

LOS ESQUISTOS NEOPROTEROZOICOS DE SANTA HELENA, PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA: EDADES U-PB SHRIMP, COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE HAFNIO E IMPLICANCIAS GEODINÁMICAS

Eduardo O. ZAPPETTINI¹, Carlos J. CHERNICOFF^{2,1}, João O. S. SANTOS^{3,4} y Neal J. Mc NAUGHTON³

¹ Servicio Geológico-Minero-Argentino, Buenos Aires. Email: ezappe@mecon.gov.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³ University of Western Australia.

⁴ Redstone Resources.

RESUMEN

Los Esquistos Santa Helena comprenden esquistos biotítico-granatíferos predominantes y lentes gneisoides subordinadas sillimanítico-granatíferos, subaflorantes en la Estancia Santa Helena, que alcanzaron el grado metamórfico de facies anfibolita alta a granulita baja. Los circones detríticos de los esquistos datados por el método U-Pb SHRIMP son en su mayoría mesoproterozoicos y neoproterozoicos, habiendo también escasos granos paleoproterozoicos. La casi totalidad de los circones mesoproterozoicos y neoproterozoicos son de origen magmático y cristalizaron en una fuente magmática juvenil (ϵ_{Hf} positivo), presentando edades modelo TDM de Hf entre 1127 y 1625 Ma, y entre 948 y 1274 Ma, respectivamente. Los circones paleoproterozoicos son de origen magmático y tienen una edad modelo TDM de Hf de 2310 Ma. La edad del circón detrítico más joven de los esquistos es 556 Ma, lo cual corresponde a la edad máxima de depositación, indicando que la sedimentación se habría iniciado hacia el Neoproterozoico. La completa ausencia de circones metamórficos de edad pampeana sugiere que durante la época de depositación de los Esquistos Santa Helena el núcleo metamórfico del orógeno pampeano aún no estaba constituido y expuesto. Esto contrasta con los patrones de proveniencia de los Esquistos Green, donde los circones metamórficos cámbricos son predominantes, indicando que durante su época de sedimentación (*ca.* 500 Ma a *ca.* 465 Ma) el orógeno pampeano ya estaba exhumado y sujeto a denudación. Se interpreta que los Esquistos Santa Helena pertenecerían a una secuencia supracrustal depositada entre los 556 y *ca.* 530-520 Ma en el margen sudoccidental de Gondwana en una cuenca de antepaís equivalente a la etapa tardía de la cuenca Puncoviscana. Se interpreta también que el principal aporte de los sedimentos habría provenido de la denudación de un arco magmático mesoproterozoico localizado hacia el este de los esquistos. Este arco, equivalente al magmatismo precolisional de los orógenos Juruena y Sunsas, se habría acrecionado al borde sudoccidental del cratón del Río de la Plata y formaría parte actualmente del sustrato de su borde paleoproterozoico sudoccidental y del sustrato del terreno para-autóctono Pampia. Este mecanismo acrecional sería similar al observado en otros núcleos cratónicos arqueanos-paleoproterozoicos, tales como los de Amazonas, Kalahari y Congo. Finalmente, la otra fuente importante de aporte de los Esquistos Santa Helena indica la existencia de una faja de rocas magmáticas neoproterozoicas que correspondería a un arco desarrollado sobre el margen oriental de Pampia.

Palabras clave: *Esquistos Santa Helena, Mesoproterozoico, La Pampa, Neoproterozoico, Pampia, Cratón del Río de la Plata.*

ABSTRACT: *The Neoproterozoic Santa Elena Schists, La Pampa Province, Argentina: SHRIMP U-Pb ages, Hf isotope composition and geodynamic implications:* The Santa Helena Schists comprise biotite-garnet schists and minor sillimanite-garnet gneissoid lenses, reaching the higher amphibolite to lower granulite facies metamorphism. Suboutcrops of the schists occur at Estancia Santa Helena. U-Pb SHRIMP dating of the Santa Elena Schists detrital zircon yielded mostly Mesoproterozoic and Neoproterozoic ages, with a small number of Paleoproterozoic grains. Almost all the Mesoproterozoic and Neoproterozoic grains are magmatic and crystallized from a juvenile source (positive ϵ_{Hf}), with TDM (Hf) ranging 1127 to 1625 Ma, and 948 to 1274 Ma, respectively. The Paleoproterozoic zircons are also magmatic, with a TDM (Hf) of 2310 Ma. The age of the youngest detrital zircon is 556 Ma, which corresponds to the maximum age for the onset of sedimentation, indicating that deposition probably started by Neoproterozoic times. The absolute absence of metamorphic zircons of Pampean age suggests that during the time of deposition of the schists, the metamorphic nucleus of the Pampean orogen was still not formed and exposed. This implies a great contrast with the provenance pattern of the nearby Green Schists, dominated by Cambrian metamorphic zircons, deposited between *ca.* 500 Ma and *ca.* 465 Ma, when the Pampean orogen was already exhumed and subject to denudation. It is interpreted that the Santa Elena Schists would pertain to a supracrustal sequence deposited between 556 and *ca.* 530-520 Ma in the southwestern Gondwana margin, in a foreland basin equivalent to the later stage of the Puncoviscana basin. It is also interpreted that the main source of sediments was derived from the denudation of a Mesoproterozoic magmatic arc, located to the east

of the schists. This arc, equivalent to the precollisional magmatism of the Juruena and Sunsás orogens, would have been accreted to the southwestern margin of the Rio de la Plata craton and, at present, would form part of the substratum of its southwestern Paleoproterozoic 'rim' and the substratum of the para-autochthonous Pampia terrane. This mechanism of accretion would be similar to that of other Archean-Paleoproterozoic cratonic nuclei, such as the Amazon, Kalahari and Congo. Finally, the other important source of provenance of the Santa Elena Schists indicates the existence of a belt of Neoproterozoic magmatic rocks that would pertain to an arc developed on the eastern margin of Pampia.

Keywords: *Santa Helena Schists, La Pampa, Mesoproterozoic, Neoproterozoic, Pampia, Río de la Plata craton.*

INTRODUCCIÓN

Los Esquistos Santa Helena son definidos a partir del estudio de muestras recuperadas de una perforación somera ubicada en la estancia homónima (37°05'S-65°21'O) localizada en el sector central de la provincia de La Pampa. Las características de estas muestras no han permitido conocer la orientación espacial absoluta de las microesoestructuras visibles en estas rocas (esquistosidad y cizallamiento), aunque sí sus orientaciones relativas. De todos modos, los datos aeromagnéticos de la región dan fuertes indicios de la estructuración submeridiana de estas (y otros) componentes del basamento (Chernicoff y Zappettini 2004). A su vez, Tickyj (1999) reconoció un pequeño afloramiento de rocas comparables con los Esquistos Santa Helena localizado inmediatamente al este de la salina de Daza (que asignó al Complejo Las Piedras), donde reporta una foliación N16°O/78°E y una lineación mineral N01°O/40°N. Se asignan asimismo a esta unidad los gneises biotítico-granatíferos subaflorantes en la región de Paso del Bote, que constituyen la caja del magmatismo famatiniano allí reconocido (Chernicoff *et al.* 2008a, b).

En el presente trabajo, amén de la descripción y análisis de los tipos litológicos de los Esquistos Santa Helena, se presentan e interpretan datos geocronológicos U-Pb SHRIMP e isotópicos de hafnio sobre circones detríticos de esta unidad. La combinación de la metodología U/Pb SHRIMP con la determinación isotópica de hafnio para granos individuales de circones, provee no sólo la edad sino la naturaleza y fuente del magma (cortical o juvenil) del que cristalizaron los circones originalmente, como así también la edad modelo (TDM) de la proveniencia. Este análisis

integrado, aplicado a un conjunto de circones detríticos, permite obtener un cuadro más distintivo y más fácilmente interpretable de la evolución cortical del área de proveniencia, que la que se obtiene solamente a partir de la edad (Veevers *et al.* 2006 y referencias allí citadas).

Asimismo, para mayor comprensión del marco geológico regional de los Esquistos Santa Helena, se presentan un mapa geológico y cuadro estratigráfico (Fig. 1) que sintetizan el conocimiento de la geología del basamento de la provincia de La Pampa, derivado tanto de los métodos convencionales de mapeo geológico, como de la interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región. En los últimos cinco años, los autores han combinado las metodologías recién mencionadas con dataciones U-Pb SHRIMP y determinaciones isotópicas de hafnio (véanse citas en el desarrollo del trabajo, más abajo) que, en conjunto, definen un nuevo esquema estratigráfico para el basamento pre-jurásico de la provincia de La Pampa que difiere del que resume el mapa geológico provincial a escala 1:750.000 del Servicio Geológico-Minero Argentino (Rimoldi y Silva Nieto 1999) y de sus principales antecedentes (*e.g.* Tickyj *et al.* 1999), como así también de la síntesis presentada por Calmels y Casadio (2005).

EL BASAMENTO PRE-JURÁSICO DE LA PAMPA

El subsuelo de la provincia de La Pampa comprende las porciones meridionales de los terrenos Chilenia, Cuyania y Pampia, amalgamados al margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico, y el Cratón del Río de la Plata. Su delimitación precisa pudo establecerse mediante la aplicación de mé-

todos geofísicos y a partir del estudio de los limitados afloramientos existentes (Chernicoff y Zappettini 2003a, b; 2004). Las rocas del basamento pre-jurásico de la región han sido objeto de estudios geofísico-geotectónicos y radimétricos por parte de los autores en los últimos cinco años (véanse citas más abajo, en este apartado); el cuadro al pie de la figura 1 sintetiza la estratigrafía de este basamento, donde se incorporan denominaciones formales a diversas unidades, tales como metasedimentos cámbricos y neoproterozoicos, y rocas meta-ígneas ordovícicas de arco y retroarco. De este modo, se pretende facilitar la comprensión del contexto geológico de las rocas cuya identificación y geocronología se dan a conocer en este trabajo. De acuerdo a las diferencias litológicas, genéticas, estructurales y geocronológicas existentes entre las metamorfitas que asoman saltuariamente en el sector sudoriental de La Pampa, y aquéllas que lo hacen en el sector central de esta provincia, Chernicoff y Zappettini (2003a) sugirieron que el cratón del Río de la Plata ocupa el subsuelo del sector sudoriental de la provincia de la Pampa, posteriormente corroborado por la identificación en la proximidad de la estancia El Carancho, de un complejo constituido por metadioritas y metapiroxenitas de edad cámbrica (edad U/Pb SHRIMP en circones *ca.* 520 Ma), designado Complejo Igneo El Carancho, que se interpreta como un relicto del arco magmático pampeano y que señala la sutura entre el cratón del Río de la Plata y Pampia (Chernicoff *et al.* 2009a). En superficie, la región asignable al CRP comprende afloramientos de metasedimentitas de bajo grado, con edad de metamorfismo Ar/Ar 523 ±3 Ma (Tickyj *et al.* 1999) aflorantes en los aledaños de Cuchillo Co. Tickyj *et al.* (1999)

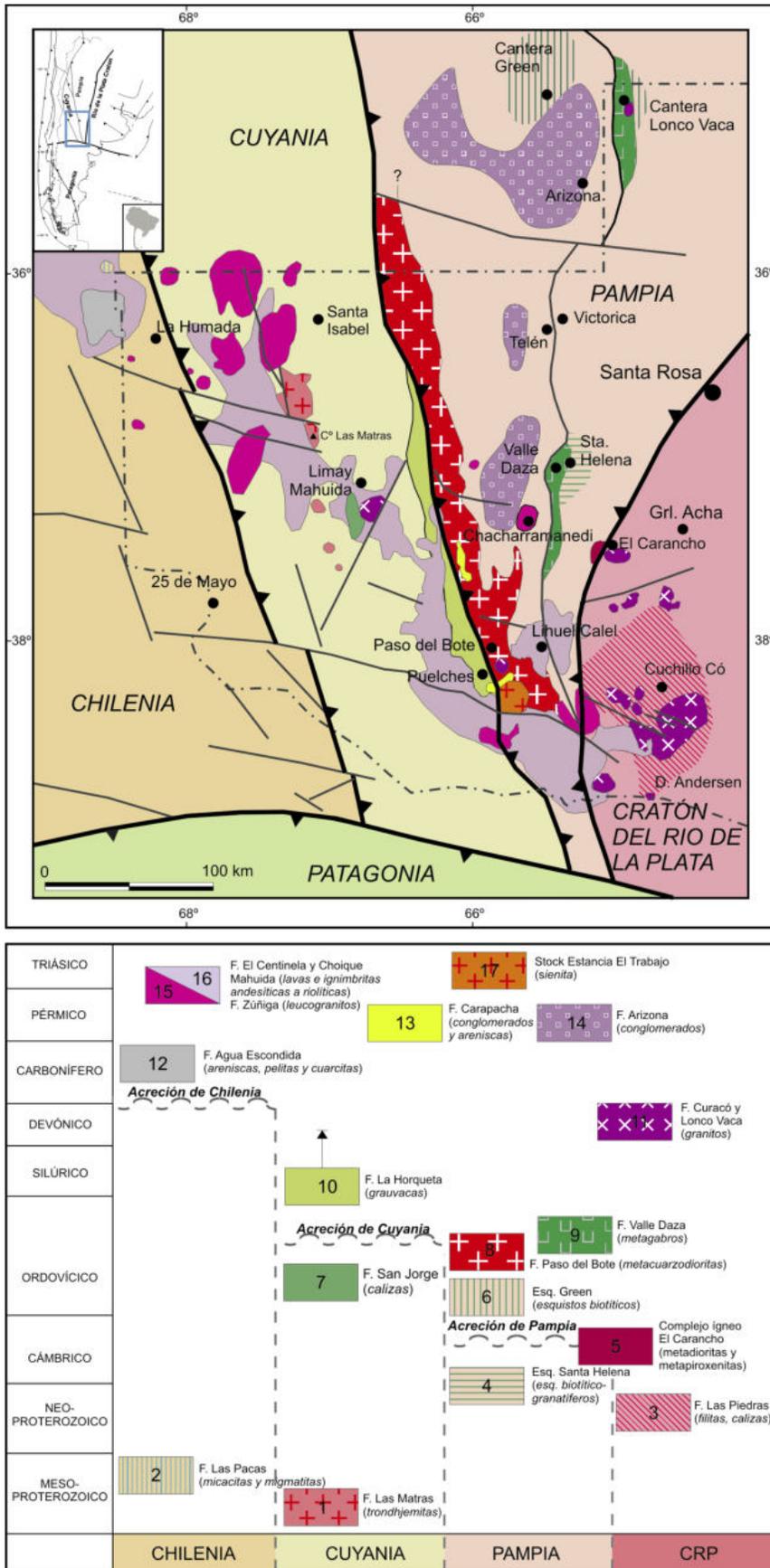


Figura 1: Mapa geológico del basamento prejurásico de la provincia de La Pampa (compendiado de los trabajos de los autores citados en el texto). Contexto tectonoestratigráfico en la porción austral de América del Sur (según Chernicoff y Zappettini 2004).

habían agrupado estos afloramientos con las metamorfitas del sector central de La Pampa, en el Complejo Las Piedras. Chernicoff y Zappettini (2003a) propusieron restringir el Complejo Las Piedras a los afloramientos de los metasedimentos de bajo grado de la región de Cuchillo Co, por lo que en este trabajo se prefiere utilizar el término Formación La Piedras, reservando los términos Formación Paso del Bote y Formación Valle Daza para unidades del basamento del sector central de La Pampa (véase más abajo, en este apartado).

La Formación Las Piedras se encuentra intruida por granitos asignados a la Formación Curacó, que corresponden a cuerpos post-orogénicos de edad devónica temprana (edad Rb/Sr 397 ± 25 Ma; Sato *et al.* 1996) y cuya extensión subaflorante fuera definida por Chernicoff y Zappettini (2003b, 2004).

El terreno Pampia comprende metasedimentitas neoproterozoicas y cambro-ordovícicas, aflorantes y subaflorantes, que constituyen la caja del sistema arco-retroarco famatiniano en la provincia de La Pampa. Los Esquistos Santa Helena comprenden las metasedimentitas neoproterozoicas objeto del presente trabajo, con una edad máxima de depositación de 556 Ma. Los Esquistos Green, en tanto, corresponden a metasedimentitas cambro-ordovícicas, con edades máximas de depositación de 500 Ma a 515 Ma (Chernicoff *et al.* 2006, 2007, 2008c). Los Esquistos Santa Helena y los Esquistos Green se diferencian claramente por su grado metamórfico, sus fuentes de proveniencia, como queda puesto en evidencia por la geocronología U-Pb SHRIMP, y por la composición isotópica de hafnio de los circones datados (véase más adelante). Del lado oriental de la sutura Cuyania-Pampia (*upper plate*, Pampia) ha sido reconocida una faja submeridiana de rocas metaígneas ordovícicas (*ca.* 476 Ma; metacuarzodioritas, metatonalitas, metagranodioritas y metagabros) cuyas características geoquímicas, edad y petrología de sus protolitos ígneos permitieron interpretarlas como el segmento austral del arco magmático famatiniano (Villar *et al.* 2005, Chernicoff *et al.* 2008d). En la fi-

gura 1 designamos Formación Paso del Bote a esta suite meta-ígneas.

Unas pocas decenas de kilómetros hacia el este del arco famatiniano, también yaciendo en el terreno Pampia, ha sido identificada una faja submeridiana de metagabros ordovícicos (edad *ca.* 450 Ma) metamorfizados en facies anfibolita y esquistos verdes, cuyas características geoquímicas (MORB) indican su emplazamiento en un ambiente tectónico de retroarco, por lo que han sido interpretadas como parte del retroarco magmático famatiniano, de incipiente desarrollo en esta región (Chernicoff *et al.* 2005, 2008e, 2009b, Zappettini *et al.* 2005). En este trabajo proponemos designar Formación Valle Daza a estos metagabros, con afloramientos al sur de la estancia Valle Daza y en la sierra de Lonco Vaca.

El metamorfismo regional que afecta a las rocas ígneas del sistema arco-retroarco famatiniano (y su rocas hospedantes) en la provincia de La Pampa se ubica en torno a los 465 Ma, y se interpreta que corresponde al evento regional asociado a la colisión de Cuyania contra el margen occidental de Gondwana en el Ordovícico Medio (Chernicoff *et al.* 2008a, b). En el área de Valle Daza, Tickjy (1999) obtuvo una edad Ar/Ar de 461 ± 2 Ma en biotita que interpretó como una edad mínima de metamorfismo.

Una potente secuencia de conglomerados y areniscas neopaleozoicas, cuya distribución está controlada por la geometría del Corrimiento Valle Daza-Lonco Vaca (Chernicoff *et al.* 2005) se distribuye en tres depocentros localizados en el área de Arizona (sur de la provincia de San Luis), al oeste de Telén y al oeste de Valle Daza. Comprenden conglomerados y areniscas continentales neopaleozoicas, descritos por Chernicoff y Zappettini (2007) que se interpretan como la continuación austral de la cuenca de Paganzo y para los que se propone la designación formal de Formación Arizona. En este contexto, los depósitos de la Formación Carapacha (Melchor 1999) aflorantes en la parte sur de la Provincia de La Pampa, en la sierra de Carapacha Chica y al sur de Puelches donde se disponen en discordancia sobre las leptometamorfitas de la Formación La Horqueta (véase más

adelante) se habrían formado en un marco geotectónico diferente, habiendo sido interpretadas como depósitos de antepaís, en relación con la colisión del terreno Patagonia (Chernicoff y Zappettini 2003b, 2004; Chernicoff *et al.* 2008f).

El terreno Cuyania comprende en la región considerada escasos afloramientos de basamento mesoproterozoico constituido por una trondhjemita identificada como Formación Las Matras (Sato *et al.* 2000). Por aeromagnetometría (Chernicoff y Zappettini 2003b) se infiere que esta unidad intruye a metamorfitas no aflorantes y reconocidas en subsuelo, equivalentes a la Formación Cerro La Ventana (Criado Roque 1972, 1979) también de edad mesoproterozoica (Cingolani 2003). Las unidades paleozoicas identificadas en este sector comprenden las calizas de la Formación San Jorge, asignadas al Tremadociano (Albanesi *et al.* 2003). Inmediatamente al oeste del límite Cuyania-Pampia, y yaciendo sobre Cuyania, ha sido identificado el depocentro de una cuenca marina de antepaís ordovícica tardía-devónica (edad máxima de depositación *ca.* 466 Ma - edad mínima 405 Ma; Chernicoff *et al.* 2008f), cuyo relleno sedimentario es considerado equivalente a la Formación La Horqueta expuesta en el Bloque de San Rafael, por lo que los afloramientos identificados inmediatamente al sur de Puelches han sido asignados a esta unidad, al igual que las limitadas exposiciones en la salina de Valle Daza, que se interpretan como parte de una subcuenca menor localizada sobre el terreno Pampia.

Limitados afloramientos del basamento del terreno Chilenia han sido identificados en la provincia de Mendoza, cercanos al límite con La Pampa. Están constituidos por micacitas biotíticas y migmatitas tonalíticas identificadas como Formación Las Pacas (Holmberg 1973) que Sepúlveda *et al.* (2007) correlacionan con la Formación Cerro La Ventana. En este ámbito geotectónico, una secuencia carbonífera de plataforma, constituida por areniscas, cuarcitas y pelitas, aflorantes en el extremo occidental de La Pampa, con continuidad en territorio mendocino, ha sido asignada a la Formación Agua Escondida (González Díaz 1972).

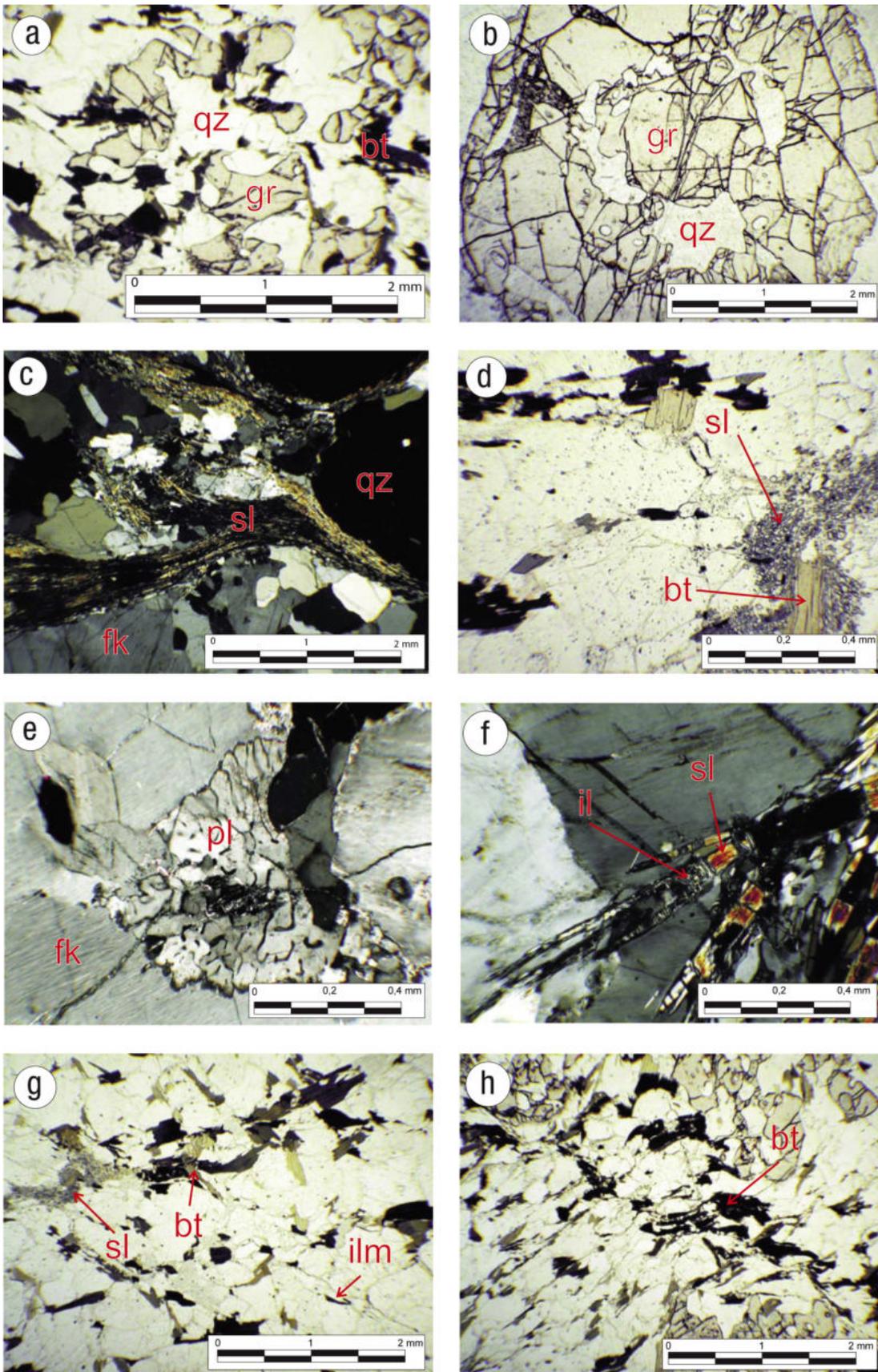


Figura 2: Asociaciones minerales en los Esquistos Santa Helena a) granate poiquiloblástico (gr) asociado a cuarzo (qz), plagioclasa (pl) y biotita (bt); b) granate zonado (gr) con inclusiones de cuarzo (qz); c) sillimanita fibrosa (sl) asociada a feldespato potásico (fk) y granate (gr) d) sillimanita (sl) formada a expensas de biotita (bt); e) plagioclasa mirmequítica (pl) asociada a feldespato potásico de neoformación (fk); f) sillimanita (sl) en parte transformado en material illítico (il); g) lineación de biotita (bt) e ilmenita (ilm) intersectando la lineación principal de biotita y sillimanita (sl); h) estructuras sigmoidales delineadas por biotita (bt).

CUADRO 1: Análisis químico semicuantitativo de granate mediante MED-EDAX

Zona	borde	1	2	3	4	centro	borde	1	2	3	centro
SiO ₂	45,29	39,5	39,34	38,06	40,19	43,15	47,29	48,85	44,73	49,08	47,68
Al ₂ O ₃	20,7	22,01	21,91	22,18	21,28	20,06	19,1	18,23	19,45	17,68	17,86
MgO	5,28	7,1	6,5	7,5	6,72	4,44	4,9	4,39	5,28	5,11	5,17
MnO	3,68	4,32	4,61	4,34	4,39	4,82	1,54	1,52	1,72	1,38	1,44
Fe ₂ O ₃	23,5	26,36	26,97	27,13	26,67	27,52	22,6	25,53	26,97	25,37	25,92
CaO	0,88	0,73	0,67	0,80	0,76		1,16	0,99	0,96	0,76	1,09
Total	99,33	100,02	100,00	100,01	100,01	99,99	96,59	99,51	99,11	99,38	99,16
Cationes en base a 12 O											
Si	3,28	2,91	2,91	2,82	2,96	3,17	3,40	3,49	3,25	3,50	3,43
Al	1,77	1,91	1,91	1,94	1,85	1,74	1,62	1,54	1,66	1,49	1,51
Fe ₃	1,28	1,46	1,50	1,52	1,48	1,52	1,22	1,37	1,47	1,36	1,40
Mn	0,23	0,27	0,29	0,27	0,27	0,30	0,09	0,09	0,11	0,08	0,09
Mg	0,57	0,78	0,72	0,83	0,74	0,49	0,53	0,47	0,57	0,54	0,55
Ca	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,00	0,09	0,08	0,07	0,06	0,08
Almandino	62,22	59,47	61,18	59,08	60,52	68,26	65,73	70,60	68,53	68,85	68,23
Piropo	24,92	28,55	26,28	29,11	27,18	19,63	25,41	21,64	23,92	24,72	24,26
Grosularia	2,99	2,11	1,95	2,23	2,21	0,00	4,32	3,51	3,13	2,64	3,68
Espesartina	9,87	9,87	10,59	9,57	10,09	12,11	4,54	4,26	4,43	3,79	3,84
Fe/Fe+Mg	0,69	0,65	0,68	0,65	0,67	0,76	0,70	0,75	0,72	0,71	0,72

Finalmente, el magmatismo gondwánico, que se distribuye en todos los terrenos alcanzando en su extremo sudoriental al Cratón del Río de la Plata, está representado en la región por el Grupo Lihuel Calel (Espejo y Silva Nieto 1996) que incluye andesitas y brechas andesíticas de la Formación El Centinela, riolitas, riolacitas, pórfiros e ignimbritas de la Formación Choique Mahuida, leucogranitos asignados a la Formación Zúñiga (Linares *et al.* 1980), y la recientemente identificada sienita del Stock Estancia El Trabajo de la que se obtuvo una edad K/Ar sobre anfíbol de 243±8 Ma (Lagorio *et al.* 2008). Los datos geoquímicos de esta última unidad muestran características transicionales entre productos formados en ambiente de subducción y de intraplaca, dentro del contexto magmático extensional.

LOS ESQUISTOS SANTA HELENA

Esta unidad comprende metamorfitas de color gris oscuro de textura porfiroblástica y matriz de grano medio. Muestra esquistosidad, con formación de lajas de entre 5 y 10 cm de espesor. Localmente se observan bandas claras integradas por minerales félsicos.

Predominan los esquistos biotítico-grana-

tíferos, en los que el granate se presenta como porfiroblastos de hasta 1 cm de diámetro, de color rojo en una matriz constituida por cuarzo, biotita, plagioclasa y feldespato potásico. Se observan circón y apatita como minerales accesorios.

El cuarzo se presenta en xenoblastos con inclusiones fluidas, constituyendo localmente agregados poligonales. La biotita es idiomórfica a subidioblástica, presenta color castaño rojizo y localmente muestra desarrollo de *kink-bands*; son raras las inclusiones de circón, con halos metamórficos y exsolución de opacos. La plagioclasa es una andesina cálcica que constituye idiomorfitas con maclado polisintético, comúnmente deformada, y con muy escasa alteración argílica. La ortosa constituye xenoblastos que tienden a concentrarse en bandas leucocráticas, en asociación con cuarzo y sillimanita. El granate constituye porfiroblastos que en parte son poiquiloblásticos (Fig. 2a) con inclusiones de cuarzo y plagioclasa que se localizan sugiriendo una zonación del granate (Fig. 2b). La sillimanita se presenta con textura fibrosa (fibrolita) asociada al feldespato potásico y al granate (Fig. 2c). En parte está formada a expensas de biotita (Fig. 2d). Las bandas de sillimanita son muy delgadas, de menos de 1 mm de espesor, y los cristales individuales tienen diámetros infe-

riores a 0,1 milímetro. Son frecuentes los granos detríticos de circón de formas redondeadas. Hay escasos cristales idiomórficos de apatita, la que localmente se observa en venillas tardías, con un distintivo pleocroísmo en los cristales mayores, de distribución irregular, del morado al azul. Se han observado lentes gneisoides constituidas por una asociación similar a la anterior pero sin biotita, que presentan textura granoblástica inequigranular y son interpretadas como segregaciones de leucosoma. En esta variedad la sillimanita está mucho más desarrollada y ha cristalizado luego de la segregación del leucosoma; es común su asociación con fluorapatita, lo que indica una alta actividad de F. El granate alcanza hasta 7 mm de diámetro y muestra evidencias de rotación, observable en las inclusiones de cristales aciculares de sillimanita. La ortosa está asimismo más desarrollada que en la variedad biotítico-granatífera y constituye porfiroblastos milimétricos a centimétricos. Hay escasa plagioclasa mirmequítica originada por reacción sinantética de plagioclasas con feldespato potásico de neoformación (Fig. 2e). En zonas de microcizallas se observan localmente cristales aciculares de sillimanita en parte transformados a material íllítico y, más raramente, cloritas (Fig. 2f).

Se realizaron análisis microquímicos semicuantitativos de granates representativos de los esquistos biotítico-granatíferos (a) y de las lentes sillimanítico-granatíferas (b), a los fines de su clasificación, mediante análisis MEB-EDAX en los laboratorios del SEGEMAR. Todos los granates son almandino (59,5 a 70,6%) - piropo (19,6 a 29,1%) (Tabla 1), con hasta 12% de espesartina (b), lo que refleja un contenido de hasta 4,8% de MnO.

En el granate del tipo (a) (Fig. 3a) se observa una zonación leve a moderada caracterizada por una variación irregular en Al y disminución hacia el borde de Fe y de Mg, en tanto Ca y Mn son relativamente constantes. En el granate del tipo (b) (Fig. 3b) las variaciones de Al y Mg son en forma de campana, en tanto se observa una disminución hacia el borde de Fe y Mn y un leve incremento de Ca. Las relaciones Fe/(Fe+

Mg) en ambas muestras son casi constantes, en el orden de 0,7. Estas características son propias de un metamorfismo progrado. Los análisis preliminares de biotita muestran relaciones $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,47 y 0,58 observándose una relación inversa entre $Fe/(Fe+Mg)$ y el contenido en Ti (que alcanza a 2,5% TiO_2).

La deformación que afecta a estas rocas dio origen a una foliación ya identificada por Tickyj (1999) quien indicó un plano de orientación $N16^{\circ}O/78^{\circ}E$, junto a una lineación mineral con valor promedio de $N01^{\circ}O/40^{\circ}N$. Las biotitas muestran rotación de cristales y desarrollo de *kink-bands*. Se observa una foliación secundaria superpuesta a la anterior e indicada por una lineación de biotita e ilmenita formando un ángulo de 30° respecto de la anterior (Fig 2g) y desarrollo de estructuras sigmoidales (Fig. 2h).

Las asociaciones minerales observadas: cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-feldesapto potásico, cuarzo-biotita-granate-feldesapto potásico-sillimanita y cuarzo-feldesapto potásico-granate-sillimanita, sugieren reacciones del tipo (a), (b) y (c):

Muscovita + Clorita + Cuarzo \rightarrow Granate + Biotita + H_2O (a)

Estaurolita + Muscovita + Cuarzo \rightarrow Granate + Biotita + Sillimanita + H_2O (b)

Muscovita + Cuarzo \rightarrow Feldesapto potásico + Sillimanita + H_2O (c)

El crecimiento de sillimanita a expensas de la biotita es interpretada como indicadora de la descomposición de la estaurolita en el campo de estabilidad de la sillimanita (Barboza y Bergantz 2000).

Las asociaciones paragenéticas son (d), ya indicada por Tickyj (1999) y (e):

Granate + Biotita + Cuarzo (d)

Feldesapto potásico + Sillimanita + Almandino + Biotita \pm Plagioclasa + Cuarzo (e)

Estas reacciones se producen por encima de los $500^{\circ}C$ (formación de granate-biotita) y por encima de los $700^{\circ}C$ (formación de sillimanita-granate), en un amplio rango de presiones, lo que sugiere que los esquistos habrían alcanzado las condiciones de facies de anfibolita alta y localmente las de granulita. La ausencia de cianita sugiere en las diversas muestras estudiadas un me-

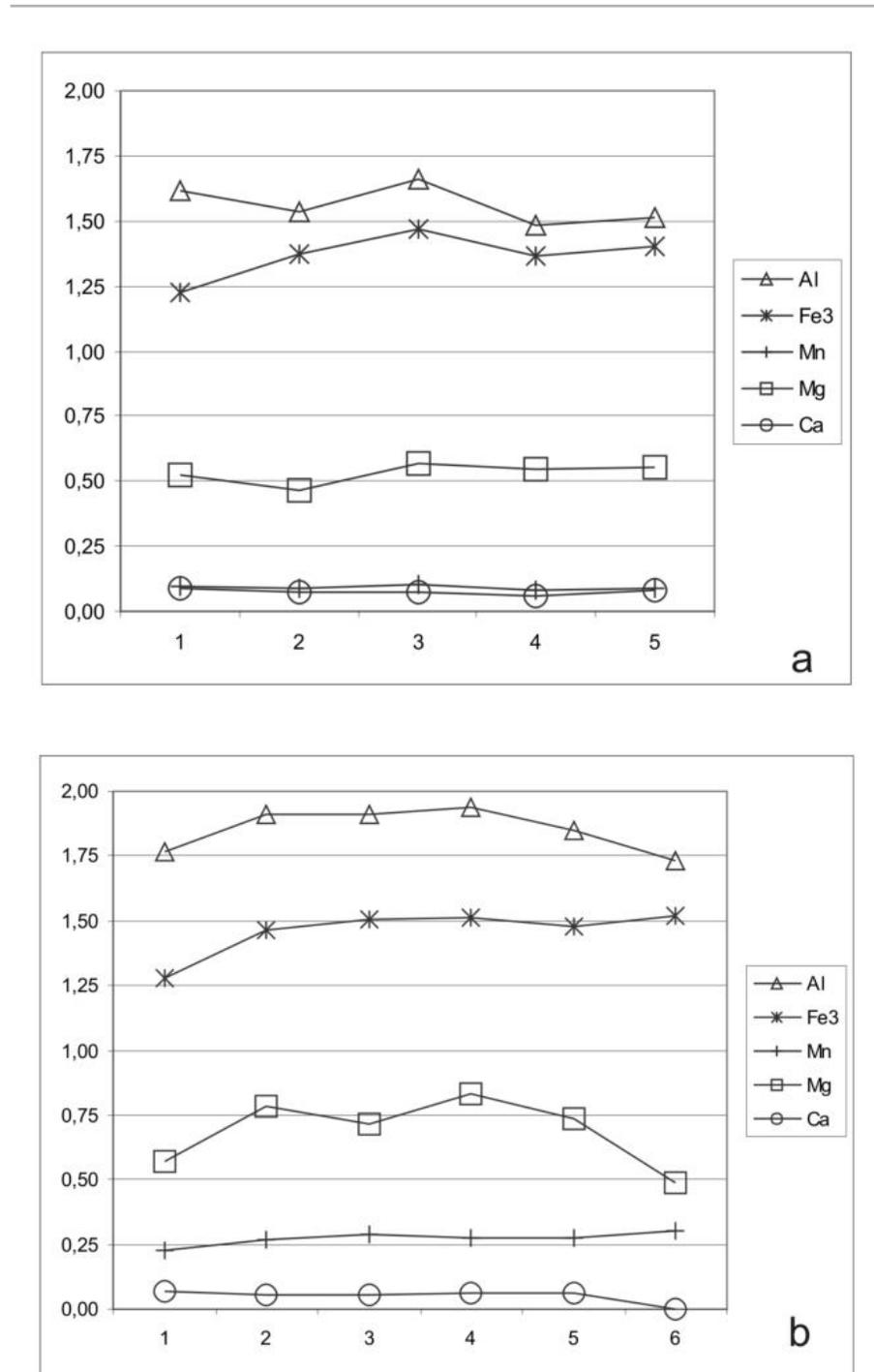


Figura 3: Perfiles de zonación de cationes en granates de esquisto biotítico-granatífero (a) y sillimanítico-granatífero (b). Los componentes están ploteados desde el borde (izquierda) al centro (derecha) a partir de los datos del cuadro 1.

tamorfismo de baja presión y alta temperatura propio de la series tipo Buchan. Las asociaciones tardías relacionadas a micro-cizallas indican un metamorfismo de retrogrado en condiciones de P-T inferio-

res a $600^{\circ}C$ y 4 kb, en facies de anfibolita. En ellas se observa una asociación de sillimanita \pm cuarzo formado por disolución incongruente de feldesapto potásico. Johnson y Bryan (2002) sugirieron para este tipo

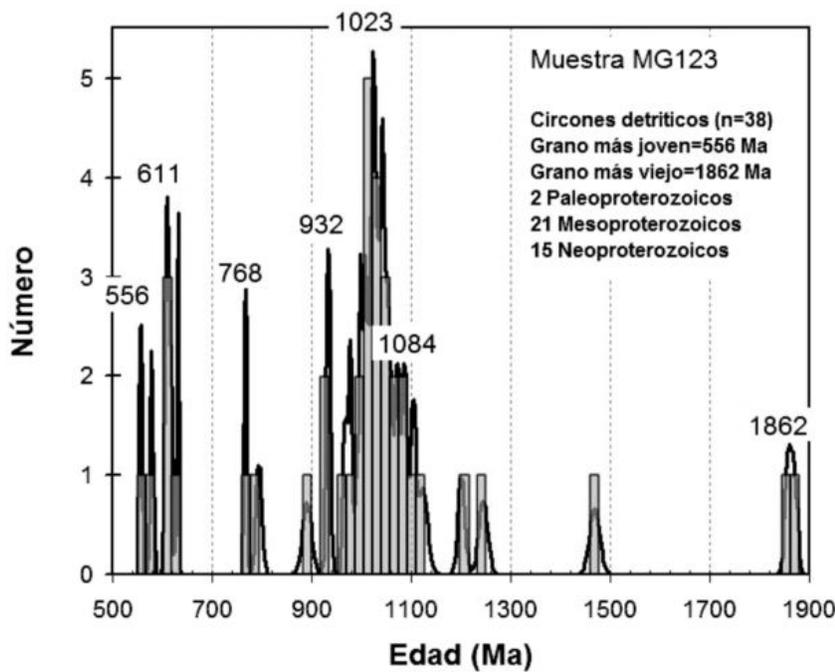


Figura 4: Diagrama de distribución de las edades de los circones detriticos (n=38) analizados en los Esquistos Santa Helena. Grano más joven: ca. 556 Ma.

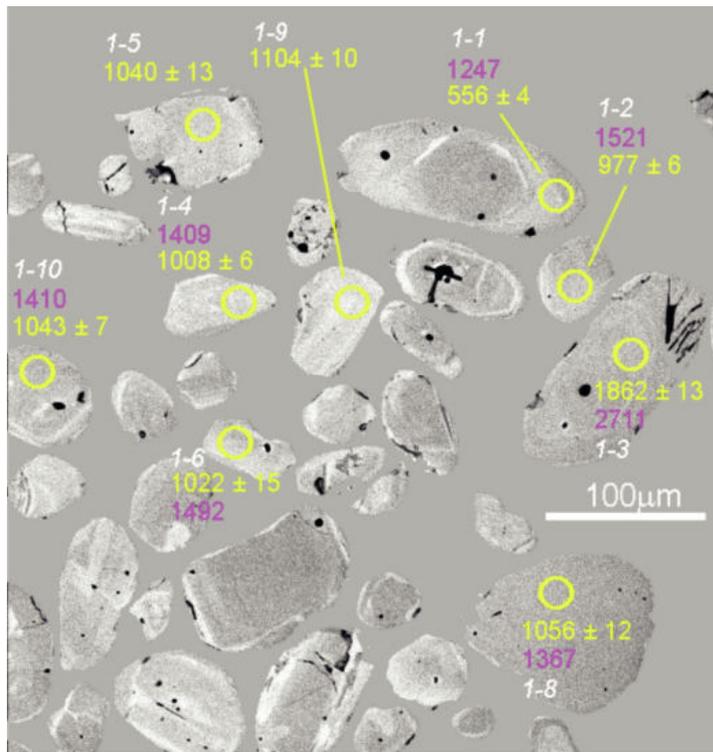


Figura 5: Imágenes retrodifundidas (BSE) de circones detriticos. Referencias: Edades U-Pb SHRIMP en color amarillo. Edades modelo Hf en color magenta. Número de análisis en color blanco y bastardilla. Los círculos muestran la posición de los análisis SHRIMP. Los análisis de Hf fueron localizados en los mismos spots. (véase versión digital).

de reacción un fluido meteórico o relacionado a magmatismo y canalizado a través

de las zonas de cizalla. La asociación de la sillimanita con hidromicas y cuarzo obede-

cería según Georgieva *et al.* (2002) a la circulación de fluidos ácidos que lixiviaron biotita. La asociación paragenética observada sugiere una combinación de factores, con una etapa inicial de disolución incongruente de feldespato potásico y formación de sillimanita + cuarzo, seguida por la formación de hidromicas a partir de la hidratación retrógrada de la sillimanita, implicando reacciones del tipo del tipo (f) propuesta por Johnson y Bryan (2002) y (g):
 $2 \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 21 \text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + 5 \text{Si(OH)}_4 + 2 \text{H}_2\text{O aq} + 2 \text{K(OH)aq}$ (f)
 Feldespato potásico + Sillimanita + H₂O → Muscovita + Cuarzo (g)

GEOCRONOLOGÍA U-PB SHRIMP

El estudio por microscopio electrónico de barrido (SEM) de las muestras de circones se realizó en la University of Western Australia (Perth, Australia). Los análisis U-Pb SHRIMP se realizaron en la Curtin University of Technology (Perth, Australia). Los procedimientos analíticos son aquellos descritos por Santos *et al.* (2008). Los datos fueron obtenidos durante dos sesiones de SHRIMP donde los spots analíticos tuvieron un diámetro entre 20 y 25 µm. Para la reducción de los datos y preparación del diagrama acumulativo de edades se emplearon los softwares Squid® e Isoplot® (Ludwig 1999, 2002). Para los resultados analíticos concordantes (discordancia <2%) se seleccionaron las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U y para los análisis discordantes las edades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (valores en negrita, Cuadro 2).

Se han analizado 38 circones detriticos (Cuadro 2 y Fig 4). La mayoría de los granos son mesoproterozoicos (n=21) y neoproterozoicos (n=15), habiéndose identificado también dos granos paleoproterozoicos. Los dos circones paleoproterozoicos son magmáticos y la casi totalidad de los circones mesoproterozoicos y neoproterozoicos son magmáticos (n=35). Solamente tres son metamorficos (1086, 933 y 556 Ma), de acuerdo con los cocientes Th/U combinado con la presencia/ausencia de zonación magmática. En la figura 5 se muestra una selección de imágenes

CUADRO 2: Datos isotópicos U-Pb SHRIMP de circones detríticos de los Esquistos Santa Helena (muestra MG123)

spot	U Th Th			Cocientes isotópicos								Edades		Correl. Coefic.	Disc. %			
	ppm	ppm	U	4f206 (%)	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb / ²³² Th	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	206Pb	238U						
f.1-1	458	6	0.01	0.14	0.05845 ±	1.75	0.0901 ±	0.68	0.7260 ±	1.88	- ±	-	547 ±	38	556 ±	4	0.364	-1.7
f.1-2	215	73	0.35	0.07	0.07111 ±	1.17	0.1637 ±	0.66	1.6052 ±	1.34	0.0507 ±	2.26	961 ±	24	977 ±	6	0.492	-1.7
f.1-3	168	114	0.70	0.17	0.11389 ±	0.73	0.3364 ±	0.76	5.2833 ±	1.06	0.0958 ±	1.25	1862 ±	13	1870 ±	12	0.722	-0.4
f.1-4	532	70	0.14	0.06	0.07287 ±	0.62	0.1692 ±	0.58	1.6998 ±	0.85	0.0549 ±	3.46	1010 ±	13	1008 ±	5	0.685	0.3
f.1-5	415	136	0.34	0.02	0.07394 ±	0.64	0.1656 ±	0.61	1.6883 ±	0.89	0.0517 ±	1.12	1040 ±	13	988 ±	6	0.691	5.0
f.1-6	487	148	0.31	0.07	0.07327 ±	0.72	0.1669 ±	0.69	1.6860 ±	1.00	0.0540 ±	1.36	1022 ±	15	995 ±	6	0.691	2.6
f.1-7	398	306	0.79	0.05	0.08016 ±	0.69	0.2004 ±	0.62	2.2151 ±	0.93	0.0596 ±	0.96	1201 ±	14	1178 ±	7	0.666	1.9
f.1-8	52	22	0.44	0.00	0.07789 ±	2.45	0.1771 ±	1.20	1.8112 ±	2.05	0.0575 ±	3.57	1046 ±	33	1056 ±	12	0.586	-0.9
f.1-9	783	381	0.50	0.07	0.07635 ±	0.49	0.1790 ±	0.55	1.8841 ±	0.74	0.0544 ±	0.82	1104 ±	10	1061 ±	5	0.747	3.9
f.1-10	223	85	0.39	0.08	0.07403 ±	1.07	0.1756 ±	0.71	1.7918 ±	1.28	0.0546 ±	1.68	1042 ±	22	1043 ±	7	0.552	0.0
f.2-2	496	168	0.35	0.09	0.07432 ±	0.95	0.1809 ±	0.88	1.8541 ±	1.29	0.0534 ±	1.73	1050 ±	19	1072 ±	9	0.681	-2.1
f.2-3	885	404	0.47	0.02	0.06808 ±	0.73	0.1310 ±	1.59	1.2301 ±	1.75	0.0403 ±	2.05	871 ±	15	794 ±	12	0.909	8.9
f.2-4	600	316	0.54	0.03	0.07225 ±	0.60	0.1727 ±	0.91	1.7205 ±	1.10	0.0522 ±	1.14	993 ±	12	1027 ±	9	0.835	-3.4
f.2-5	270	65	0.25	0.06	0.07217 ±	0.97	0.1677 ±	0.61	1.6685 ±	1.15	0.0497 ±	2.18	991 ±	20	999 ±	6	0.534	-0.9
f.2-6	475	360	0.78	0.07	0.06513 ±	0.79	0.1263 ±	0.61	1.1346 ±	1.00	0.0386 ±	0.91	779 ±	17	767 ±	4	0.609	1.5
f.3-1	253	73	0.30	0.15	0.07337 ±	1.03	0.1756 ±	0.68	1.7760 ±	1.23	0.0500 ±	2.09	1024 ±	21	1043 ±	7	0.549	-1.8
f.3-2	232	188	0.84	0.00	0.06874 ±	0.89	0.1416 ±	0.99	1.3421 ±	1.33	0.0440 ±	1.28	891 ±	18	854 ±	8	0.744	4.2
f.3-3	798	150	0.19	0.13	0.06094 ±	0.90	0.1028 ±	0.56	0.8641 ±	1.06	0.0304 ±	2.20	637 ±	19	631 ±	3	0.530	1.0
f.4-1	218	165	0.78	0.00	0.06009 ±	2.46	0.0988 ±	1.17	0.8189 ±	2.72	0.0307 ±	1.71	607 ±	53	608 ±	7	0.429	-0.1
f.4-2	576	45	0.08	0.03	0.07220 ±	0.91	0.1555 ±	0.94	1.5355 ±	1.25	- ±	-	974 ±	16	933 ±	8	0.753	4.3
f.4-3	267	283	1.09	0.02	0.11353 ±	0.65	0.3154 ±	0.99	4.9375 ±	1.18	0.0909 ±	1.19	1857 ±	12	1767 ±	15	0.835	4.8
f.4-4	466	177	0.39	0.02	0.07342 ±	0.82	0.1581 ±	0.95	1.6008 ±	1.26	0.0479 ±	1.48	1026 ±	17	946 ±	8	0.756	7.7
f.4-5	759	358	0.49	0.05	0.07136 ±	0.65	0.1619 ±	0.88	1.5933 ±	1.09	0.0486 ±	1.25	968 ±	13	968 ±	8	0.804	0.0
f.6-1	208	279	1.39	0.00	0.05920 ±	1.45	0.0918 ±	1.09	0.7493 ±	1.82	0.0285 ±	2.21	574 ±	32	566 ±	6	0.602	1.5
f.7-1	144	85	0.61	0.00	0.07361 ±	1.37	0.1700 ±	1.08	1.7259 ±	1.74	0.0515 ±	1.83	1031 ±	28	1012 ±	10	0.621	1.8
f.7-2	425	81	0.20	0.05	0.07711 ±	0.89	0.1814 ±	1.50	1.9286 ±	1.74	0.0659 ±	1.97	1124 ±	18	1075 ±	15	0.860	4.4
f.7-3	200	50	0.26	0.20	0.07330 ±	1.55	0.1841 ±	1.02	1.8602 ±	1.86	0.0541 ±	3.39	1022 ±	31	1089 ±	10	0.549	-6.5
f.8-1	461	113	0.25	0.14	0.06033 ±	1.52	0.0993 ±	0.96	0.8257 ±	1.80	0.0306 ±	2.86	616 ±	33	610 ±	6	0.533	0.9
f.8-2	812	936	1.19	0.00	0.07052 ±	0.64	0.1559 ±	0.89	1.5159 ±	1.10	0.0479 ±	1.00	944 ±	13	934 ±	8	0.809	1.0
f.8-3	168	89	0.55	0.03	0.11492 ±	0.82	0.2472 ±	1.05	3.9174 ±	1.33	0.1014 ±	1.44	1469 ±	20	1424 ±	13	0.790	3.1
f.8-4	323	159	0.51	0.07	0.07300 ±	0.91	0.1719 ±	0.88	1.7307 ±	1.27	0.0507 ±	1.40	1014 ±	19	1023 ±	8	0.692	-0.9
f.8-5	411	75	0.19	0.00	0.08198 ±	0.92	0.2004 ±	0.94	2.2650 ±	1.32	0.0747 ±	2.86	1245 ±	18	1177 ±	10	0.715	5.4
f.9-1	676	33	0.05	0.10	0.07536 ±	1.65	0.1835 ±	0.82	1.9072 ±	1.84	- ±	-	1078 ±	33	1086 ±	8	0.443	-0.8
f.9-2	79	30	0.40	0.05	0.07528 ±	2.20	0.1765 ±	1.28	1.8318 ±	2.54	0.0534 ±	3.43	1076 ±	44	1048 ±	12	0.504	2.6
f.9-3	192	51	0.28	0.06	0.05964 ±	1.98	0.0981 ±	1.06	0.8070 ±	2.25	0.0310 ±	3.30	590 ±	43	604 ±	6	0.469	-2.2
f.9-4	261	55	0.22	0.06	0.07364 ±	1.23	0.1692 ±	0.98	1.7181 ±	1.57	0.0513 ±	2.95	1032 ±	25	1008 ±	9	0.621	2.3
f.9-5	455	417	0.95	0.00	0.07439 ±	0.66	0.1882 ±	0.88	1.9306 ±	1.10	0.0549 ±	1.16	1052 ±	13	1112 ±	9	0.800	-5.7
f.9-6	70	107	1.59	0.00	0.07571 ±	2.45	0.1790 ±	1.46	1.8686 ±	2.85	0.0542 ±	2.07	1088 ±	49	1062 ±	14	0.512	2.4

Notas: Errores de los cocientes isotópicos en %

Todo el Pb en los cocientes es el componente radiogénico corregido por ²⁰⁴Pb (granos de origen magmático) y por ²⁰⁸Pb (granos de origen metamórfico).

disc. = discordancia, como $100 - 100 \{t^{206}Pb/^{238}U\} / t^{207}Pb/^{206}Pb\}$

f206 = (²⁰⁶Pb común) / (total ²⁰⁶Pb medido) basado en ²⁰⁴Pb medido.

Incertidumbres son 1σ.

retrodifundidas (BSE) de circones detríticos de la muestra analizada indicando la posición del spot analítico y las edades obtenidas. La edad del circón detrítico más joven de los Esquistos Santa Helena es 556 Ma, lo cual corresponde a la edad máxima de deposición, indicando que la sedimentación pudo haberse iniciado hacia el final del Neoproterozoico.

ISÓTOPOS DE HAFNIO

Las determinaciones isotópicas de hafnio (de los circones datados por el método U-Pb SHRIMP) fueron realizadas en la Macquarie University (Sydney, Australia). La mayoría de los análisis fue llevada a cabo con un haz de ca. 40 m y una penetración de 20-40 μm. Más detalles sobre esta técnica están descriptos por Griffin *et al.* (2004).

Los datos fueron reducidos usando el programa GLITTER® (Access Macquarie Ltd.) y los datos isotópicos de Hf están calculados con una constante de decaimiento de $1.93 \times 10^{-11} \text{ año}^{-1}$ (Blichert-Toft *et al.* 1997). Los circones mesoproterozoicos analizados (Cuadro 3 y Fig. 6) muestran cocientes ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf correspondientes a εHf(T) entre 0.38 y 10.93, y edades modelo T_{DM} de Hf entre 1212 y 1857 Ma. Los valores

CUADRO 3: Datos isotópicos de hafnio de los circones detríticos de los Esquistos Santa Helena (muestra MG123)

spot	Edad	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	error 1 σ	$\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	epsilon Hf	error 1 σ	T (DM) (Ma)	T(DM) crustal	Hf Chur (t)	Hf DM (t)
	* Ma											
f.1-1	556	0.282524	± 0.000012	0.000148	0.003653	0.282522	3.84	± 0.42	974	1247	0.282414	0.282837
f.1-2	977	0.282289	± 0.000012	0.000844	0.023969	0.282273	4.71	± 0.42	1309	1521	0.282140	0.282520
f.1-3	1862	0.281493	± 0.000011	0.000917	0.026577	0.281459	-3.47	± 0.39	2374	2711	0.281557	0.281846
f.1-4	1010	0.282333	± 0.000020	0.000960	0.026165	0.282314	6.93	± 0.70	1254	1409	0.282118	0.282495
f.1-6	1022	0.282305	± 0.000020	0.001623	0.044397	0.282273	5.74	± 0.70	1315	1492	0.282111	0.282486
f.1-7	1201	0.282034	± 0.000016	0.001271	0.034856	0.282004	0.38	± 0.56	1670	1962	0.281993	0.282351
f.1-8	1046	0.282334	± 0.000014	0.000566	0.015647	0.282322	8.06	± 0.49	1240	1367	0.282095	0.282468
f.1-10	1042	0.282319	± 0.000015	0.000740	0.019620	0.282304	7.32	± 0.53	1265	1410	0.282098	0.282471
f.2-2	1050	0.282317	± 0.000012	0.001390	0.039892	0.282289	6.96	± 0.42	1290	1439	0.282092	0.282465
f.2-5	999	0.282324	± 0.000016	0.001886	0.050117	0.282287	5.73	± 0.56	1298	1475	0.282126	0.282503
f.2-6	767	0.282486	± 0.000015	0.000917	0.023455	0.282472	6.92	± 0.53	1045	1221	0.282277	0.282678
f.3-1	1024	0.282295	± 0.000014	0.001418	0.039507	0.282267	5.58	± 0.49	1321	1504	0.282109	0.282485
f.3-3	631	0.282496	± 0.000011	0.000946	0.026654	0.282484	4.22	± 0.39	1033	1282	0.282365	0.282780
f.4-1	608	0.282497	± 0.000011	0.000519	0.014767	0.282491	3.92	± 0.39	1020	1283	0.282380	0.282798
f.7-1	1031	0.282155	± 0.000011	0.001073	0.030582	0.282133	1.02	± 0.39	1498	1791	0.282105	0.282479
f.8-1	610	0.282454	± 0.000009	0.000813	0.021671	0.282444	2.32	± 0.31	1086	1383	0.282379	0.282796
f.8-2	934	0.282245	± 0.000013	0.000698	0.018018	0.282232	2.28	± 0.46	1363	1638	0.282168	0.282553
f.8-4	1014	0.282377	± 0.000012	0.000670	0.018049	0.282364	8.79	± 0.42	1185	1297	0.282116	0.282492
f.9-1	1078	0.282111	± 0.000011	0.001033	0.025554	0.282089	0.54	± 0.39	1556	1857	0.282074	0.282444
f.9-2	1076	0.282404	± 0.000020	0.000975	0.025586	0.282384	10.93	± 0.70	1158	1212	0.282075	0.282445
f.9-4	1032	0.282368	± 0.000011	0.001232	0.028113	0.282343	8.48	± 0.39	1215	1331	0.282104	0.282478
f.9-6	1088	0.282299	± 0.000020	0.002054	0.060426	0.282255	6.66	± 0.70	1338	1487	0.282067	0.282436

*Edades U-Pb SHRIMP (véase Cuadro 2). Notas: Los errores de los cocientes isotópicos son absolutos (1). Constante de decaimiento de ^{176}Lu (1.93×10^{-11}) (Blichert-Toft *et al.* 1997)

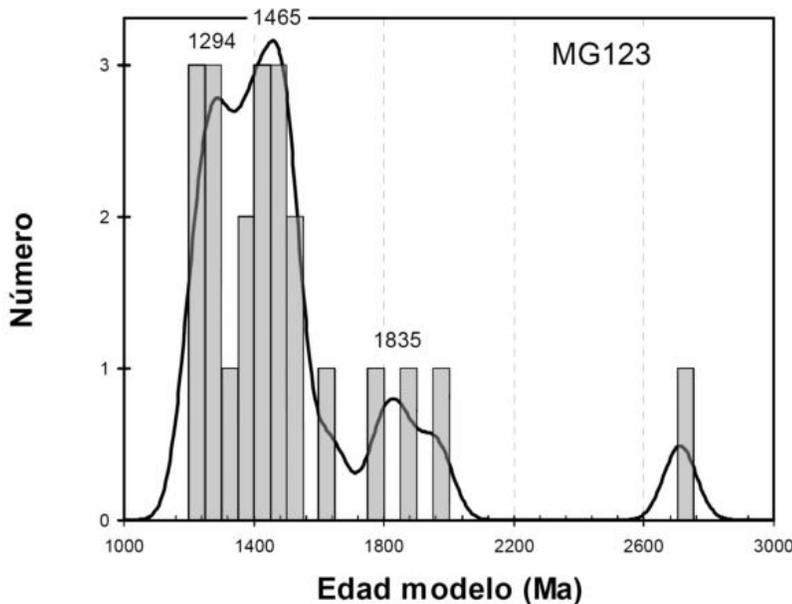


Figura 6: Diagrama de distribución de edades modelo Hf de 22 circones detríticos de los Esquistos Santa Helena (modelo del manto deprimido).

$\epsilon\text{Hf}(T)$ de los circones neoproterozoicos tienen un rango entre 2.69 y 7.39, y edades modelo T_{DM} de Hf entre 1221 y 1962 Ma.

Los valores $\epsilon\text{Hf}(T)$ positivos son indicativos de un origen juvenil de la fuente original a partir de la cual cristalizaron los circones.

El análisis de la composición isotópica de Hf de uno de los circones paleoproterozoicos muestra un cociente $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ correspondiente a un valor $\epsilon\text{Hf}(T)$ de -3.47, y una edad modelo T_{DM} de Hf de 2711 Ma. Este es el único circon cuyo valor $\epsilon\text{Hf}(T)$ negativo indica que fue formado en un fundido originado por una fuente con predominio de corteza continental.

Por lo tanto la casi totalidad de los circones analizados de los Esquistos Santa Helena fueron cristalizados en fuentes magmáticas con una componente juvenil dominante. Estas tienen edades principalmente mesoproterozoicas entre 1212 Ma y 1521 Ma (17 de 21). Otros cuatro circones tienen fuentes paleoproterozoicas (1638, 1791, 1857 y 1962 Ma).

DISCUSIÓN

Significado tectónico de los Esquistos Santa Helena

Los Esquistos Santa Helena constituyen, junto a los Esquistos Green, la caja meta-

sedimentaria del sistema arco-retroarco famatiniano en la provincia de La Pampa. Si bien la edad máxima de depositación de los Esquistos Santa Helena (556 Ma) y la edad máxima de depositación de los Esquistos Green (500-515 Ma) podría sugerir una sedimentación parcialmente contemporánea, la completa ausencia de circones metamórficos de edad pampeana en los Esquistos Santa Helena indica que durante su época de depositación el núcleo metamórfico del orógeno pampeano aún no estaba constituido y expuesto. La sedimentación pre-pampeana del protolito de los Esquistos Santa Helena habría finalizado hacia los *ca.* 530-520 Ma (tomando la edad asignada a la orogenia pampeana).

En el caso de los Esquistos Green, los circones metamórficos cámbricos dominan el patrón de proveniencia, indicando que durante su época de sedimentación el orógeno pampeano ya estaba exhumado y sujeto a denudación. La sedimentación post-pampeana de los Esquistos Green habría finalizado hacia los *ca.* 465 Ma, que es la edad del metamorfismo famatiniano en la región de estudio (Chernicoff *et al.* 2008a, b).

Asimismo se diferencian por el distinto grado metamórfico de ambas unidades. Los Esquistos Santa Helena tienen mayor grado de metamorfismo que los Esquistos Green, habiendo alcanzado los primeros el grado de anfibolita alta a granulita baja, en tanto los segundos tienen asociaciones minerales correspondientes a los grados de esquistos verdes a anfibolita baja. En el caso de los esquistos, se considera que el metamorfismo famatiniano en grado anfibolita a granulita baja oblitera el metamorfismo pampeano de bajo grado que, en cambio, es preservado en la Formación Las Piedras, unidad coetánea de los Esquistos Santa Helena localizada hacia el este, en una posición más distal respecto del orógeno pampeano. En los esquistos la presencia predominante de circones magmáticos mesoproterozoicos con valores $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ positivos y edades modelo TDM de Hf, relativamente próximas a sus edades absolutas, indica que los mismos fueron cristalizados en un magma que tuvo una rápida extracción del manto

(fuente magmática juvenil), compatible con un ambiente de arco. Esto permite inferir que el principal aporte de los sedimentos habría provenido de la denudación de un arco magmático mesoproterozoico que estaría localizado hacia el este de los Esquistos Santa Helena. Debe tenerse presente que dado el rango temporal de la sedimentación del protolito de esta unidad, el basamento del terreno Cuyania (que también contiene rocas metaígneas mesoproterozoicas: Complejo Pie de Palo; Ramos *et al.* 2000, Vujovich *et al.* 2004, Morata *et al.* 2008) no puede ser una fuente de proveniencia de los circones magmáticos mesoproterozoicos por cuanto durante el lapso *ca.* 556-520 Ma este terreno habría estado alejado del margen protopacífico de Gondwana, habiéndose acrecionado al margen occidental de Gondwana recién en el Ordovícico Medio.

La otra fuente importante de aporte de los Esquistos Santa Helena indica la existencia en la región de una faja de rocas magmáticas neoproterozoicas, actualmente tampoco expuesta. La población de circones magmáticos neoproterozoicos con edades entre 999 y 871 Ma se interpreta como derivada del magmatismo terminal relacionado con la orogenia Sunsas, y aquella con edades entre 767 y 566 Ma correspondería a cuerpos magmáticos relacionados con la orogenia Brasiliana. De un modo análogo a lo que se expresara para los circones mesoproterozoicos, se descarta a Cuyania como fuente de proveniencia de los circones neoproterozoicos (i.e. ortogneises de *ca.* 774 Ma; Baldo *et al.* 2006).

Modelo de evolución geodinámica del borde occidental de Gondwana

El contexto geotectónico propuesto para el lapso en que se depositó el protolito sedimentario de los Esquistos Santa Helena, que explica las diversas fuentes de proveniencia de circones detríticos, se sintetiza en la figura 7, basada en Trindade *et al.* (2006), y datos de Myers *et al.* (1996), Rapela *et al.* (2003, 2007), Fitzsimons (2003), Giles *et al.* (2004), Ruiz *et al.*, (2005), Jacobs *et al.* (2008), De Waele *et al.*, (2008) y Ennih y Liégeois (2008). Constituye una reconstrucción de Gondwana Occidental y Oriental (*ca.* 540 Ma) en

el que se destaca la distribución de los cratones integrados por núcleos paleoproterozoico-arqueanos y fajas mesoproterozoicas. Asimismo se indican las fajas colisionales neoproterozoico-cámbricas y las regiones con subducción activa que, en la zona de estudio, explica el desarrollo del magmatismo de arco pampeano.

Basamento mesoproterozoico

Leal *et al.* (2003) han sustentado la existencia de un orógeno grenvilliano amalgamado contra el cratón del Río de la Plata sobre la base de la compilación de edades modelo TDM Sm/Nd. Por otra parte Chernicoff *et al.* (2008f) han presentado edades modelo TDM Hf que sugieren que rocas corticales parcialmente contemporáneas con el orógeno Juruena (Santos 2003) formarían parte del actual sustrato del terreno Pampia. Asimismo, datos Sm/Nd de Rapela *et al.* (2003) obtenidos de rocas magmáticas del basamento de Ventania indican edades modelo mesoproterozoicas (Granitos Cerro Colorado y San Martín, Riolitas La Ermita y La Mascota) que indican la existencia de corteza de esta edad hacia el sudoeste de los afloramientos paleoproterozoicos del cratón del Río de la Plata.

El predominio de circones detríticos mesoproterozoicos con características isotópicas de arco en los Esquistos Santa Helena, que se interpreta han provenido del este (proveniencia gondwánica), indica que este arco magmático estuvo expuesto durante el período de depositación del protolito de los Esquistos Santa Helena. Este magmatismo mesoproterozoico, actualmente no aflorante, es considerado equivalente al magmatismo precolisional de los orógenos Juruena y Sunsas (que constituyen la región sudoccidental del cratón Amazonas; véase, entre otros, Boger *et al.* 2005) y se habría acrecionado al borde paleoproterozoico del cratón del Río de la Plata, formando parte del mismo. El mecanismo acrecional propuesto es similar al observado en otros núcleos cratónicos arqueanos-paleoproterozoicos, tales como el ya mencionado Amazonas (*e.g.* Santos *et al.* 2000 y referencia allí inclui-

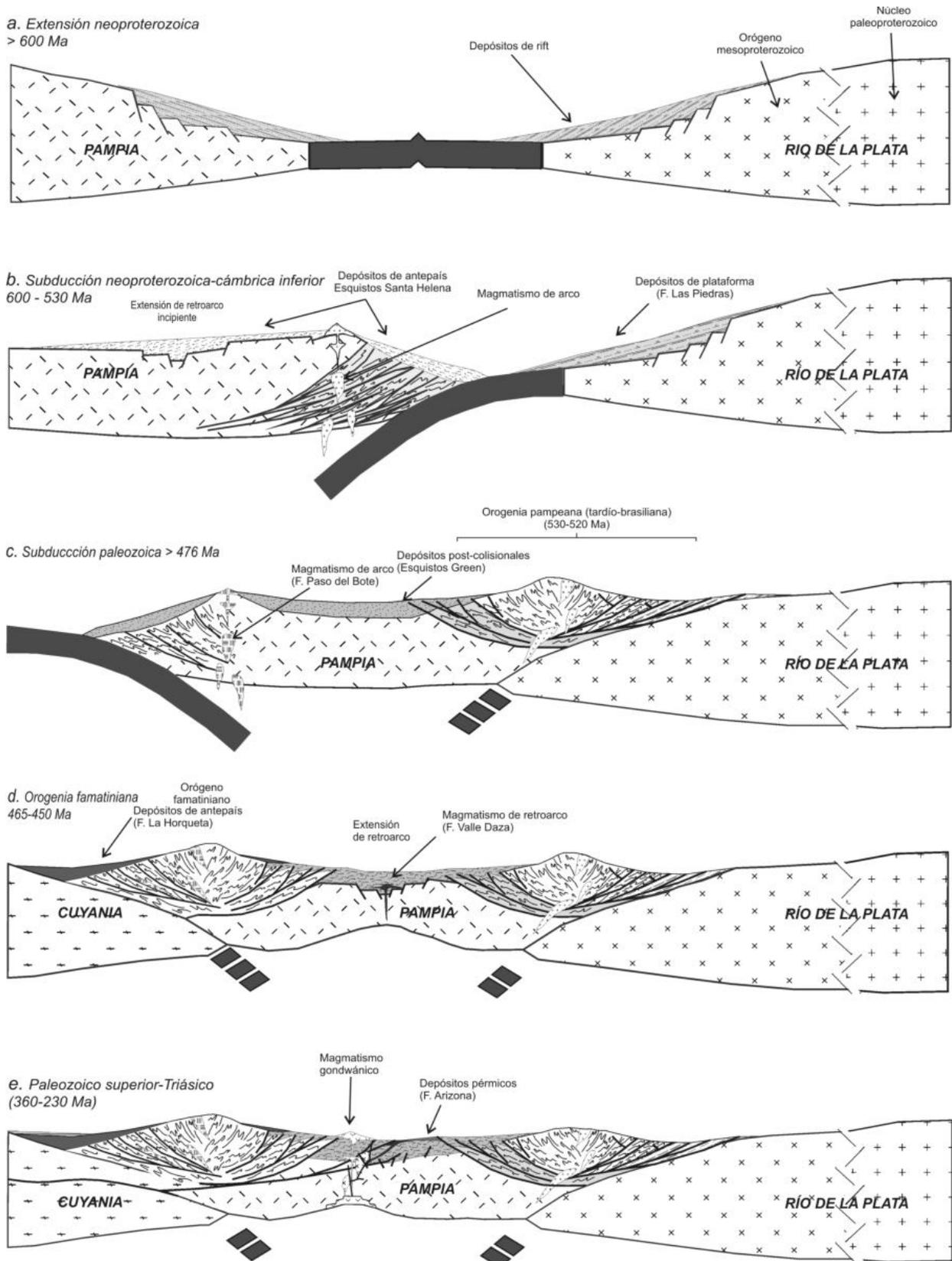


Figura 8: Evolución tectónica desde el Neoproterozoico hasta el Paleozoico superior-Triásico a la latitud de la provincia de La Pampa.

das), Kalahari (Jacobs *et al.* 2008) y Congo (De Waele *et al.* 2008) (véase Fig. 7).

Evolución durante el Neoproterozoico-Cámbrico inferior

Los datos de circones detríticos de los Esquistos Santa Helena señalan otra fuente importante de aporte, correspondiente a una faja de rocas magmáticas neoproterozoicas. Escayola *et al.* (2007) propusieron la existencia de un arco de islas neoproterozoico hoy no expuesto y desarrollado entre el Cratón del Río de la Plata y Pampia; por su parte, Rapela *et al.* (2003) obtuvieron una edad U/Pb de 607 Ma en el Granito Cerro del Corral, en el basamento de Sierra de la Ventana, magmatismo que vincularon con el extremo austral del Orógeno Brasiliano Don Feliciano, originado por la colisión entre los cratones Río de la Plata y Kalahari.

Los datos presentados indican la existencia de un magmatismo neoproterozoico juvenil precedido por una etapa extensional con depósitos sedimentarios de rift aún no identificados en la región, y durante la cual un bloque mesoproterozoico se habría desprendido del Cratón del Río de la Plata, consituyendo así el terreno Pampia (Fig. 8a), que en este modelo se interpreta como para-autóctono, en acuerdo con el modelo presentado por Rapela *et al.* (1998a, 1998b). Metamorfitas de la Formación Puncoviscana cuyo protolito sedimentario se habría depositado hacia los 600 Ma han sido identificadas en las Sierras Pampeanas occidentales en Tucumán y en la Puna Oriental en la región de San Antonio de los Cobres (Adams *et al.* 2008), pudiendo representar estos afloramientos esa sección basal de rift. El magmatismo neoproterozoico que se postula en esta contribución se interpreta como un arco desarrollado en el margen activo de Pampia, entre los 600 y 530-520 Ma (Fig. 8b).

Los Esquistos Santa Helena pertenecerían a una secuencia supracortical depositada entre los 556 y 530-520 Ma en el borde oriental de Pampia, en una cuenca de antepaís equivalente a la etapa tardía de la cuenca Puncoviscana.

En el margen pasivo del Cratón del Río de

la Plata se desarrolló concomitantemente una secuencia de plataforma, correspondiente a la Formación Las Piedras, que comprende areniscas, pelitas e intercalaciones locales de calizas, metamorizadas durante la orogenia pampeana.

No se descarta un movimiento de traslación dextrógira de la cuenca Puncoviscana según el modelo propuesto por Schwartz y Gromet (2004) y posteriormente desarrollado por Rapela *et al.* (2007) que implica aportes de detritos desde el cratón de Kalahari, previos a la relocalización del cratón del Río de la Plata a su posición actual, si bien el modelo aquí planteado no requiere de una fuente distante al contexto geológico reconocido en la región central argentina. Este último escenario es, por otra parte, compatible con las observaciones de Adams *et al.* (2008) que indican que los circones detríticos de la Formación Puncoviscana del noroeste argentino provienen directamente del Escudo Amazónico.

La colisión de Pampia y el Cratón del Río de la Plata hacia los 530-520 Ma dio lugar al desarrollo del Orógeno Pampeano (Fig. 8c) evidenciado en la región estudiada por el magmatismo del Complejo Ígneo El Carrancho (Chernicoff *et al.* 2009a) y el metamorfismo de la Formación Las Piedras. Hacia el norte de las Sierras Pampeanas, y a partir del modelo presentado por Trindade *et al.* (2006) se postula que el margen activo se habría desarrollado en el borde oriental del terreno Arequipa-Antofalla/Pampia actuando como margen pasivo el fragmento cratónico de Río Apa (Fig. 7). Este último ha sido interpretado como una extensión austral del Cratón Amazonas (Ruiz *et al.* 2005, Santos *et al.* 2008). Este esquema geotectónico explicaría el magmatismo de arco de edad cámbrica inferior en el noroeste de Argentina (Granitos Cañani, Chañi, Santa Rosa de Tastil y equivalentes -véase Omarini *et al.* 2008 y citas en ese trabajo-).

Paleozoico inferior

Durante el Cámbrico Tardío - Ordovícico Temprano, se produjo la deposición del protolito sedimentario de los Esquistos Green. La existencia de circones detríticos de origen metamórfico y

de edad cámbrica predominantes en esta unidad indica que durante su época de sedimentación (*ca.* 500 Ma a *ca.* 465 Ma) el Orógeno Pampeano ya estaba exhausto y sujeto a denudación (Chernicoff y Zappettini 2007) (Fig. 8c).

Con el inicio de la subducción en el margen occidental de Pampia, ya re-acrecionada a Gondwana, se desarrolla un magmatismo de arco, cuyo exponente más austral corresponde a la Formación Paso del Bote (Villar *et al.* 2005, Chernicoff *et al.* 2008d) (Fig. 8c) al que se asocian gabros tipo MORB relacionados al desarrollo incipiente de corteza oceánica por rifting en el retroarco (Formación Valle Daza) (Fig. 8d) (Chernicoff *et al.* 2005, Zappettini *et al.* 2005, Chernicoff *et al.* 2009 b). Asociada con la orogenia famatiniana, en relación con la colisión Cuyania-Pampia hacia los 465 y hasta los 450 Ma se ha registrado un episodio metamórfico datado en circones metamórficos en esquistos-gneises del área Paso del Bote (Chernicoff *et al.* 2008a, 2008b) correlacionable con el descripto para los Esquistos Santa Helena.

El desarrollo del Orógeno Famatiniano a lo largo de la sutura Cuyania-Pampia, dio lugar en la región centro austral argentina, al depósito de sedimentos de antepaís de edad ordovícica superior-devónica inferior representados por la Formación La Horqueta (Chernicoff *et al.* 2008f) (Fig. 8d).

Paleozoico superior-Triásico

Con la acreción de Chilenia al margen occidental de Gondwana se asocian los movimientos chánicos, que reactivaron fallas preexistentes y condujeron a la formación de depocentros más o menos aislados, de los cuales el principal en la región de estudio es el identificado como de pocentro Arizona, cuenca *pull-apart* vinculada al movimiento dextrógiro a lo largo de la falla Lonco Vaca-Valle Daza (Fig. 8e), movimiento concomitante con el observado a lo largo de las suturas occidentales de Pampia y Cuyania (Chernicoff y Zappettini 2005, 2007).

Los depósitos de la Formación Carapacha,

en la parte sur de la Provincia de La Pampa se habrían formado, en tanto, en un contexto diferente, siendo interpretados como depósitos de antepaís (Chernicoff *et al.* 2008f), en relación con la colisión del terreno Patagonia que se habría iniciado hacia el Carbonífero superior, con máximo desarrollo (colisión, deformación y levantamiento) hacia el Pérmico inferior (Ramos 2008). El extenso magmatismo félsico gondwánico con afinidades de arco está representado en la región por volcanitas mesosilícicas a ácidas y granitoides, habiéndose identificado en el área una intrusión sienítica con tendencia alcalina (Stock Estancia El Trabajo; Lagorio *et al.* 2008) asociada a la etapa final extensional (Fig. 8e).

AGRADECIMIENTOS

Las dataciones y determinaciones isotópicas fueron realizadas con fondos del subsidio PIP5008 otorgados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) a Carlos J. Chernicoff. Se agradece también el apoyo logístico y financiero del Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adams, Ch. J., Miller, H., Toselli, A. y Griffin, W. L. 2008. The Puncoviscana Formation of north-west Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 247(3): 341-352, Stuttgart.
- Albanesi, G., Bergström, S. y Melchor, R. 2003. The San Jorge Formation, La Pampa Province, Argentina, dated by means of conodonts. *Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina y Simposio de Tafonomía y Paleoecología*. Santa Rosa. *Ameghiniana* 40 (4) Suplemento, 2003, Resúmenes: 77(R).
- Baldo, E., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Dahlquist, J. 2006. Neoproterozoic A-type magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): evidence for Rodinia break-up along a proto-Iapetus rift? *Terra Nova*, 18(6): 388-394.
- Barboza, S. A. y Bergantz, G. W. 2000. Metamorphism and anatexis in the Mafic Complex contact aureole, Ivrea Zone, Northern Italy. *Journal of Petrology* 41: 1307-1327.
- Blichert-Toft, J., Chauvel, C. y Albarède, F. 1997. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127: 248-260.
- Boger, S.D., Ractz, M., Giles, D., Etchart, E. y Fanning, C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research* 139(3-4): 121-146.
- Calmels, A. P. y Casadío, S. A. 2005. *Compilación geológica de la provincia de La Pampa*. Universidad Nacional de La Pampa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Naturales. Ediciones Amerindia Nexo di Napoli, 324 p., Santa Rosa.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E. 2003a. Evidencias geofísicas para la delimitación de terrenos pregondwánicos en la región centro-austral argentina. 10° Congreso Geológico Chileno. Actas en CD. 6 p., Concepción.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2003b. Delimitación de los terrenos tectonoestratigráficos de la región centro-austral argentina: evidencias aeromagnéticas. *Revista Geológica de Chile* 30(2): 299-316.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E. 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Research* 8(4): 1105-1116.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2005. Identification of the southernmost Paganzo basin deposits (Upper Paleozoic red beds) in south-central Argentina. *Gondwana 12 Conference*, Actas: 102, Mendoza.
- Chernicoff, C.J. y Zappettini, E.O. 2007. La cuenca paleozoica de Arizona, sudeste de San Luis, Argentina: extensión austral de la cuenca de Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 321-324.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O. y Villar, M. L. 2005. La faja de metagabros del sector centro-norte de la provincia de La Pampa, Argentina: nuevas evidencias geofísicas. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 39-44, La Plata.
- Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O. y McNaughton, N.J. 2006. Identification and zircon U-Pb SHRIMP dating of the Green quarry schists, southern San Luis province, Argentina. 5th South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 77-79, Punta del Este.
- Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O. y McNaughton, N. J. 2007. Esquistos del Paleozoico Inferior en la cantera Green, sur de San Luis, Argentina: edades U-Pb SHRIMP e implicancias geodinámicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 154-158.
- Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O., Villar, L.M. y McNaughton, N.J. 2008a. U-Pb SHRIMP dating of the Famatinian (Lower Paleozoic) metamorphism in La Pampa province, Argentina. 6th South American Symposium on Isotope Geology, Actas en CD, 5 p., San Carlos de Bariloche.
- Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O. y McNaughton, N. J. 2008b. Edad U-Pb SHRIMP del metamorfismo famatiniano en la provincia de La Pampa. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 9-10, San Salvador de Jujuy.
- Chernicoff, C.J., Santos, J. O.S., Zappettini, E.O., Villar, L.M. y McNaughton, N. J. 2008c. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Lower Paleozoic parashists at Sierra de Lonco Vaca, La Pampa province, Argentina. 6th South American Symposium on Isotope Geology, Actas en CD: 4 p., San Carlos de Bariloche.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Villar, L.M., y McNaughton, N. J. 2008d. El arco magmático famatiniano en la provincia de La Pampa. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 11-12, San Salvador de Jujuy.
- Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O., Villar, L.M. y McNaughton, N. J. 2008e. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Lower Paleozoic La Pampa belt of metagabbros, Argentina. 6th South American Symposium on Isotope Geology, Actas en CD: 6 p., San Carlos de Bariloche.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Beyer, E. y McNaughton, N. J. 2008f. Foreland basin deposits associated with Cuyania terrane accretion in La Pampa province, Argentina, *Gondwana Research* 13(2): 189-203.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O. y Santos, J.O.S. 2009a. Evidencias del orógeno pampeano en la provincia de La Pampa, Argentina. 14° Reunión de Tectónica. Libro de Resúmenes: p. 62, Río Cuarto.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Villar, L.M., Chemale, F., Hernández, L. 2009b. The belt of metagabbros of La Pampa: Lower Paleozoic

- back-arc magmatism in south-central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4): 383-397.
- Cingolani, C. 2003. Evolución geológica pre-carbonífera del Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): datos geoquímicos e isotópicos. Simposio Internacional Acreção do Microcontinente Cuyania à Proto-Margem do Gondwana, Resúmenes, Porto Alegre.
- Criado Roque, P. 1972. Bloque de San Rafael. En A. Leanza (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 283-295, Córdoba.
- Criado Roque, P. 1979. Subcuenca de Alvear, provincia de Mendoza. En Turner, J. C. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 1: 811-836, Córdoba.
- De Waele, B., Johnson, S.P. y Pisarevsky, S.A. 2008. Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: Its role in the Rodinia puzzle. *Precambrian Research* 160: 127-141.
- Ennih, N. y Liégeois, J.P. 2008. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. *Geological Society, Special Publications* 297: 1-17, London.
- Escayola, M.P., Pimentel, M.M., y Armstrong, R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina, *Geology* 35(6): 495-498.
- Espejo, P.M. y Silva Nieto, D.G. 1996. Hoja Geológica 3966-II, Puelches. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 216:1-35, Buenos Aires
- Fitzsimons, I.C.W. 2003. Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica. En Yoshida, M., Windley, B. F. y Dasgupta S. (eds.) *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geological Society, Special Publications 206: 93-130, London.
- Georgieva, M., Cherneva, Z., Kolcheva, K., Sarov, S., Gerdjikov, I. y Voinova, E. 2002. P-T metamorphic path of sillimanite-bearing schists in an extensional shear zone, Central Rhodopes, Bulgaria. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* 39: 95-106, Sofia
- Giles, D., Betts, P.G. y Lister, G.S. 2004. 1.8-1.5-Ga links between the North and South Australian Cratons and the Early-Middle Proterozoic configuration of Australia. *Tectonophysics* 380 (1-2): 27-41
- González Díaz, E. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e Agua Escondida (Provincias de Mendoza y La Pampa). Dirección Nacional de Minería. Boletín 135 1-78, Buenos Aires.
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J. y O'Reilly, S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* 131: 231-282.
- Holmberg, E. 1973. Descripción geológica de la Hoja 29d Cerro Nevado, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 144. 71 páginas y 1 mapa a escala 1:200.000. Buenos Aires
- Jacobs, J., Pisarevsky, S. Thomas, R.J. y Becker, T. 2008. The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia. *Precambrian Research* 160: 142-158.
- Johnson, E. L. y Bryan, K. A. 2002. Sillimanite + Quartz replacement of K-Feldspar in late to post Ottawan Granite Bodies in and adjacent to the Carthage Colton Shear Zone, NW Adirondack Mtns, New York State: A Case of Fluid driven auto Metamorphism? The Geological Society of America, 37th Annual Meeting. Abstract 31601. Springfield.
- Lagorio, S., Zappettini, E.O. y Chernicoff, C.J. 2008. Stock Estancia El Trabajo: evidencias de magmatismo alcalino triásico en la provincia de La Pampa. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas3: 1363-1364, San Salvador de Jujuy.
- Leal, P.R., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Miró, R.C. y Ramos, V.A. 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 593-607.
- Linares, E., Llambías, E. J. y Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146.
- Ludwig, K.R. 1999. Using ISOPLOT/Ex, version 2: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47 p., Berkeley.
- Ludwig, K.R. 2002. Squid 1.02, a user's manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication 2 (Berkeley, California, USA), 21 p., Berkeley.
- Melchor, R.N. 1999. Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 99-108.
- Morata, D., Castro de Machuca, B., Previley, L., Pontoriero, S., Arancibia, G. y Fanning, C.M. 2008. New Evidence of Grenvillian Crystalline Basement in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina: Geotectonic Implications. 6th South American Symposium on Isotope Geology. Actas en CD: 4 p., San Carlos de Bariloche.
- Myers, J.S., Shaw, R.D. y Tyler, I.M. 1996. Tectonic evolution of Proterozoic Australia. *Tectonics* 15: 1431-1446.
- Omarini, R. H., Sureda, R. J., López de Azarevich, V., Hauser, N. 2008. El basamento neoproterozoico-cámbrico inferior en la provincia de Jujuy. En Coira, B. y Zappettini, E. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*, 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 17-28, Jujuy.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: a paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26(3): 235-251.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Chernicoff, C.J., Bercowski, F. y Bordonaro, O. 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR, Boletín 243: 1-80. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26(8): 707-710.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998b. The Pampean Orogeny of the southern Proto-Andean: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 181-217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the sou-

- thern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 160: 613-628.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83: 49-82.
- Ruiz, A.S., Simões, L.S.A., Godoy, A.M., Barbosa de Araújo-Ruiz, L.M. y de Brito Neves, B.B. 2005. Rio Apa Massif: southern segment of Amazonian Craton. *Gondwana* 12, Abstracts: 315, Mendoza.
- Rimoldi, H.V. y Silva Nieto, D.G. 1999. Mapa Geológico de la provincial de La Pampa, República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Escala 1:750.000.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectónica dos escudos das Guianas e Brasil-Central, pp. 169-226. En Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, tectónica e recursos minerais do Brasil*, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 674 p., Brasília.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. y Flecher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3: 489-506.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale Jr, F. y Quadros, M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research* 165: 120-152.
- Sato, A.M., Tickyj, H. y Llambías, E.J. 1996. Geología de los granitoides aflorantes en el sur de la provincia de La Pampa, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 429-439, Buenos Aires.
- 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(7): 587-610.
- Schwartz, J.J. y Gromet, L.P. 2004. Provenance of Late Proterozoic-early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research* 129: 1-21.
- Sepúlveda, E.G., Bermúdez, A., Bordonaro, O., Delpino, D. 2007. Hoja Geológica 3569-IV Embalse El Nihuil, provincia de Mendoza. Segunda Edición Revisada. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 268, 79 p., Buenos Aires.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I. y Brito Neves, B.B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters* 244: 361-377.
- Tickyj, H. 1999. Estructura y petrología del basamento cristalino en la región centro-sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, inédita, 350 p., La Plata.
- Tickyj, H., Llambías, E. J. y Sato, A.M. 1999. El basamento cristalino de la región sur-oriental de la provincia de La Pampa: Extensión austral del Orogénio Famatiniano de Sierras Pampeanas. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 160-163, Salta.
- Veevers, J. J., Belousova, E. A., Saeed, A., Sircombe, K, Cooper, A. F. y Read, S. E. 2006. Pan-Gondwanaland detrital zircons from Australia analysed for Hf-isotopes and trace elements reflect an ice-covered Antarctic provenance of 700-500 Ma age, TDM of 2.0-1.0 Ga, and alkaline affinity. *Earth-Science Reviews* 76: 135-174.
- Villar, L. M., Chernicoff, C. J. y Zappettini, E. O. 2005. Evidence of a Famatinian continental magmatic arc at Paso del Bote, La Pampa province, Argentina. *Gondwana* 12, Abstracts: PAGINA, Mendoza.
- Vujovich, G.I., van Staal, C.R. y Davis, W. 2004. Age constrains on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7(4): 1041-1056.
- Zappettini, E.O., Chernicoff, C.J. y Villar, M.L., 2005. La faja de metagabros de La Pampa: evidencias geoquímicas y petrológicas de un magmatismo de retroarco en la región centro-austral argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 45-52, La Plata.

Recibido: 23 de octubre, 2008

Aceptado: 7 de diciembre, 2009