácter paramagnético general, con susceptibilidades menores a 100 x 10⁻⁵ (SI), incluso en la facies porfírica principal, que en los plutones El Talita y Las Chacras es magnética. Por consiguiente, la variabilidad en las propiedades magnéticas es más restringida, aún a pesar de las dimensiones del batolito. Cabe destacar que la ausencia de magnetita que se informa en este trabajo contrasta con menciones hechas de este mineral por Patiño y Patiño Douce

(1987), Lira y Kirschbaum (1990) y Gaido *et al.* (2005). En sus descripciones petrográficas, Patiño (1989) describe una magnetita anisótropa y con exsoluciones de ilmenita de forma discoidal, rasgos que no son típicos de la magnetita y que podrían indicar una determinación imprecisa de los óxidos de Fe-Ti. Por otra parte, ya Kirschbaum (1984) determinó que el mineral pesado más abundante en los sedimentos fluviales en las áreas de Los Gigantes y Pampa de Achala es la ilmenita. Esta autora sólo identificó una fracción (menor) de magnetita en las muestras tomadas en la cuesta de Copina; la presencia localizada de magnetita en los sedimentos de corriente podría de-

berse a que ésta es aportada por alguna de las facies de menor representatividad espacial dentro del batolito, o bien por los colgajos de roca metamórfica que abundan en algunos sectores.

El carácter paramagnético de los granitos se relaciona usualmente con el grado de oxidación del magma, ya que un magma oxidado suele dar lugar a la cristalización de magnetita, mientras que un magma reducido acomoda el hierro como Fe^{2+} en silicatos paramagnéticos (biotita) e ilmenita. Sin embargo, esta relación puede ser modificada por procesos póstumos de oxidación durante el enfriamiento de los plutones. En el caso de Achala, el estado final del granito es oxidado, lo cual se manifiesta en que la ilmenita aparece con hematita exsuelta, por lo que en todo caso el carácter oxidado o reducido estaría condicionado por el ambiente en el cual se produjeron los procesos tardío-magmáticos, que en Achala son ampliamente conocidos (Lira *et al.* 1996, Zarco 2006).

Más allá del grado de oxidación de Achala y si éste es original o adquirido durante el enfriamiento, lo que queda claro es que éste es un rasgo que lo distingue de los demás batolitos achalianos. Dentro del panorama planteado por Rapela *et al.* (1990), en el cual distinguía granitos famatinianos post-orogénicos de post-famatinianos, cabría apuntar entonces que, aunque se demuestra que temporalmente todos forman parte de un mismo ciclo magmático achaliano, este ciclo incluye granitos de diferente carácter, y que las propiedades magnéticas son una herramienta sencilla, rápida y económica para su distinción.

CONCLUSIONES

- La relación del batolito de Achala con respecto a las fajas de deformación famatinianas de las Sierras de Córdoba es claramente discordante. Sin embargo, estas fajas muestran reactivaciones en el Devónico (Achaliano) que probablemente coinciden con el emplazamiento del batolito. Existen evidencias texturales de

cizallamiento en el estado magmático, localizados en fajas de máxima deformación (Zarco 2006).

- La susceptibilidad magnética de las facies porfiroide del batolito de Achala varía entre 5 y 80×10^{-5} (SI), por lo que se lo clasifica como granito paramagnético. La susceptibilidad sería una medida del contenido de minerales con Fe como biotita e ilmenita; se observó además la presencia de granos conspicuos de hematita con ilmenita exsuelta.

- La hematita es portadora de una remanencia magnética antigua (devónica) y su temperatura de Néel-Curie indica que contiene un porcentaje menor de ilmenita en su estructura. La relativa impureza de la hematita, su relación textural con la ilmenita y su remanencia, permiten descartar un origen secundario por alteración; la hematita sería tardío-magmática, producto de exsolución de ilmenohematita magmática o bien por oxidación de la ilmenita durante el enfriamiento del plutón.

- La anisotropía de susceptibilidad magnética del batolito de Achala es débil, y predominan las formas oblatas (foliadas). Casi no pudieron determinarse direcciones de lineación con significado estadístico. Se observan inclinaciones fuertes y hacia fuera en los bordes de los plutones y en las zonas de deformación interna. Al alejarse de estas zonas de deformación existe una tendencia a foliaciones subhorizontales, en coincidencia con las estructuras magmáticas primarias determinadas a partir de la alineación de cristales de microclino.

- Varios sitios muestran grados de anisotropía relativamente elevados, de hasta 15% (P 1,15); estos sitios coinciden con zonas de afloramiento de la facies biotítica de grano fino, y/o con zonas de deformación interna dentro del batolito. El grado alto de anisotropía de susceptibilidad magnética se atribuye al cizallamiento magmático que caracteriza a estas zonas.

- El resultado de este estudio preliminar muestra que la anisotropía de susceptibilidad magnética puede ser una herra-

mienta efectiva para el mapeo de las zonas de deformación dentro del batolito, aportando información acerca de la relación entre estas zonas y las estructuras de deformación regional (fajas de cizalla).

- Las muestras con remanencia inestable tienen valores menores de susceptibilidad volumétrica y una cierta tendencia a desarrollar formas proladas. Esto se atribuye a que la hematita contribuye a la susceptibilidad e incluso a su forma, y que la ausencia de una remanencia estable se debería a la ausencia de hematita.

- A diferencia de los clásicos granitos tipo S, que son paramagnéticos debido a la ausencia de magnetita por el carácter reducido del magma, el paramagnetismo de Achala se vincula con un estado final oxidado, que se manifiesta en que la ilmenita aparece con hematita exsuelta. Dado que el carácter para o ferromagnético es indicativo no sólo del origen y naturaleza del granito, sino también de cambios redox tardíos que pueden alterar la paragénesis por formación de nuevos minerales o la alteración de las fases magnéticas tempranas, el carácter oxidado de Achala podría ser original o haber sido alcanzado durante el enfriamiento de los plutones.

- El carácter paramagnético general de Achala lo distingue de los demás batolitos achalianos, que son ferromagnéticos en sus facies o plutones principales. El ciclo achaliano incluye granitos de distinto origen y/o evolución, y las propiedades magnéticas son una herramienta sencilla, rápida y económica para su distinción.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue parcialmente financiado por los proyectos UBACyT X1380 (UBA), PIP 5783 (CONICET) y PICT 1074 (ANPCyT). Parte del trabajo experimental se realizó en laboratorios de CSIRO en North Ryde (Australia), como parte de una beca posdoctoral de CONICET a S.G., y donde se contó con la asistencia de D. Clark, P. Schmidt y M. Huddleston. Se agradecen las fructíferas dis-

cusiones con S. McEnroe, D. Mutti y S. Singer, así como las valiosas sugerencias de los árbitros F. Hongn, L. Pinotti y M. Giménez.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G.F. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología (1973), Actas 2: 755-764, Caracas.
- Bonalumi, A., Martino, R., Baldo, E., Zarco, J., Sfragulla, J., Carignano, C., Kraemer, P., Escayola, M., Tauber, A., Cabanillas, A. Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja geológica 3166-IV Villa Dolores, provincias de Córdoba, La Rioja y San Luis, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 250, 123 p., Buenos Aires.
- Borradaile, G.J. 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology* 23: 1581-1596.
- Brogioni, N. 1993. El batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 54-60.
- Brogioni, N. 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(4): 515-538.
- Camacho, A. 1997. 40Ar-39Ar and Rb-Sr geochronology, final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australia cooperative project. SEGEMAR, informe inédito, 11p, Buenos Aires.
- Candiani, J. C. 2006. Interpretación geológica satelital del Complejo Granítico de Achala, Sierras Grandes de Córdoba. Proyecto Mapa Metalogénico de Achala. SEGEMAR. (Inédito), 13 p., Córdoba.
- Candiani, J.C., Zarco, J., Gamba, M.T. y Jerez, D. 2000. Hoja Geológica 3166-24: Pampa de Olaen. Boletín 234-bis, 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 129 p., Buenos Aires.
- Clark, D.A. 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics* 30: 5-26.
- Dalla Salda, L.H. 1987. Basement tectonics of the southern Pampean ranges, Argentina. *Tectonics* 6: 249-260.
- Demange, M., Álvarez, J.O., López, L. y Zarco, J. 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el batolito de Achala (Córdoba, Argentina). 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 23-29.
- Demange, M., Álvarez, J.O., López, L. y Zarco, J.J. 1996. The Achala Batholith (Córdoba, Argentina): a composite intrusion made of five independent magmatic suites. *Magmatic evolution and deuteric alteration. Journal of South American Earth Sciences* 9(1-2): 11-25.
- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.
- Gaido, F. y Murra, J. 2004. Fajas de deformación del borde oriental del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. *Avances en Microtectónica y Geología Estructural. Asociación Geológica Argentina, Publicación especial 7 (Serie D): 41-44.*
- Gaido, M.F., Zarco, J.J., Miró, R.C., Sapp, M., Gamba, M.T. y López, H. 2005. Hoja geológica 3166-30 Los Gigantes, provincia de Córdoba, 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 299, 126 p., Buenos Aires.
- Gaido, M.F., Murra, J.A y Sapp, M. 2006. Hoja geológica 3166-36 Valle de Calamuchita, 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 361, 87 p., Buenos Aires.
- Geuna, S.E., Escosteguy, L.D. y Miró, R. 2008. Palaeomagnetism of the Late Devonian - Early Carboniferous Achala Batholith, Córdoba, central Argentina: implications for the apparent polar wander path of Gondwana. *Gondwana Research*, 13(2): 227-237.
- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650.
- Haggerty, S.E. 1991. Oxide textures - a mini-atlas. En: Lindsley, D.H. (Ed.), Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. *Reviews in Mineralogy* 25: 129-219.
- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*: 458-484.
- Jelinek, V. 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica* 22: 50-62.
- Jordan, T.E., Zeitler, P., Ramos, V. y Gleadow, A.J.W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2(3): 207-222.
- Kirschbaum, A.M. 1984. Minerales pesados y petrografía de dos áreas del batolito de Achala, Los Gigantes y Pampa de Achala - Sierra Grande - Provincia de Córdoba. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 628-635, San Carlos de Bariloche.
- Lira, R. y Kirschbaum, A.M. 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 67-76.
- Lira, R., Ripley, E.M. y Españañón, A.I. 1996. Meteoric water induced selvage-style greisen alteration in the Achala Batholith, central Argentina. *Chemical Geology* 133: 261-277.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 325-341, London.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Rossello, E. y Geuna, S. 2002. Rock and magnetic fabric of the Renca Batholith (Sierra de San Luis, Argentina): constraints on emplacement. *Lithos* 61: 161-186.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Siegesmund, S. y Steenken, A. 2004. Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in central Argentina. En Martín-Hernández, F., Lüneburg, F., Aubourg, C. y Jackson, M. (eds.) *Magnetic fabric: methods and applications*, Geological Society, Special Publications 238: 447-474, London.
- Martino, R.D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba:

- una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 549-571.
- Otamendi, J.E., Fagiano, M.R., Nullo, F.E. y Castellarini, P.A. 2002. Geología, petrología y mineralogía del granito Inti Huasi, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(4): 389-403.
- Patiño, M.G. de 1989. Estudio geológico y petroológico del Batolito de Pampa de Achala, provincia de Córdoba, a los 31°35' de latitud sur. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 2287, 235 p. (inédito), Buenos Aires.
- Patiño, M.G. de y Patiño Douce, A.E. 1987. Petrología y petrogénesis del Batolito de Achala, provincia de Córdoba, a la luz de la evidencia de campo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 201-205.
- Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'Eramo, F.J. y Llambías, E.J. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251-265.
- Pinotti, L., Tubía, J.M., D'Eramo, F., Vegas, N., Sato, A.M., Coniglio, J. y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology* 28: 834-849.
- Pueyo, E.L., Román-Berdiel, M.T., Bouchez, J.L., Casas, A.M. y Larrasoña, J.C. 2004. Statistical significance of magnetic fabric data in studies of paramagnetic granites. En Martín-Hernández, F., Lüneburg, F., Aubourg, C. y Jackson, M. (eds.) *Magnetic fabric: methods and applications*, Geological Society, Special Publications 238: 395-420, London.
- Rapela, C.W., Heaman, L.M. y McNutt, R.H. 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology* 90: 574-582.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J. 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the Southern Andes. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo, E.G.A. 1991. Facies intrusivas de edad carbónica en el Batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 40-45.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern Proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 181-217, London.
- Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M. 2008. The Devonian Achala Batholith of the Sierras Pampeanas: F-rich, aluminous A-types granites. 6° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 8 p. (en disco compacto), San Carlos de Bariloche.
- Sato, A.M., González, P.D. y Llambías, E.J. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 487-504.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S. 2004. The Las Chacras-Potreriños batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. *International Journal of Earth Sciences* 93(1): 23-43.
- Simpson, C., Whitmeyer, S., De Paor, D., Gromet, P., Miró, R., Krol, M. and Short, H. 2001. Sequential ductile to brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. En Holdsworth, R., Strachan, R., Magloughlin, J. and Knipe, R. (eds.) *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*. Geological Society, Special Publications 186: 233-255, London.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*, Geological Society, Special Publication 142: 259-281, London.
- Skirrow, R.G., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Sims, J.P., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews* 17: 39-81.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., Black, L.P. y Miró, R. 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336: 87-114.
- Tarling, D.H. y Hrouda, F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, 217 p., London.
- Tauxe, L. 1998. *Paleomagnetic principles and practice*. Kluwer Academic Publishers, Modern approaches in Geophysics 17, 299 p., Dordrecht/Boston/London.
- Whalen, J.B. y Chappell, B.W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *American Mineralogist* 73: 281-296.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. *Journal of Structural Geology* 25: 909-922.
- Zarco, J. J. 2006. Geología estructural y petrología del complejo granítico peraluminoso de Achala en relación con la génesis y localización de mineralizaciones de uranio (Sierras Pampeanas - Argentina). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, 94 p., inédito, Salta.

Recibido: 6 de marzo, 2008

Aceptado: 30 de julio, 2008