Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4): 593-607 (2003)

Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas

Pablo R. LEAL[1], Léo A. HARTMANN[2], João O.S. SANTOS[3], Roberto C. MIRÓ[4] y Victor A. RAMOS[5]

[1]Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II. E-mail: leal@gl.fcen.uba.ar
[2]Instituto de Geociencias, Universidade Federal do Río Grande do Sul. E-mail: leo.hartmann@ufrgs.br
[3]Servico Geológico do Brasil (CPRM), Porto Alegre, Rio Grande do Sul. E-mail: orestes1@uol.com.br
[4]SEGEMAR - Córdoba. E-mail: rmiro@uolsinectis.com.ar
[5]Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II. E-mail: andes@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Este trabajo presenta nuevos datos geocronológicos del sector norte de las Sierras Pampeanas Orientales, en la provincia de Santiago del Estero. La geología regional del área está caracterizada por una serie de granitoides de edad proterozoica tardía a cámbrica temprana que son intruidos por rocas volcánicas supracorticales. Un cuerpo riodacítico, emplazado discordantemente en granitos deformados, asignado a la Dacita Los Burros, está densamente intruido por diques riolíticos, conocidos como Riolitas Oncán, ampliamente expuestos en la sierra de Ambargasta. Estas rocas volcánicas fueron emplazadas después de un importante episodio de deformación y exhumación del batolito, que ocurrió durante la orogenia pampeana. Datos geocronológicos, obtenidos de circones de la Dacita Los Burros por SHRIMP II, permitieron determinar que este cuerpo ha terminado su cristalización alrededor de 512 ± 3,5 Ma, con un evento hidrotermal superpuesto de 481 ± 1,5 Ma. Este efecto hidrotermal ha sido interpretado como asociado al emplazamiento de las Riolitas Oncán. Basados en datos estructurales, análisis geoquímicos y petrológicos previos y los nuevos datos, es posible interpretar la existencia de un arco magmático en las Sierras Pampeanas Orientales desarrollado durante el Precámbrico tardío al Cámbrico temprano, como resultado de una subducción hacia el este del terreno Pampia. La colisión de este terreno controló la deformación principal y el metamorfismo alrededor de 530 Ma, la exhumación del batolito y el emplazamiento de las series volcánicas ácidas aquí descriptas durante el Cámbrico inferior. A su vez, las edades modelos Sm-Nd compiladas para el centro de la Argentina y áreas adyacentes, junto con el análisis aquí presentado, muestran dos basamentos diferentes: edades modelo entre 1800 y 1300 Ma están concentradas al oeste de la zona de cizalla transbrasiliana, mientras que en el sector oriental edades modelos entre 2000 y 2600 Ma son más comunes. La edad modelo de 1350 Ma de la Dacita Los Burros, sugiere una corteza con más afinidades con el basamento occidental, que con el cratón del Río de La Plata. Sobre la base de estos datos una hipótesis tectónica es presentada para explicar los datos existentes.

Palabras clave: *Rocas volcánicas, Ciclo Brasiliano, Sierras Pampeanas, Orogenia Pampeana, Ambargasta*

ABSTRACT. *Postorogenic Volcanism in the Northern Boundary of the Eastern Sierras Pampeanas: Chronological Constraints and Their Tectonic Implications.* This paper presents new geochronological data on the northern sector of the eastern Sierras Pampeanas, in the province of Santiago del Estero. The regional geology of this area is mainly composed by a series of granitoids of Late Proterozoic - Early Cambrian age that are intruded by supracrustal volcanic rocks. A rhyodacitic body, unconformably emplaced in deformed granitoids, known as Los Burros Dacite is densely emplaced by small rhyolitic dykes, known as the Oncan Rhyolite and are widely exposed in the Sierra de Ambargasta. These volcanic rocks were emplaced after important deformation and exhumation of the batholith, that occurred as a result of the Pampean orogeny. Geochronological data, obtained from zircons of Los Burros Dacite by SHRIMP II, allow to determine that this body has finished its cristallization around 512 ± 3.5Ma, with a superimposed hydrothermal event of 481 ± 1.5 Ma. This last hydrothermal effect is interpreted as associated with the emplacement of the Oncán Rhyolites. Based on previous structural data, geochemical and petrological analyses, and the new dates, it is possible to interpret the existence of a magmatic arc in the eastern Sierras Pampeanas developed during Late Precambrian to Early Cambrian times, as a result of east subduction of the Pampia terrane. The collision of this terrane controlled the main deformation and metamorphism of the region at about 530 Ma, exhumation of the batholith and the emplacement in Early Cambrian times of the acidic volcanic suites here described. On the other hand, the Sm-Nd model-ages compiled for central Argentina and adjacent areas, and the new analysis here presented, show two different basements: model-ages between 1,800 and 1,300 Ma are concentrated to the west of the Transbrasilian shear zone, while in the eastern sector model ages between 2,000 and 2,600 Ma are more common. The model age of 1,350 Ma for Los Burros Dacite, suggests a crust with more affinities with the western basement, than the Río de La Plata Craton. On these bases a tectonic hypothesis is presented to explain the geologic evolution of eastern Sierras Pampeanas in accordance with the existing data.

Key words: *Volcanic rocks, Brasiliano Cycle, Sierras Pampeanas, Pampean orogeny, Ambargasta*

0004-4822/02 $00.00 + $00.50 *© 2003 Asociación Geológica Argentina*

Introducción

En la región central de la Argentina, como consecuencia del levantamiento cenozoico de las Sierras Pampeanas, se halla ampliamente expuesto un basamento metamórfico e ígneo que preservó la historia geológica proterozoica tardía a paleozoica temprana de por lo menos dos cinturones orogénicos parcialmente sobrepuestos (Ramos 1988, 1989), actualmente conocidos como orógenos pampeano y famatiniano (Rapela *et al.* 1998; Pankhurst *et al.* 1998). En las Sierras Pampeanas Orientales los remanentes del orógeno más antiguo coinciden aproximadamente con las sierras de Ambargasta y Sumampa al norte, hasta el extremo sur de la sierra de Comechingones, abarcando el sector oriental de las provincias de Santiago del Estero y de Córdoba. Sin embargo, secuencias supracorticales volcánicas o sedimentarias sólo se hallan expuestas en las sierras Norte de Córdoba, Ambargasta y Sumampa, dado su menor levantamiento relativo con respecto a los sectores más australes (Fig. 1).

El presente trabajo se concentró en la región norte, comprendida entre los 29°00' y los 30°00' de latitud sur y los meridianos 63°50' y 64°20', para analizar el volcanismo postorogénico que marcó la culminación del orógeno pampeano. Allí aflora, en una extensa peneplanicie precenozoica, un conjunto de serranías muy débilmente afectadas por los levantamientos ándicos, que forman el extremo nordeste de las Sierras Pampeanas (Fig. 2) y que corresponden a las elevaciones más orientales del sistema andino en Argentina. Estas pequeñas sierras afloran como un conjunto de cordones subparalelos con orientación meridianal y similar composición, rodeados de sedimentos cuaternarios de la cuenca del Paraná. Este sector se encuentra formado principalmente por un gran batolito granítico que representa los distintos términos evolutivos de un arco magmático proterozoico a Cámbrico inferior (Lira *et al*. 1997) y restringidos afloramientos de rocas metamórficas a las cuales intruyeron (Miró 2001). Otras importantes contribuciones, realizadas por Rapela *et al.* (1991), Miró (2001), Miró *et al.* (1999), Bonalumi (1988), Quartino y Quartino (1996), Lira *et al.* (1997), Castellote (1982; 1985a; 1985b; 1989), Koukharsky *et al.* (1999; 2001), Simpson *et al.* (2001) y Leal (2002), resumen las características geológicas principales de la comarca.

En este trabajo se analizarán la petrografía y la cronología del mencionado basamento junto a nuevos datos cronológicos de rocas volcánicas formadas durante las etapas finales del arco. El objetivo principal es precisar los límites temporales y espaciales del orógeno pampeano, analizar cronológicamente sus relaciones con el ciclo orogénico brasiliano y tratar de entender el desarrollo y evolución del margen activo que lo generó a estas latitudes. Los datos cronológicos del área han permitido precisar la edad en que culminó la deformación pampeana y discutir sus relaciones con los ciclos brasiliano y panafricano. Este análisis cronológico se concentró sobre la sierra de Ambargasta (Fig. 2) puesto que allí se encuentran bien representados los granitoides asociados al sistema de subducción proterozoica y las volcanitas postorogénicas que se vinculan a la orogenia pampeana. Por otro lado, la compilación de edades modelo en la región centro-sur de Sudamérica permitió obtener valores promedios para comparar con aquellas obtenidas en este sector y así discriminar las características corticales principales y los límites de los terrenos que participaron. Finalmente, con el conjunto de estos datos se propone un esquema de evolución tectónica para la región durante el Proterozoico tardío a Cámbrico temprano.

Marco tectónico

Las Sierras Pampeanas son un conjunto de bloques de basamento basculados durante la orogenia ándica (González Bonorino 1950; Caminos 1979). Contrariamente a la vergencia andina dominante hacia el este, las Sierras Pampeanas se han levantado en dirección al oeste a través de fallas inversas con profundas zonas de despegue (Introcaso *et al.* 1987). Esta geometría es consecuencia de la reactivación de antiguas estructuras que se produjeron durante la deformación penetrativa acaecida durante las orogenias pampeana y famatiniana. En el Cenozoico superior entre los 28° y los 33° de latitud sur se desarrolló un sector de subducción horizontal como consecuencia de la subhorizontalización de la placa de Nazca en el margen Pacífico del continente (Isacks *et al.* 1982; Jordan *et al.* 1983; Ramos 1997). Este proceso provocó un mayor acople entre ambas placas y un consecuente aumento de la deformación que migró hacia el antepais. La progresiva disminución de la zona de Benioff generó, al mismo tiempo, la migración del volcanismo hacia el interior del continente. Sin embargo, el arco magmático terciario nunca alcanzó la zona de estudio puesto que sus efusiones más orientales no avanzaron tanto como la deformación (Kay *et al*. 1987; Ramos *et al.* 1991). De esta forma la orogenia terciaria fue muy débil en la región analizada, y se preservó la antigua peneplanicie precenozoica con exposición de antiguas rocas sin cubierta volcánica que la oculte o que altere sustancialmente sus propiedades primarias.

La extensión generalizada del continente sudamericano durante el Cretácico, al igual que en la orogenia ándica, reactivó las viejas estructuras y antiguas suturas generadas por las orogenias pampeana y famatiniana (Schmidt *et al.* 1995; Rossello y Mozetic 1999). Este ciclo se caracterizó por el desarrollo de profundos *rifts* y provocó además la extrusión de basaltos alcalinos a lo largo de las suturas entre los diferentes terrenos corticales procedentes del occidente en coordenadas actuales (Kay y Ramos 1996). En el área de estudio, sin embargo, sólo se reconocen escasos sedimentos de *rift*

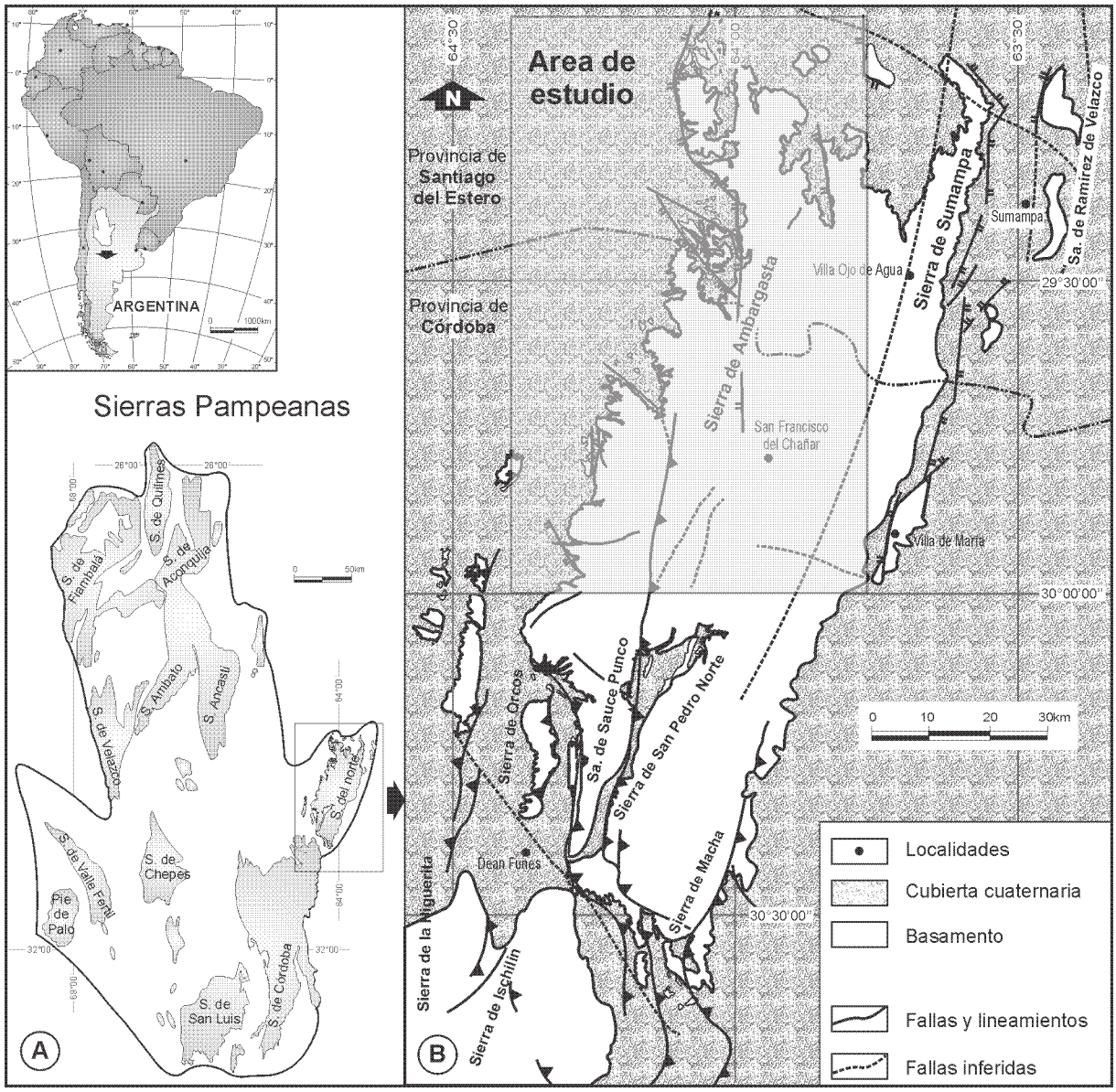

Figura 1: a, Sierras Pampeanas del centro de la Argentina; **b,** Ubicación del área de estudio con las principales fallas y lineamientos.

y una importante mineralización epitermal de manganeso de esa edad (Miró 2001; Brodtkorb *et al.* 2001; Leal 2002). Aún así, este evento prácticamente no oblitera ninguna de las características petrográficas o estructurales generadas durante el Proterozoico y Cámbrico temprano.

Así, en el área de estudio se encuentran preservadas las raíces del arco magmático pampeano, sin importantes procesos sobreimpuestos. La estructura está caracterizada por numerosos lineamientos meridianales que son consecuencia de las orogenias anteriores asociadas al proceso de formación del Gondwana a fines del Proterozoico principios del Cámbrico. Restos de ofiolitas y remanentes de arcos magmáticos hallados al oeste del área de estudio prueban que la losa oceánica debió subducir hacia el este (Kraemer *et al.* 1995; Ramos *et al.* 2000). Sin embargo, la espesa cubierta de la cuenca del Paraná impide observar las propiedades del substrato sobre el cual se desarrolló el arco magmático y en consecuencia sus relaciones con el margen paleoproterozoico del cratón del Río de La Plata. Por esta razón, en numerosos trabajos se extiende dicho cratón hasta las Sierras Pampeanas Orientales; no obstante las evidencias encontradas permiten establecer reservas con respecto a su extensión hacia el oeste.

Estratigrafía

El área de estudio se caracteriza principalmente por la exposición de rocas metamórficas dentro de un batolito granítico que las redujo a pequeños colgajos.

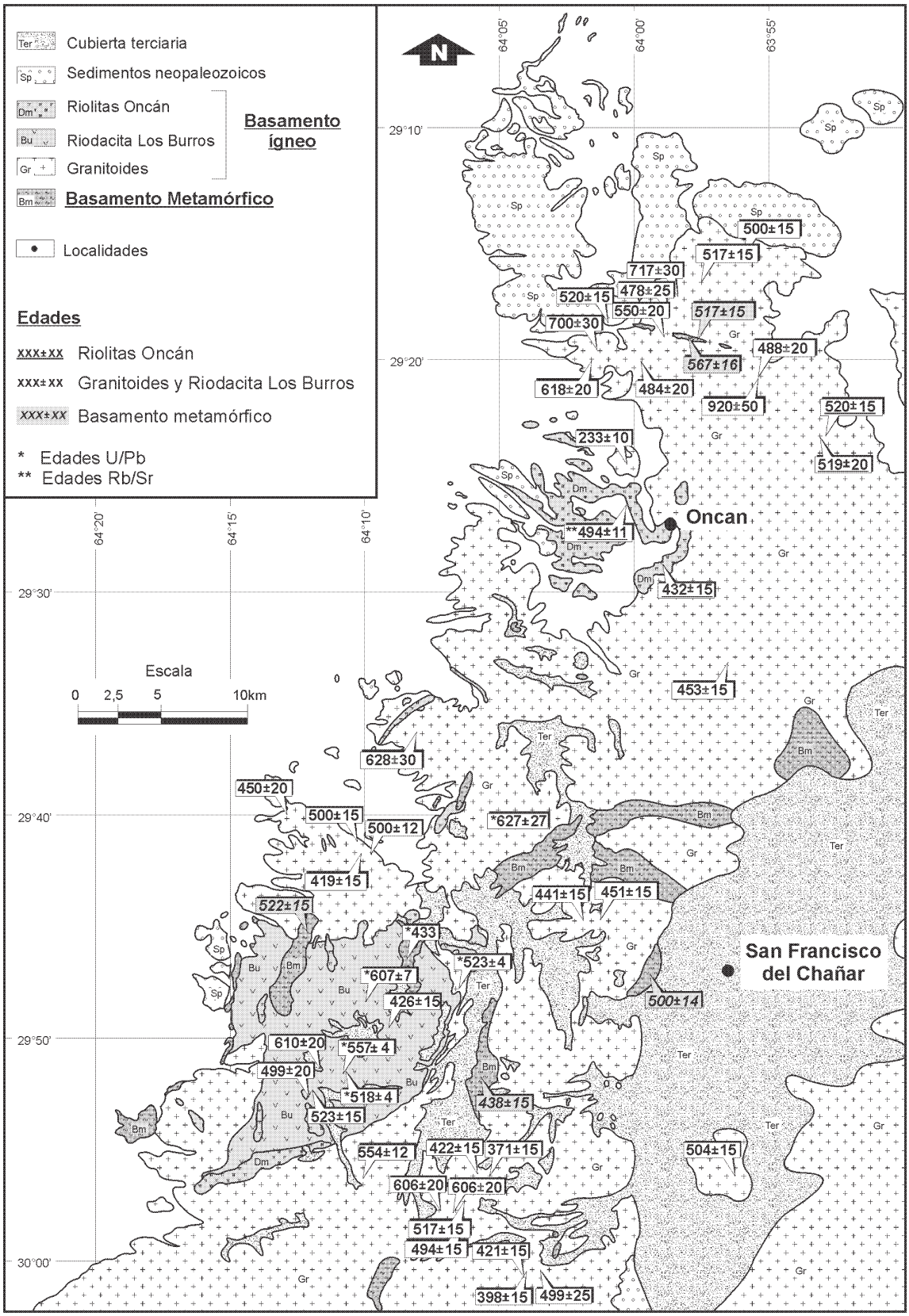

Figura 2: Mapa geológico del área de estudio (modificado de Lucero 1969; Miró 2001). La figura muestra también las edades K/Ar, Rb/Sr y U/Pb realizadas en este extremo de las Sierras Pampeanas por: Castellote (1982, 1985a,b), González *et al.* (1985), González y Toselli (1974), Koukharsky *et al.* (1999, 2001), Linares y González (1990), Millone *et al.* (2003a,b), Miró (2001), Quartino *et al.* (1978), Rapela *et al.* (1991), Söllner *et al.* (2000).

Por encima se encuentran bancos de sedimentitas neopaleozoicas, escasos depósitos cretácicos, sedimentos terciarios y una cubierta de depósitos fluviales, eólicos y evaporíticos de edad reciente. A continuación se resumen las características principales de cada unidad.

El basamento metamórfico

Las rocas que integran esta unidad se encuentran preferentemente en bajos topográficos como remanentes dentro del batolito granítico que las intruye. Lucero (1979) dividió a las rocas metamórficas que integran esta unidad en un "basamento cristalino estratificado", que se extiende sobre el margen oriental de estas sierras y presenta mayor grado que el "basamento hipocristalino y anacristalino estratificado" principalmente expuesto sobre el borde occidental, donde se levanta la sierra de Ambargasta. Los últimos estudios estratigráficos realizados por Miró (2001) confirman esta distribución y completan la estratigrafía dividiendo a esta unidad en tres formaciones (Fm Pozo del Macho, Calizas Jasimampa y Fm Simbol Huasi) que, si bien no muestran afloramientos continuos que permitan correlacionarlas, se interpretan como un solo complejo metamórfico desmembrado por la deformación que generó el emplazamiento del batolito granítico.

La Formación Pozo del Macho, definida por Castellote (1978), está integrada por esquistos, gneises tonalíticos, anfibolitas y migmatitas que afloran al nordeste del área de estudio (sierra de Sumampa). Edades K/Ar realizadas sobre estas rocas por Castellote (1985a) varían entre 407±10 y 665±20 Ma. Junto a estas rocas de alto grado se asocian las Calizas Jasimampa, definidas por Quartino (1967), que están compuestas por restringidos afloramientos de calizas metamórficas. No se puede precisar la edad de esta unidad puesto que no muestra relación de contacto con otras formaciones, no obstante Miro (2001) consideró que pertenecen a la misma secuencia sedimentaria y, en consecuencia, que han sufrido el mismo evento metamórfico.

El resto de las formaciones metamórficas están integradas por rocas de bajo grado que se distribuyen sobre la margen occidental de las sierras, en las proximidades del área de estudio. La Formación Simbol Huasi fue definida por Lucero (1969) para agrupar a pizarras, lutitas, grauvacas, conglomerados y cornubianitas. La Formación La Clemira fue nombrada por Minera TEA (1968) para agrupar en ella a dichas facies de cornubianitas que fueron generadas por el metamorfismo de contacto que produjeron las intrusiones graníticas sobre las unidades sedimentarias eopaleozoicas de la Formación Simbol Huasi. Los únicos datos geocronológicos corresponden a edades K/Ar realizadas en muestras de hornfels cuyas edades varían entre 500 ± 14 y 567 ± 16 Ma (Koukharsky *et al.* 1999; Castelote 1982). Estas edades son similares a las obtenidas en muestras de esquistos con valores de 598 ± 20, 530 ± 20 y 469 ± 15 Ma (Castellote 1985a).

El basamento ígneo

Esta unidad está integrada principalmente por un batolito granítico que se extiende ocupando un área de 8000 km^2 y cuerpos menores que resultan del mismo evento magmático. En conjunto estas rocas representan cerca del 90% de la superficie que ocupan las sierras de Ambargasta, Sumampa y Norte de Córdoba. Según Bonalumi (1988) las diferentes litologías representan distintos términos de diferenciación de un magma calcoalcalino, cuyos términos más evolucionados están en el sector norte. Lira *et al.* (1997) en su estudio regional sobre la petrología y la geoquímica del mismo sector demuestran que las características calcoalcalinas de estos granitoides permiten asignarlos a un margen activo asociado a un arco magmático proterozoico tardío a Cámbrico temprano. A partir de las cantidades normativas de cuarzo, albita y ortosa, Bonalumi (1988) estimó profundidades de emplazamiento inferiores a 8 kilómetros. Lucero (1969) agrupó a este conjunto de rocas en su "basamento cristalino macizo"; posteriormente Miró (2001) en su propuesta estratigráfica lo definió como Complejo Ojo de Agua-Ambargasta compuesto por dos unidades: la Formación Ojo de Agua y la Formación Ambargasta. La primera se extiende en el sector oriental, centro y sur de estas sierras; cuya composición varía de monzogranito a granodiorita y presenta una típica coloración grisácea. En el área de estudio esta roca incluye numerosos enclaves de composición diorítica cuyos tamaños pueden superar el metro de diámetro (Lira *et al.* 1997; Leal 2002). La Formación Ambargasta, por su parte, debe su nombre a Castellote (1985a) quien agrupó en ella a granitoides que afloran en el extremo noroccidental de las sierras. Estas rocas representan términos más diferenciados puesto que lo integran de granitos rosados con abundante ortosa y frecuentes intercrecimientos gráficos.

La Tonalita Quebrachos Colorados es un pequeño stock semicircular de 2 km de diámetro que aflora en el extremo noroeste de las sierras (esta litología no se encuentra detallada en el mapa por relaciones de escala). Se trata de una roca de color gris oscuro compuesta por hornblenda, biotita, plagioclasa y cuarzo (Castellote 1978; Miró 2001). Una datación K/Ar realizada en esta formación determinó una edad de 530 Ma (Castellote 1985a).

Si bien las edades obtenidas en rocas que integran este basamento ígneo oscilan notoriamente según la ubicación, existe un claro predominio de edades K/Ar pertenecientes al Cámbrico. Aún así, pueden hallarse numerosas menciones de edades proterozoicas: Castellote (1978, 1985a) obtuvo valores de 628 ± 30, 606 ± 20, 618 ± 20, 700 ± 30 Ma; Linares y González

(1990) 920 ± 50 y 717 ± 30 Ma, en tonalitas; González *et al.* (1985) 606 ± 20 y 597 ± 15 Ma en granitos.

Edades recientes en el basamento granodiorítico-monzonítico de la sierra de Ambargasta indican edades de 627 ± 27 Ma para estas rocas (Rb-Sr, Millone *et al.* 2003a). De acuerdo a estos autores el último episodio intrusivo estaría relacionado al emplazamiento de monzonitas con una edad de 523 ± 4 Ma, datadas por el mismo método, y que representarían el último evento del ciclo pampeano en la región.

Las primeras edades U/Pb en circones en estos granitoides fueron obtenidas por Rapela *et al.* (1998) en muestras de granodioritas de la sierra Norte de Córdoba que arrojaron valores de 534 ± 4 y 532 ± 3. Más recientemente Miró (2001) obtuvo una nueva datación SRHIMP sobre un monzogranito extraído del arroyo Cantamampa, cuya edad resultó de 514 ± 4 Ma. Edades U/Pb proterozoicas (707 ± 14, 645 ± 9 Ma) sólo fueron encontradas en las sierras de Córdoba, varios kilómetros al sur del área de estudio por Rapela *et al.* (1998).

La cubierta volcánica supracortical

Las rocas volcánicas que se emplazan en el batolito granítico han sido divididas en tres formaciones: Dacita Los Burros, Riolitas Oncán y Andesitas Balbuena.

La Dacita Los Burros está compuesta por pórfidos dacíticos que afloran en la margen occidental del batolito granodiorítico formando un cuerpo hipabisal (Fig. 2). El sector sudeste presenta forma subcircular mientras que hacia el oeste es truncado por un plano de falla submeridianal. Si bien ocupa una superficie mayor a 1500 km^2 posee afloramientos discontinuos debido a la espesa vegetación y la cubierta regolítica. Está compuesta por rocas de textura porfírica con tonalidades que varían de castaño a gris. Posee fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda, con tamaños de hasta 3 mm, inmersos en una pasta microgranosa. Las cantidades relativas de sus feldespatos provocan una variación composicional entre riolitas y dacitas. No presenta metamorfismo regional y está emplazada discordantemente en una roca granítica parcialmente foliada. Su edad será analizada posteriormente, dado que constituye uno de los objetivos de este trabajo.

Las Riolitas Oncán han sido definidas formalmente como una formación por González (1977) en las proximidades de la localidad homónima (Fig. 2). Se encuentran como filones o cuerpos que resaltan del relieve donde forman los altos topográficos más importantes, con superficies de hasta 100 km^2. Intruyen profusamente a toda la secuencia magmática, incluida la Dacita Los Burros, que es atravesada por numerosos diques subvolcánicos. Su composición varía de riolítica a dacítica; son similares a la roca de caja sólo que con menor porcentaje de biotita y mayor contenido de máficos y hematita (Miró 2001). La única edad de estos diques fue obtenida por Rapela *et al.* (1991) por el método Rb/Sr sobre muestras de la localidad tipo de Oncán (Fig. 2). Las muestras analizadas definieron una isocrona de 494 ± 11 Ma.

El último componente del basamento ígneo es un conjunto de diques andesíticos que Miró (2001) agrupó en las Andesitas Balbuena. Estas rocas se encuentran dispersas en forma de pequeños diques que intruyen a los granitoides de este basamento ígneo. Los recientes estudios geocronológicos de estas muestras confirman su edad cámbrica (véase Koukharsky *et al.* 2003, este volumen).

La cobertura paleozoica

Escasos remanentes de la cubierta sedimentaria paleozoica se preservan en el sector norte de la sierra de Ambargasta. Éstos fueron incluidos en la Formación El Escondido por Quartino (1967) para abarcar a pequeños afloramientos de areniscas cuarcíferas, arcosas y conglomerados que afloran a 20 km al noroeste de la localidad Villa Ojo de Agua. A diferencia de las sedimentitas de la Formación Simbol Huasi esta unidad preserva sus rasgos sedimentarios primarios y está desprovista de metamorfismo. Si bien sus características litológicas permitieron inicialmente correlacionarla con los depósitos cámbricos del Grupo Mesón, Miro (2001), a partir de los últimos trabajos realizados en la zona, las incluye dentro de la Formación La Puerta de edad carbonífera.

El volcanismo y sedimentación neopaleozoica

Las rocas sedimentarias y volcánicas del Carbonífero y Pérmico se desarrollaron en el borde occidental de las sierras estudiadas (Koukharsky *et al.* 2002). Están compuestas por las sedimentitas de la Formación La Puerta (Lucero 1979) que aflora principalmente en el sector norte de la sierra de Ambargasta (Fig. 2) donde se extienden cubriendo una superficie aproximada de 500 km^2. Asomos menores se encuentran dispersos a lo largo del borde occidental de estas sierras. Se componen de areniscas cuarcíferas de color rojo violáceo o amarillo, con algunos términos conglomerádicos e intercalaciones de limolitas y arcillas (Miró 2001). Esta sedimentación está cronológicamente asociada al emplazamiento de numerosos diques hipabisales que intruyen al basamento ígneo. Se trata de pequeños cuerpos de basaltos alcalinos emplazados a bajas profundidades (Koukharsky *et al.* 2001). Edades K/Ar evidencian dos eventos distintos de emplazamiento: uno del Carbonífero tardío a Pérmico inferior y otro del Pérmico medio al Triásico inferior (Koukharsky *et al.* 2002).

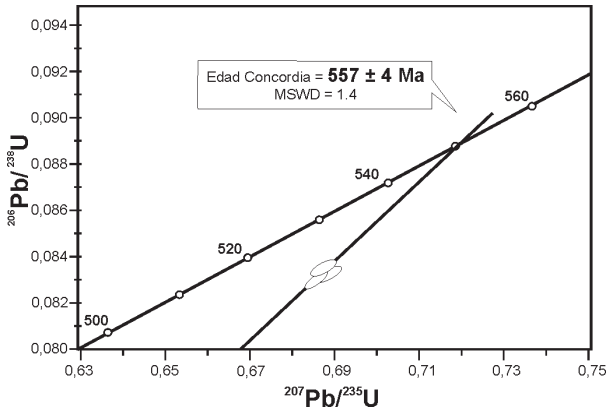

Figura 3: Edad TIMS obtenida por Söllner *et al.* (2000) en circones de la localidad Este de Totorilla utilizando el programa ISOPLOT (Ludwig 1991).

Los sedimentos cretácicos

Miró (2001) reconoció por primera vez brechas de talud y areniscas conglomerádicas de edad cretácica en la sierra de Amargasta. Sus afloramientos son restringidos y se encuentran sólo sobre la margen occidental de estas sierras. Se trata de depósitos continentales compuestos por areniscas rojas estratificadas que muestran en su base una secuencia de brechas apoyadas sobre el basamento ígneo. Esta columna sedimentaria se correlaciona con las Areniscas Cerro Colorado que afloran varios kilómetros al sur de estas sierras, donde la sedimentación cretácica se halla mejor representada y asociada a basaltos alcalinos de igual edad. Por otro lado, durante este período se desarrolló un importante hidrotermalismo que generó extensas manifestaciones de manganeso y fluorita (Brodtkorb *et al*. 2001; Galindo *et al.* 1996).

La cubierta sedimentaria cenozoica

Una espesa cubierta cuaternaria rodea estas sierras impidiendo establecer los límites del basamento ígneo en estudio. Según Miró (2001) está principalmente compuesta por areniscas con intercalaciones de limo de ambientes fluvio-eólicos que corresponden a un régimen climático semiárido. Depósitos aluviales, albardones y prodelta son menos frecuentes. En el interior de las serranías predominan depósitos de pie de monte, depósitos aluviales aterrazados y calcretes laminares que junto a la vegetación cubren las rocas más antiguas impidiendo observar sus contactos y dimensiones reales.

Edad de la Dacita Los Burros

Se han realizado varios intentos de datación geocronológica del cuerpo principal de la Dacita Los Burros. Los primeros estudios fueron realizados mediante dataciones K/Ar por Castellote (1985a) en dos localidades próximas al área de estudio (véase figura 2). La edad más antigua, obtenida hasta ese entonces, arrojó 523 ± 15 Ma, edad dentro del rango del presente estudio. Una segunda edad, con mayor error osciló alrededor de 499 ± 20 Ma; edad parcialmente coincidente con la de las Riolitas Oncán. Dado que el cuerpo de la Dacita Los Burros está atravesado por estos cuerpos riolíticos, esta segunda edad podría asociarse a un efecto termal vinculado a este evento póstumo. Además, dada la heterogeneidad de este cuerpo, tan notoria que es visible a través de las fotos aéreas (Lira *et al.* 1997), es posible que las variaciones texturales resulten consecuencia de cambios composicionales del cuerpo dacítico en un complejo emplazamiento temporal.

Recientemente Millone *et al*. (2003a) presentaron una isocrona Rb-Sr de 607 ± 7 Ma para las dacitas de esta localidad.

Dado estos resultados se encaró un muestreo sistemático de este cuerpo, obteniéndose numerosas muestras para seleccionar el sitio más homogéneo, donde hubiese circones simples, euhedrales y aptos para una datación por el método U-Pb convencional. Sobre esta base se ubicó la localidad Este de Totorilla (véase figura 2), de donde se extrajo más muestra con abundantes circones a los cuales se dató por el método convencional de ionización térmica por espectrometría de masa (TIMS). Estos circones morfológicamente homogéneos con núcleos uniformes de origen magmático fueron abrasionados, para evitar la presencia de efectos térmicos o hidrotermalismo posterior (Söllner *et al.* 2000). La edad se determinó sobre cristales transparentes, incoloros a levemente rosados y de formas euhedrales. Las muestras analizadas presentaron bajas relaciones $^{206}Pb/^{204}Pb$ (264 a 465) que evidencia la incorporación de plomo durante su crecimiento. Los datos de los circones en el diagrama de concordia se ajustan dentro de los errores analíticos (2Ã) a la línea de discordia calculada, que intercepta a la curva de concordia a 557 ± 4 Ma (Fig. 3). Söllner *et al.* (2000) interpretaron que la edad de 557 ± 4 Ma representa un valor mínimo para la cristalización de los circones y en consecuencia para la extrusión del pórfiro riodacítico.

Con el fin de lograr una mayor precisión en la edad de emplazamiento, se extrajeron de la misma localidad anterior (Este de Totorilla - 29°51'29»LS y 64°08'35» LO) otros 5 kg de muestra sobre las cuales se realizó una nueva datación U/Pb en circones. En esta oportunidad los cristales fueron analizados mediante técnicas de SHRIMP II en la *Curtin University of Technology, Western Australia*. Las imágenes BSE (*backscattered-electron*) evidencian en ocasiones cristales de circones con núcleos heredados y una alteración sobrepuesta (Fig. 4). Se realizaron 14 análisis isotópicos U/Pb mediante SHRIMP II en diez cristales de circón. Los datos geocronológicos, que se observan en el Cuadro I, se ilustran en la figura 5.

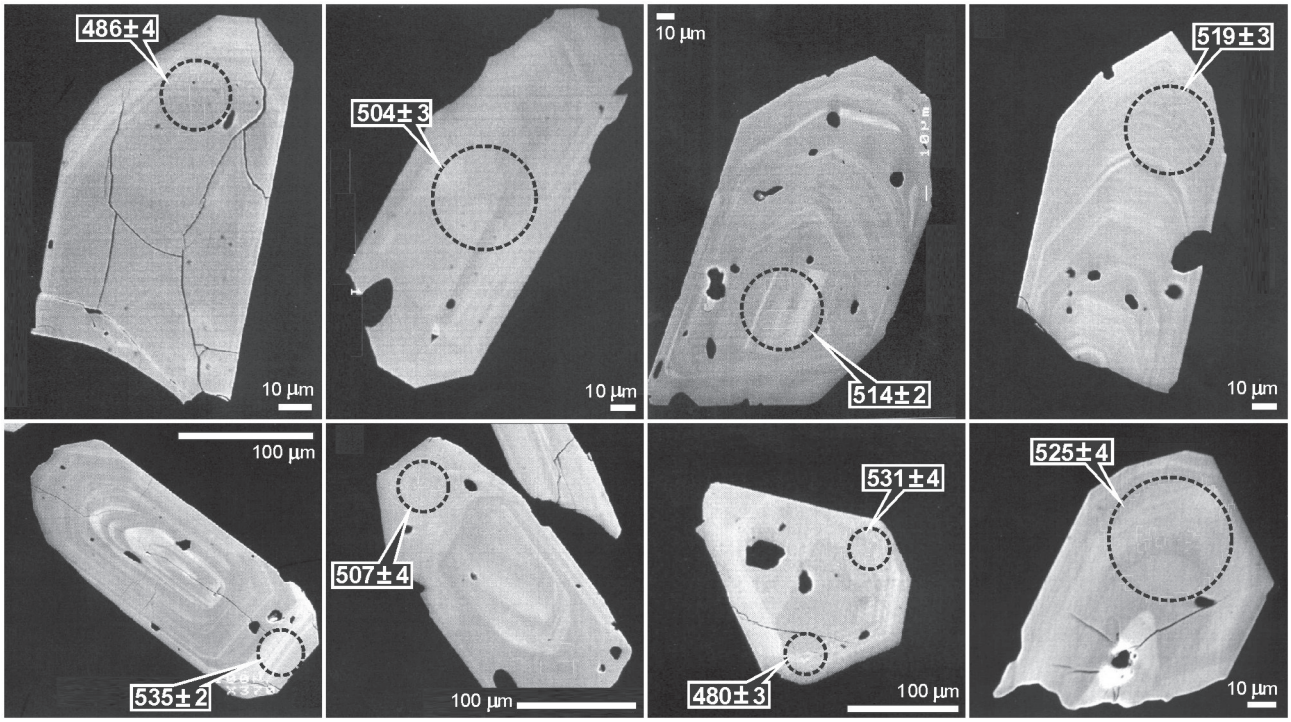

Figura 4: Imágenes de los circones encontrados en la Dacita Los Burros de la localidad estudiada. Las imágenes fueron reproducidas mediante BSE (*backscattered-electron*).

El análisis de los resultados evidencia que la cristalización de la Dacita Los Burros debió suceder aproximadamente a los 512,6 ± 3,5 Ma. Los valores más antiguos, cercanos a los 531,6 ± 1,8 Ma, pueden representar las edades de núcleos de circones provenientes de granitoides más antiguos que la hospedan. Una edad posterior, correspondiente posiblemente a un evento hidrotermal sobreimpuesto cercano a los 481 ± 1,5 Ma, coincide con el episodio volcánico asociado a las Riolitas Oncán.

Estos datos indicarían que la Dacita Los Burros, emplazada discordantemente en el basamento granítico previo, con posterioridad a un levantamiento de aproximadamente 8 km (Bonalumi 1988), fue el resultado de la fusión de estos granitoides. Así, la edad de 531,6 ± 1,8 Ma correspondería a un período de cristalización de la roca de caja, mientras que la de 512,6 ± 3,5 Ma representaría la edad de la dacita.

Estas edades son similares a las determinadas recientemente por Koukharsky *et al.* (este volumen), para el episodio volcánico de las Andesitas Balbuena. A su vez son coherentes con las edades Pb-Pb obtenidas por Millone *et al*. (2003 b) en galenas asociadas al emplazamiento de diques riolíticos en Rodeíto, en la sierra de Ambargasta. Estos autores encontraron dos pulsos en las edades de la mineralización, uno de 514,9 y 515,0 , y otro más joven de 444,6 a 466,2 Ma, que de acuerdo a la presente interpretación podrían estar relacionados al primer episodio de emplazamiento de la Dacita Los Burros y a las Riolitas Oncán respectivamente.

La diferencia en las edades de cristalización de 557 ± 4 a 531,6 ± 1,8 Ma pueden ser consecuencia de la heterogeneidad observada en los cristales de circones o por la metodología del cálculo empleado para obtener la edad más antigua (Söllner *et al.* 2000). Individuos con núcleos más viejos formados durante las etapas iniciales de este magmatismo pueden conferir edades antiguas cuando se los analiza por el método U/Pb convencional.

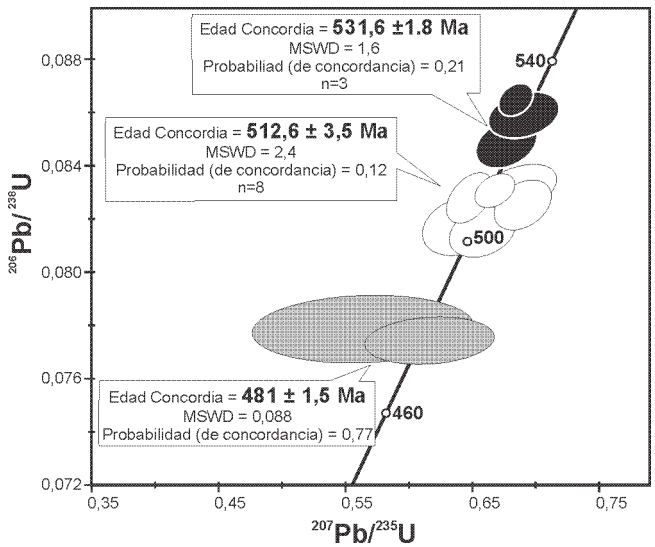

Figura 5: Edades obtenidas de los circones de la Dacita Los Burros, analizados por SHRIMP II.

Cuadro 1: Datos isotópicos extraidos de circones pertenecientes a la Dacita Los Burros.

							Edades (Ma)			
Muestra	^{206}Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	^{232}Th/^{238}U	^{204}Pb/^{206}Pb	^{206}Pb/^{238}U	^{206}Pb/^{238}U	1σ err	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ err
1-1.	0,51	38	20	0,56	0,000280	0,1546	485,7	4,4	302	232
2-1.	0,04	91	82	0,93	0,000022	0,1610	525,1	3,9	515	49
8-1.	0,21	62	28	0,47	0,000119	0,1508	531,4	3,6	531	57
8-2.	0,98	61	31	0,53	0,000547	0,1499	479,9	3,3	516	117
19-1.	0,19	68	46	0,70	0,000108	0,1325	514,1	3,4	600	53
19-2.	0,08	92	72	0,81	0,000045	0,1748	513,5	3,8	475	38
19-3.	0,03	52	29	0,58	0,000019	0,1590	509,3	3,8	618	45
13-1.	0,11	57	34	0,61	0,000059	0,1579	504,2	3,7	545	56
7-1.	0,15	70	44	0,65	0,000086	0,1481	519,1	3,3	581	52
12-1.	0,18	57	23	0,42	0,000099	0,1694	507,6	3,8	516	76
18-1.	0,03	130	89	0,71	0,000016	0,1636	514,0	2,5	533	33
6-1.	0,19	75	39	0,54	0,000107	0,1392	507,1	4,6	477	65
4-1.	0,06	224	143	0,66	0,000034	0,1657	535,6	2,5	495	27

Finalmente, si bien se postula que el cuerpo de la Dacita Los Burros tuvo su emplazamiento principal a los 512,6 ± 3,5 Ma, dada la variación composicional que provocaron los distintos pulsos de emplazamiento (Lira *et al*. 1997; Leal 2002), no se descartan episodios de fusión y cristalización con edades más antiguas.

Edades modelo samario-neodimio

Se ha obtenido una edad modelo Sm/Nd de las muestras de dacitas estudiadas para poder comparar con otras edades modelo existentes en la región y así poder analizar las afinidades corticales con otros sectores más conocidos. El análisis realizado en el Instituto de Geociencias de la Universidad Federal do Río Grande do Sul arrojó un valor de Tdm=1350 millones de años. Este dato se sumó a una compilación de edades modelo que se determinaron en regiones aledañas para establecer patrones que pudieran compararse entre si o con otras provincias geológicas de este sector de Sudamérica. En las figuras 6 y 7 se detallan las localidades que han sido analizadas, los valores compilados, sus referencias, y el esquema tradicional de terrenos y cratones propuesto por Ramos (1995).

Discusión y conclusiones

Sobre la edad de la orogenia pampeana y su inserción en el ciclo Brasiliano

Durante el Neoproterozoico (~850 Ma) un proceso generalizado de extensión provocó la fragmentación del supercontinente Rodinia y la consecuente dispersión de numerosos bloques cratónicos (Unrug 1996; Cordani *et al.* 2001a). Después de casi 100 Ma estos cratones comenzaron una importante deriva continental que culminó durante el Proterozoico tardío a Cámbrico basal (570-530 Ma) con la formación del Gondwana Occidental (Brito Neves *et al.* 1999; Unrug 1992). Las orogenias que condujeron a esta reorganización continental se agruparon en el ciclo brasiliano-panafricano (Brito Neves 2003).

Cuando se trata de ubicar en este esquema al orógeno pampeano correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales (*sensu* Ramos 1988) se hace notorio que éste se corresponde con aquellos más jóvenes del ciclo brasiliano. Según recientes estudios radimétricos en el Gondwana Occidental, las primeras orogenias comenzaron aproximadamente a los 900 Ma y perduraron hasta el Cámbrico inferior (Hartmann 2002). Pero a latitudes más australes, a la altura de las Sierras Pampeanas, si bien los datos cronológicos permitieron determinar que pertenecen al ciclo brasiliano dado que culminó durante el Cámbrico temprano (Rapela *et al.* 1998; Sölner *et al.* 2000), su comienzo es aún motivo de debate. Algunos autores sostienen que fue un evento de corta duración, mientras otros postulan un sistema de subducción activa durante el Proterozoico tardío, similar a lo ocurrido en otros orógenos brasilianos. Por otro lado, las últimas reconstrucciones de las etapas póstumas de dicha orogenia (Cordani 2001a) demuestran que el sector central del Gondwana Occidental (centro y norte del actual territorio argentino) fue un margen continental activo contra el que se adosaron terrenos alóctonos a fines del Proterozoico tardío y Cámbrico basal.

La etapa de margen pasivo del Gondwana occidental a estas latitudes: La estratigrafía del área de estudio se inicia con los remanentes del basamento metamórfico; actualmente reducido a colgajos aislados cuya historia proterozoica se halla casi completamente obliterada por el emplazamiento de los intrusivos que le sucedieron.

Los diferentes autores que analizaron estas rocas metamórficas las asignaron al desarrollo de un margen pasivo, e interpretaron el relleno sedimentario como perteneciente a la Formación Puncoviscana y unidades equivalentes (véase Rapela *et al*. 1998; Smith *et al.* 1999, von Gosen *et al.* 2002, Chernicoff y Ramos, este

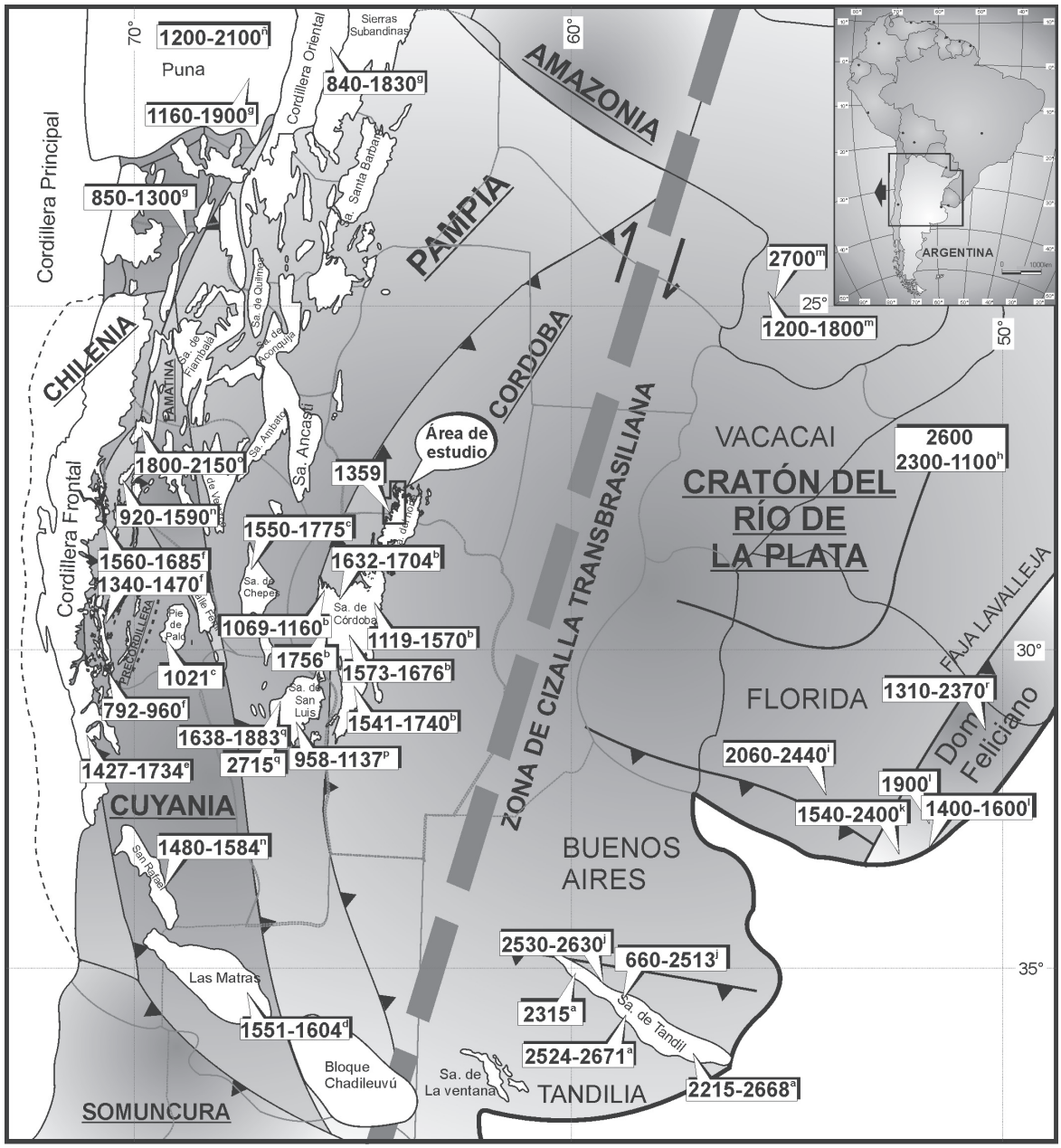

Figura 6: Compilación de edades modelo (TDM) obtenidas en las Sierras Pampeanas y los cratones aledaños. a: Cingolani *et al.* (2002), b: Rapela *et al.* (1998), c: Pankhurst *et al.* (1998), d: Sato *et al.* (2000), e: Basei *et al.* (1998), f: Mahlburg *et al.* (1996), g: Bock *et al.* (2000), h: Cordani and Sato (2000), i: Preciozzi *et al.* (1999a), j: Pinese *et al.* (1999), k: Preciozzi *et al.* (1999b), l: Basei *et al.* (2001), m: Cordani *et al.* (2001b), n: Varela *et al*. (2002), ñ: Zimmermann *et al.* (1999), o: Höckenreiner *et al.* (2001), p: Sato *et al.* (2001a), q: Sato *et al.* (2001b), r : Babinski *et al.* (1997).

volumen). Esta etapa está directamente relacionada con el desmembramiento del supercontinente de Rodinia y la formación del océano Iapetus que separó a Laurentia del futuro Gondwana. Aunque existe consenso sobre que el supercontinente de Rodinia comenzó a romperse cerca de los 850 Ma, aún hay discrepancias respecto de cuando Laurentia se separó de los bloques cratónicos que posteriormente integraron el margen occidental del Gondwana. Dada la falta de datos precisos algunos autores sugieren que ambas masas continentales debieron permanecer unidas hasta los 550 Ma (Meert 2001; Dalziel 1997). Esta última hipótesis resulta poco factible puesto que las rocas estudiadas indican la existencia de un margen activo entre el Proterozoico tardío y el Cámbrico temprano. Asimismo la existencia de fósiles en la Formación Puncoviscana indica que tiene una edad vendiana a cámbrica inferior (véase revisión en Aceñolaza y Toselli 2000), por lo que su sedimentación debió abarcar el lapso entre aproximadamente 650 Ma y 530 Ma. Los estudios de Do Campo *et al*. (1999)

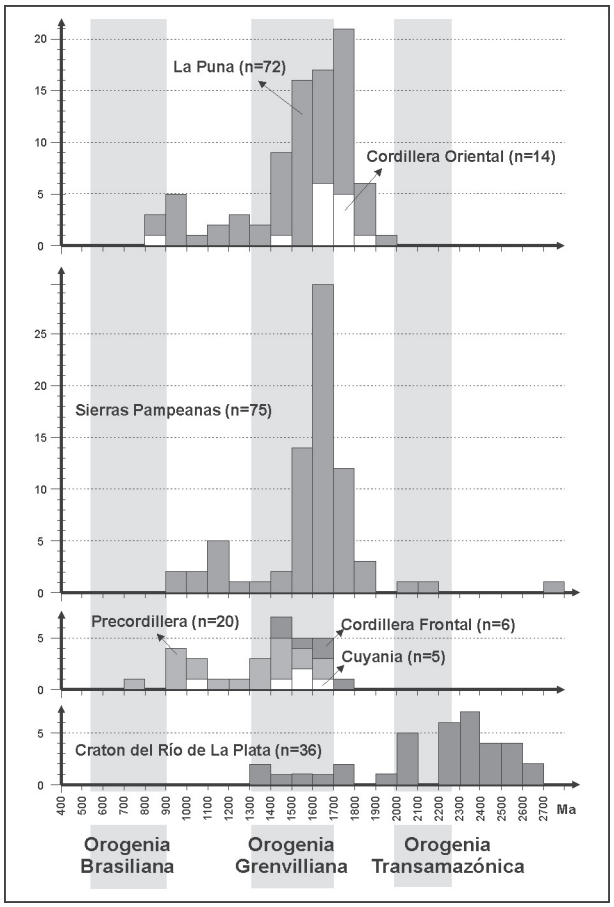

Figura 7: Histogramas de edades modelo (Tdm) para distintas provincias geológicas del centro y norte de la Argentina.

muestran que dichos sedimentos sufrieron procesos metamórficos alrededor de los 618 ± 25 Ma. Estas evidencias si bien no permiten precisar una edad de separación entre el Laurentia y el Gondwana Occidental, muestran que ambas masas continentales debieron estar separadas para el Proterozoico tardío.

Etapa de margen activo y colisión de Pampia: En forma simultánea con el desarrollo de este margen pasivo y del desagregamiento de Rodinia, el Gondwana Occidental a través de los diferentes orógenos brasilianos, comenzó su aglutinación debido al cierre de los océanos de los Brasílides y Adamastor entre otros (Unrug 1996; Ramos 1995). En este período comienzan las primeras colisiones entre las diferentes masas cratónicas, como los orógenos de las fajas Brasilia, Cabo Frío, Dom Feliciano, Ribeira, entre otras, que indican una serie de colisiones entre los 660 y 530 Ma (véase reciente síntesis de Brito Neves 2003). Éste es el intervalo de tiempo que marcó el desarrollo y emplazamiento del batolito granítico de la sierra Norte de Córdoba (Lira *et al.* 1997). Los granitoides de este complejo ígneo representa las raíces del arco magmático cristalizado a presiones cercanas a los 2 o 2,5 Kb, que equivalen a profundidades no mayores a 8 km (Bonalumi 1988). Si bien la edad del inicio de la subducción no está bien determinada, la hipótesis dominante es la propuesta por Rapela *et al*. (1998), en que interpreta que el orógeno pampeano es un *short-lived orogen*, que comenzó su subducción a los 533 ± 2 Ma, y alcanzó su pico de metamorfismo durante la colisión a los 522 ± 8 Ma. Sin embargo, el volcanismo postorogénico sobreimpuesto, permite sostener una hipótesis alternativa, dado que indica claramente la existencia de actividad ígnea a los 531,6 Ma y posiblemente más allá de los 557 Ma. Además existen edades proterozoicas sobre las fases graníticas de este complejo cercanas a los 627 Ma (Millone *et al.* 2003a), así como otras más antiguas que deberán confirmarse con técnicas más precisas. Por esta razón, resulta evidente que el batolito granítico debió comenzar su cristalización durante el Proterozoico tardío, posiblemente en forma previa a los 557 Ma. Es factible que un importante episodio de deformación orogénica y fusión generalizada haya reseteado aproximadamente a los 530 Ma gran parte de las Sierras Pampeanas Orientales, durante el episodio de *slab break-off* que siguió inmediatamente a la colisión.

Este batolito granítico se halla intruido no sólo por la Dacita Los Burros, sino por un cortejo de rocas hipabisales que reflejan los productos póstumos de la misma orogenia, como las Riolitas Oncán que intruyen tanto a los granitoides como al pórfido dacítico de Los Burros, sincrónico con los diques de las Andesitas Balbuena. Esta relación es importante puesto que la edad de la Dacita Los Burros indica el momento en que el batolito ya se encontraba parcialmente exhumado y en consecuencia su emplazamiento es postcolisional. La edad de las Riolitas Oncán refleja el colapso extensional del orógeno, dado su emplazamiento en un profuso enjambre de diques que indican que la contracción había terminado. Sobre esta base se propone la existencia de un arco magmático proterozoico tardío a cámbrico basal que ya en el Cámbrico inferior (540 a 520 Ma, según la International Correlation Chart (IUGS 2000) se encontraba parcialmente exhumado como consecuencia de la colisión a los 530 Ma entre el terreno de Pampia con el protomargen del Gondwana. Esto implica que la subducción responsable de la formación de este basamento granítico comenzó con anterioridad, en algún momento del Proterozoico tardío y perduró por decenas de millones de años antes del cierre del océano Brasilides. La figura 8 resume la hipótesis de evolución propuesta.

Sobre la composición del basamento de las Sierras Pampeanas Orientales

El sustrato sobre el cual se desarrolló el arco magmático pampeano durante la orogenia brasiliana -

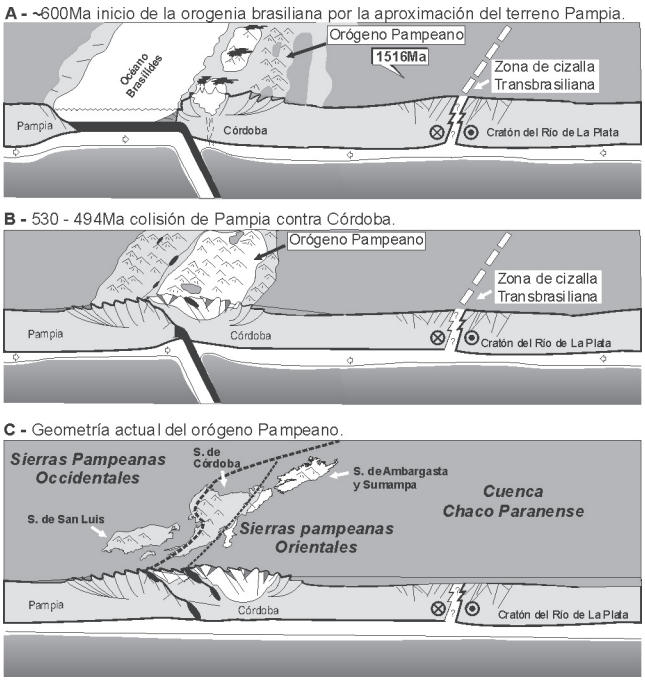

Figura 8: Esquema evolutivo del margen gondwánico desde el Proterozoico superior al Paleozoico inferior.

panafricana se halla en gran parte cubierto por sedimentos de la cuenca del Paraná. Actualmente existen dos hipótesis alternativas sobre su composición: La primera y más aceptada, consiste en extender el cratón Río de La Plata hasta el margen occidental de la cuenca del Paraná, puesto que las rocas de este cratón son los afloramientos más cercanos en dirección este; la segunda, en cambio, sugiere la existencia de un bloque cratónico independiente. Ramos (1995) propuso la existencia del terreno Chaco, dado que la fábrica estructural del cratón del Río de La Plata presenta un patrón oestenoroeste que se interrumpe abruptamente contra la prolongación del la zona de cizalla transbrasiliana (Fig. 6) definida por Fragoso César (1993). Esta alternativa sugiere que el límite oriental del terreno alóctono se habría amalgamado al cratón del Río de La Plata durante el proterozoico, mientras que su margen occidental sería el sustrato contra el cual colisionó el terreno de Pampia durante la orogenia brasiliana.

Una herramienta capaz de contribuir a dilucidar el problema son las edades modelo Sm-Nd, puesto que en cierta forma reflejan el momento de formación de la corteza analizada. La compilación efectuada en este trabajo, más la edad modelo obtenida para la Dacita Los Burros, (Fig. 6) permite determinar dos familias de edades distintas: Al oeste de la zona de cizalla Transbrasiliana se hallan valores entre 1800 y 1500 Ma, mientras que al este existe un claro predominio de edades entre 2000 y 2600 Ma (Fig. 7). La corteza más vieja del cratón del Río de La Plata es consistente con la compilación de edades realizada por Cordani y Sato (2000) para los cratones de Luis Alves y Dom Feliciano del sur de Brasil.

Los datos compilados parecen indicar que la gran mayoría de la corteza que integra los bloques exóticos del sector austral de Sudamérica debió generarse durante o próximo a la orogenia grenvilliana. Las edades modelos obtenidas en el área de estudio permiten correlacionarla con este período de formación y en consecuencia desvincularla del cratón del Río de La Plata que, como el resto de las áreas cratónicas de Sudamérica, es notoriamente más antiguo. Así, las edades Tdm sustentan la hipótesis que sugiere la existencia de un órogeno grenvilliano amalgamado contra el cratón del Río de La Plata, posteriormente removilizado por la zona de cizalla transbrasiliana.

Modelo de evolución tectónica propuesto

Los datos obtenidos y compilados en este trabajo permiten elaborar un esquema evolutivo tentativo para este sector del Gondwana Occidental desde el Proterozoico tardío hasta el Paleozoico inferior.

En primer lugar debió amalgamarse un terreno alóctono contra el cratón del Río de La Plata. Hartmann (2002) postuló la presencia de un área cratónica estable denominada Atlántica contra la cual se acrecionaron los terrenos, entre ellos dicho bloque cratónico, que se halla al oeste de la zona de cizalla transbrasiliana (Fig. 6). Dado que en la Argentina esta sutura se encuentra completamente cubierta es imposible determinar su posición exacta y la geometría de la subducción previa a la amalgamación. Su traza, en el territorio argentino, se infiere que puede descender en forma recta hasta el extremo sur de la provincia de Buenos Aires, puesto que así el estilo estructural del cratón de Río de La Plata queda limitado hacia el este de la misma (Fig. 6). Una diorita de 1516 ± 150 Ma extraída de 2200 metros bajo lo sedimentos de la cuenca de Paraná (extremo oriental de la provincia de Córdoba, Russo *et al.* 1979) es el único dato disponible sobre este sustrato que evidencia un basamento notoriamente más antiguo que el de los terrenos alóctonos que le sucedieron desde el occidente. No obstante, aún no existen evidencias que permitan aventurar la dirección de la subducción o la posición del arco magmático proterozoico asociado a la colisión entre el terreno alóctono y el cratón del Río de La Plata.

Resulta difícil establecer la relación entre esta pequeña porción del Gondwana Occidental y las demás áreas cratónicas presentes durante el Mesoproterozoico. Recién alrededor de los 1300 – 1000 Ma se formó el supercontinente Rodinia (Unrug 1992), a partir del cual se puede reconstruir el movimiento de las masas continentales con mayor precisión. Para ese entonces el cratón del Río de La Plata y el mencionado alóctono debieron estar amalgamados, como el resto del Gondwana Occidental, a Laurentia (Unrug 1992; Meert

2001). Durante el Neoproterozoico (~850 Ma) se fragmentó Rodinia y en consecuencia se inicia la subducción del océano Brasilides (Fig. 8a). Cambios en la geometría de la subducción contra el margen occidental del Gondwana durante el Proterozoico tardío pudieron generar (en algunos sectores) extensión detrás del arco que se evidencia por la presencia de rocas ultramáficas al oeste de la sierra Chica de Córdoba (Kraemer *et al*. 1995; Ramos *et al*. 2000). La similitud entre las edades modelo de este sustrato y las del terreno Pampia sugiere una signatura común; parentesco que sustenta nuestra hipótesis de haber sido generados durante la orogenia grenvilliana mesoproterozoica.

La porción ya amalgamada del cratón del Río de La Plata habría continuado su deriva hasta que su presente margen oriental colisionó contra el cratón de Kalahari. En parte concomitante con este momento se desarrolla un importante arco que resulta de la aproximación del terreno de Pampia. Perforaciones realizadas sobre los sedimentos de la cuenca de Paraná permitieron extraer un gabro de 787 ± 100 Ma y un granito de 441 ± 10 Ma (ambos del centro de la provincia de Córdoba, Russo *et al*. 1979), que podrían representar la proyección del arco magmático brasiliano bajo la cubierta sedimentaría inmediatamente al sur del área de estudio y al este de la sierra Chica de Córdoba. Por otro lado, muestras de granitoides de 550 ± 25 y 475 ± 25 Ma extraídas del extremo oriental de la provincia de Formosa (Russo *et al*. 1979; Linares y Latorre 1969) representarían el límite nororiental de dicho arco, permitiendo inferir el paleomargen del Gondwana a estas latitudes. A los 530 Ma el terreno de Pampia debió colisionar contra el terreno de Córdoba cerrando definitivamente el océano de Brasilides que los separaba (Fig. 8b). Según se ha analizado a los 530 Ma este arco ya estaba exhumado y entre los 512 y 494 Ma culminó el volcanismo posorogénico con el colapso extensional y emplazamiento de los últimos productos magmáticos durante el Cámbrico inferior a medio.

La actual yuxtaposición de terrenos limitados por remanentes de rocas ultramáficas, fue controlada por fenómenos de transcurrencia durante las colisiones pampeana y famatiniana, que provocaron la exhumación final del arco proterozoico. La expresión actual de las Sierras Pampeanas orientales ha sido el resultado de leves levantamientos andinos (Fig. 8c).

Según lo expuesto, se propone que el orógeno pampeano ha sido un cinturón orogénico más longevo que lo postulado en hipótesis previas, que perduró entre el Proterozoico tardío y el Cámbrico basal. Sin embargo se necesita aún de mayores evidencias para establecer con precisión el inicio de la subducción. Los datos presentados sobre el volcanismo posorogénico concuerdan en reconocer que la colisión principal, la deformación y exhumación del arco magmático ocurrieron alrededor de los 530 Ma durante el Cámbrico basal, como otros orógenos brasilianos del Gondwana Occidental.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado gracias a los fondos obtenidos del subsidio PICT 99 06729 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Se agradece especialmente la lectura crítica y los comentarios realizados por los árbitros de la revista.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F.G. y Toselli, A., 2000. Argentine Precordillera: Allochthonous ot autochthonous Gondwanic?. Zentralblatt Geologie und Paläontologie Heft 7/8: 743-756.

Babinski, M., Farid C.Jr., Van Schmus W.R., Hartmann L.A.. y Silva L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 10(3-4): 263-274.

Basei, M., Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Poma S., 1998. El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza: Nuevos datos geocronológicos e isotópicos. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica (Buenos Aires). Actas 2: 412-417.

Basei, M., Siga Jr. O., Harara, O.M., Preciozzi, F., Sato, K. y Kaufuss, G., 2001. Precambrian terranes of African affinities in the Southeastern part of Brazil and Uruguay. 3º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 98-101.

Bock, B., Bahlburg, H., Worner, G. y Zimmermann, U., 2000. Tracing Crustal Evolution in the Southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with Geochemical and Nd and Pb Isotope Data. The Journal of Geology, 108: 515-535.

Bonalumi, A.A., 1988. Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, República Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 47-61.

Brito Neves, B.B., 2003. Sistemas/Colagem Brasiliano. En 9° Simposio Nacional de Estudios Tectónicos y 3° International Symposium on Tectonics, Boletim de Resumos: 3-5, Buzios.

Brito Neves B.B., Costa Campos Neto, M. y Fuck, RA, 1999. From Rodinia to western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan Africano cycle and orogenic collage. Episodes, 22(3): 155-166.

Brodtkorb, M.K., Leal, P.R., Correa, M.J. y Ramos, V.A., 2001. Mn vein-type deposits in the province of Santiago del Estero and Córdoba, Argentina. In Piestrzyhsky *et al.* (eds). Mineral Deposits at the beginning of the 21st Century, 397-400.

Castellote, P. 1978. Estudio geológico del extremo norte de la sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero). Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.

Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En J.C.M. Turner (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 225-291, Córdoba.

Castellote, P., 1982. La formación La Clemira y edad de su metamorfismo. Acta Geológica Lilloana 16(1): 71-76.

Castellote, P., 1985a. Algunas observaciones geológicas en las sierras de Ambargasta y Sumampa (provincia de Santiago del Estero). Acta Geológica Lilloana 16(2): 259-269.

Castellote, P., 1985b. La Formación "Pozo del Macho", integrante del basamento metamórfico de la sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. Acta Geológica Lilloana 16(2): 275-280.

Castellote, P., 1989. Estudio geológico y geocronológico del basamento cristalino del sector septentrional de la sierra Norte de Córdoba. Acta Geológica Lilloana 17(1): 61-66.

Chernicoff, J. y V.A. Ramos, 2003. El basamento de la sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. Asociación Geológica Argentina, Revista (este volumen).

Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. y McNaughton, N.J., 2002. U-Pb Shrimp dating of zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia Belt, Rio de La Plata craton, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 149-154.

Cordani, U.G. y Sato, K., 2000. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. Episodes, 22 (3): 167-173.

Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., Agrella Filho, M.S.D., 2001a. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. Gondwana Reserch, 4(4): 600-602.

Cordani, U.G., Cubas, N., Nutman, A.P., Sato, K., Gonzales, M.E. y Presser, J.L.B., 2001b. Geochronological constraints for the evolution of the metamorphic complexes near the Tebicuary river, southern Precambrian region of Paraguay. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 113-116.

Dalziel I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 109:16-42.

Do Campo, M., Nieto, F., Omarini, R. y Ostera, H., 1999. Neoproterozoic K-Ar ages for the metamorphism of the Puncoviscana Formation, northwestern Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 2: 48-53.

Fragoso César, A.R.S., 1993. As placas brasilianas do sul e sudeste da plataforma sudamericana. 4° Simposio Nacional de Estudos Tectónicos, Sociedade Brasileira de Geologia. Belo Horizonte, 23-26.

Galindo, C., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Coniglio, J., Baldo, E., Rapela, C.W. y Saavedra, J., 1996. Two fluorite lodes lacated in the Achala Batholith and the Cerro Aspero Batholith (Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina) based on Nd- and Sr- isotope geochemistry. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 331.

González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(3): 81-110.

González, R.R., 1977. Geología del sector Noroccidental de la sierra de Ambargasta (provincia de Santiago del Estero). Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.

González R.R. y Toselli A.J., 1974. La efusividad del Mesozoico Argentino y su relación con áreas Sudamericanas. Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia, 259-272.

González, R.R., Cabrera, M.A., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M.P., Omil, D.M., Moyano, R.O. y Ojeda J.R., 1985. La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematización geográfica y temporal. Acta Geológica Lilloana, 16(2): 289-318.

Hartmann, L.A., 2002. The mesoproterozoic supercontinent Atlantica in the Brazilian Shield - Review of geological and U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic evidence. Gondawana Research, 5(1):157-163.

Höckenreiner, M., Söllner, F. y Miller, H., 2001. The Tipa shear zone (NW-Argentina): Evidence for early devonian movement verified by Sm-Nd dating of garnet and whole rock systems. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 3.

Introcaso, A.., Lyon, A. y Ramos, V.A.,1987. La estructura profunda de las sierras de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, Revista 42(1-2): 177-187.

Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 587-606.

Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26, Ottawa.

Kay, S.M., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. y Gordillo, C.E., 1987. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. Journal of South American Earth Sciences, 1(1): 21-38.

Kay, S. y Ramos, V.A., 1996. El magmatismo cretácico de las sierras de Córdoba y sus implicancias Tectónicas. 13 º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 453-646.

Koukharsky, M., Munizaga, F., Leal, P.R., Correa, M.J. y Brodtkorb, M.K.de, 1999. New K/Ar ages in the Ambargasta and Norte de Córdoba ranges, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology. Actas 2: 76-77.

Koukharsky, M., Tassinari, C., Brodtkorb, M.K.de y Leal, P., 2001. Basaltos del Neopaleozoico – Triásico temprano? en las sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta, Sierras Pampeanas Orientales: petrografía y edades K/Ar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56(3): 400-403.

Koukharsky, M., Brodtkorb, M.K.de, Ramos, V.A., Kay, S.M. y Leal, P., 2002. Magmatismo básico y ultrabásico del Neopaleozoico en las Sierras Pampeanas y regiones aledañas. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 105-110.

Koukharsky, M., Brodtkorb, M.K. de, Kay, S.M.,y Munizaga, F., 2003. La Formación Balbuena, integrante de un arco magmático del Cámbrico de la sierra de Ambargasta, provincia de Santiago del Estero. Revista de la Asociación Geológica Argentina, (este volumen).

Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' – 32°40'), Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(1-4): 47-59.

Leal, P.R., 2002. Petrología de las rocas ígneas que albergan a la mineralización de manganeso del norte de la provincia de Córdoba. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 3-8.

Linares, E. y González, R.R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, años 1957-1987. Publicación especial de la Asociación Geológica Argentina, 627 pp, Buenos Aires.

Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M. y Moreno, R.S., 1997. Calc-alcaline arc granitoid activity in the sierra Norte-Ambargasta ranges, central Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10(2): 157-177.

Lucero H.N., 1969. Descripción geológica de las hojas 16h (Pozo Grande)Y 16i (Chuña Huasi), provincia de Córdoba y Santiago del Estero. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería. 107.

Lucero, H.N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. Geología Regional Argentina, I: 293-347.

Ludwig, K.L., 1991. ISOPLOT – a plotting and regression program for radiogenic-isotope data (version 2.70). Contribution to Mineralogy and Petrology, 73:207-220.

Mahlburg Kay, S.M., Orrell, S. y Abbruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. Journal of Geology, 104: 637-648.

Mángano, M.G. y L.A. Buatois, 2003. El Paleozoico inferior de la sierra del Campo, provincia de Tucumán: nuevos datos sobre la prolongación austral de la cuenca eopaleozoica del noroeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina (este volumen).

Meert, J.G., 2001. Growing Gondwana and rethinking Rodinia: A paleomagnetic perspective. Gondwana Research, 4(3): 279-288.

Millone, H.A., C.C.G. Tassinari, R. Lira and M.F. Poklepovic, 2003 a. Age and neodymium isotopegeochemistry of granitoids of the sierra Norte-Ambargasta Batholith, Central Argentina. 4° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 617-620.

Millone, H.A., M.S. O'Leary, C.C.G. Tassinari and R. Lira, 2003 b. Tectonic setting and preliminary ageof Hydrothermal system in lowgrade metasediemntary sequences, sierra Norte de Córdoba, Argentina. 4° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 744-747.

Minera TEA, 1968. Geología y recursos minerales de las sierras de Ambargasta y Sumampa, departamento de Ojo de Agua y Quebrachos, provincia de Santiago del Estero. Dirección Provincial de Minería de Santiago del Estero. Inédito.

Miró, C.R., Gaido F. y Candiani J., 1999. Fajas de deformación del batolito sierra Norte de Córdoba y Santiago del Estero. 14 Congreso Geológico Argentino, Actas I: 152-155.

Miró, C.R., 2001. Hoja geológica 1:250.000, Villa Ojo de Agua Santiago del Estero y Córdoba. Instituto de Geología y Minería IGRM.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Panlhurst R.J. y Rapela C.W. (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. The Geological Society, London, Special Publications, 142: 343-367.

Pinese, J.P.P., Teixeira, W., Girardi, V.A.V., Echeveste, H., Ribot, A., Fernandez, R., Iacumin, M., Piccirillo E.M. y Renne, P.R., 1999. Geochemistry and geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms from the Tandilia systems, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology, 261-263. Córdoba, Argentina.

Preciozzi, F., Basei, M.A.S. y Masquelin, H., 1999a. New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de La Plata Craton). 2 South American Symposium on Isotope Geology, 341-343. Córdoba.

Preciozzi, F., Masquelin, H. y Basei, M.A., 1999b. The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology, 338-340. Córdoba.

Quartino, B.J., 1967. Contribución a la interpretación y descripción geológica y petrográfica del distrito Ojo de Agua (Sierras de Ambargasta y Sumampa). Dirección Provincial de Minería de Santiago del Estero. Inédito.

Quartino, B.J. y Quartino, G.P., 1996. Las sierras australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas I: 563-574.

Quartino, B.J., Massabie, A.C. y Morelli, J.R., 1978. Formaciones Eopaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del estero, su magmatismo y significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33: 90-92.

Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic–Early Paleozoic of South America – a Collisional History. Episodes, 11(3): 168-173.

Ramos, V.A., 1989. Southern South America: an active margin for the past 700 M.y. 28th. International Geologic Congress, abstract 2: 664, Washington.

Ramos V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. Ciencia Hoy, Vol. 6:(32), 24-29.

Ramos, V.A., 1997. El segmento de subducción subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. Acta Geológica Hispánica, 32(7): 5-16.

Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. VI Congreso Geológico Chileno, Actas I: 892-896.

Ramos, V.A., F. Munizaga y S.M. Kay, 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas, 6° Congreso Geológico Chileno, Actas I: 892-896. Viña del Mar.

Ramos, V.A., Escayola, M., Mutti, D.I. y Vujovich, G.I., 2000. Protrerozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. Geological Society of America, Special Paper 349: 331-349.

Rapela C.W., Pankhurst R.J. y Bonalumi A.A., 1991. Edad y geoquímica del pórfiro granítico de Oncan, sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. VI Congreso Geológico Chileno. Pág. 19-22.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the sierras de Córdoba. In: Panlhurst R.J. y Rapela C.W. (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. The Geological Society, Cretáceo do Brasil, 107-113.

Rossello, E. y Mozetic, M.E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste Argentino. Boletín do 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, 107-113.

Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco Pampeana. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Córdoba , Tomo I: 139-183.

Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, K., 2000. The Las Matras tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. Journal of South American Earth Sciences, 13: 587-610.

Sato, A.M., González, P.D., Petronilho, L.A., Llambías, E.J., Varela, R. y Basei, M.A.S., 2001a. Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar age constraints of the El Molle and Barroso plutons, Western Sierra de San Luis, Argentina. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 620-623.

Sato, A.M., González, P.D. y Sato, K., 2001b. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of sierra de San Luis, Argentina. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 241-244.

Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E., 1995. Cretaceous rifting alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. In Tankard, A.J., Suárez S.R. y Welsink, H.J. (eds.), Petroleum basing of South America: AAPG Memoir 62: 341-358.

Simpson, C., Whitmeyer, S., De Paor, D.G., Gromet, L.P., Miro, R., Krol, M.A., and Short, H. 2001. Sequential ductile through brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. In: Special Publication of the Geological Society of London, The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening, (ed. R. Holdsworth).

Smith P.G., Camacho A., Sims J.P., Skirrow R.G., Lyons P., Pieters P.E., Black L.P. y Miró R., 1999. Uranium-leal dating of felsic magmatic cycle in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implication for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana Margin. Geological Society of America. Special Paper, 336:87-113.

Söllner, F., Leal, P.R., Miller, H. y Brodtkorb, M. de, 2000. Edades U/Pb en circones de la riodacita de la sierra de Ambargasta, Provincia de Córdoba. Mineralogía y Metalogénia 2000. Eds Schalamuk I., Brodtkorb M. y Etcheverry R., La Plata. Publicación 6: 465-469.

Unrug, R., 1992. The supercontinent cycle and Gondwanaland assembly: component cratons and the timing of suturing events. Journal of Geodynamics 16(4): 215-240, Great Britain.

Unrug, R., 1996. The assembly of Gondwanaland. Episodes, 19: 11-20.

Varela R., Sato, A., Basei, M. y Siga Jr., O., 2002. Proterozoico medio y Paleozoico inferior de la sierra de Umango, antepaís andino (29°S), Argentina. Edades U/Pb y caracterizaciones isotópicas. Revista Geológica de Chile (en prensa).

von Gosen, W., W. Loske and C. Prozzi, 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history od the Eastern Sierras Pampeanas. Journal of South American Earth Sciences, 15(2): 237-250.

Zimmermann, U., Pankhurst, R.J., Bock, B. y Bahlburg, H., 1999. Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of the Ordovician clastic sedimentary rocks of the southern Puna (NW Argentina): Implications for provenance and the evolution of western Gondwana. II° South American Symposium on Isotope Geology, 283-284. Córdoba.

Recibido: 26 de mayo de 2003
Aceptado: 15 de agosto de 2003