

DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS EN EL ORÓGENO FAMATINIANO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS DE SAN LUIS Y CÓRDOBA: FLUIDOS, FUENTES Y MODELO DE EMPLAZAMIENTO

Diana MUTTI¹, Alejandro DI MARCO¹ y Silvana GEUNA¹

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
E-mail: mutti@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El ciclo orogénico famatiniano originó en las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba un episodio mineralizante relacionado con cizallas de rumbo norte de primer orden y granitoides entre los ~ 385 y ~ 292 Ma. Este episodio definió dominios lineales polimetálicos de W, Ag, Pb, Zn, Au y metales asociados, en metamorfitas y minoritariamente en granitoides.

En depósitos representativos de San Luis y Córdoba, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido(H}_2\text{O)}}$ y $\delta\text{D}_{\text{fluido(H}_2\text{O)}}$ en silicatos, señalan para los fluidos mineralizantes, una filiación magmática y con aguas meteóricas evolucionadas. Las determinaciones de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido (H}_2\text{S)}}$ en sulfuros sugieren la incorporación del azufre por termoreducción desde las metasedimentitas corticales. Las relaciones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ indican el aporte de Pb desde la corteza continental fanerozoica homogeneizada, aunque en La Fortuna (distrito Las Aguadas), La Aspereza (distrito San Martín) y Fischer (distrito Cerro Áspero), se comprobó además, un componente mantélico.

Las estructuras tensionales mineralizadas, con orientación mayoritaria entre 250° y 319° y geometría interna escalonada (*en echelón*), responden al modelo Riedel en zonas de cizalla simple. Estas estructuras secundarias se desarrollaron en un ambiente extensional frágil - dúctil a frágil y en un régimen transpresivo, durante un esfuerzo máximo principal σ_1 NO - SE y el alzamiento de la región.

Las características halladas sugieren que el magmatismo famatiniano sinorogénico a posorogénico, ocasionó anomalías térmicas que propiciaron la circulación hidrotermal en sistemas convectivos. El flujo acuoso se encauzó principalmente, por la estructura de primer orden Tres Árboles y lineamientos secundarios. No se encontraron evidencias de que el magmatismo granítico hubiera contribuido significativamente con el aporte de azufre y elementos metálicos, al menos en este estilo de depósitos con marcado control estructural.

Palabras clave: *Metalogénesis, Au, W, Ag-Pb-Zn, famatiniano, San Luis, Córdoba.*

ABSTRACT: *Polymetallic deposits in the Famatinian orogen of the Sierras Pampeanas of San Luis and Córdoba: fluids, sources and emplacement model.*

The famatinian cycle determined a mineralising episode between ~ 385 and ~ 292 Ma into the Sierras Pampeanas of San Luis and Córdoba. This episode, related to N - S first order shear zones and granitoids, formed polymetallic linear domains with W, Ag, Pb, Zn, Au and associated metals, within metamorphites and subordinated granitoids.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid(H}_2\text{O)}}$ and $\delta\text{D}_{\text{fluid(H}_2\text{O)}}$ values obtained in representative deposits of San Luis and Córdoba suggest a magmatic and evolved meteoric water origin for the mineralising fluid. Likewise, $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido (H}_2\text{S)}}$ determinations in sulphides suggest that the sulphur was incorporated by thermo-reduction from the crustal metasedimentites. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relations point to a lead source from the homogenised phanerozoic continental crust, although a mantle component has been proved in La Fortuna (Las Aguadas district), La Aspereza (San Martín district) and Fischer (Cerro Áspero district).

Tensional mineralised structures between 250° and 319° major direction, and en echelón and stepped internal geometry, respond to the Riedel model in simple shear zones. These secondary structures had been developed in a brittle - ductile and brittle transpressive regimen in an extensional environment, during a maximum principal NW-SE σ_1 stress and the regional uplift.

Investigated features highlight that the sinorogenic to posorogenic magmatism caused thermal anomalies that implicated hydrothermal convective systems. These systems channeled the aqueous flow through the Tres Árboles 1st order structure and secondary lineaments. No proof was found that the granitic magmatism would have contributed significantly with the sulphur and metallic elements, at least for this kind of ore deposits with stressed structural control.

Keywords: *Metallogenesi, Au, W, Ag-Pb-Zn, Famatinian, San Luis, Córdoba.*

INTRODUCCION

En las Sierras Pampeanas Orientales el orógeno famatiniano forma una faja meridiana de 350 km de extensión y 175 km de ancho

medio (Fig 1a). Esta faja atribuida al lapso cámbrico medio - carbonífero temprano (Aceñolaza y Toselli 1976), sobrepone al basamento metamórfico - ígneo pampeano de Córdoba y San Luis, hacia el oeste de los

64° 45' de longitud oeste, numerosos depósitos polimetálicos (W, Ag, Pb, Zn, Au ± Cu, Bi, Mo, Ag, Pb, Be, Sb, U, Ta, As), vinculados mayoritariamente con granitoides postcolisionales (Zappettini 1999).

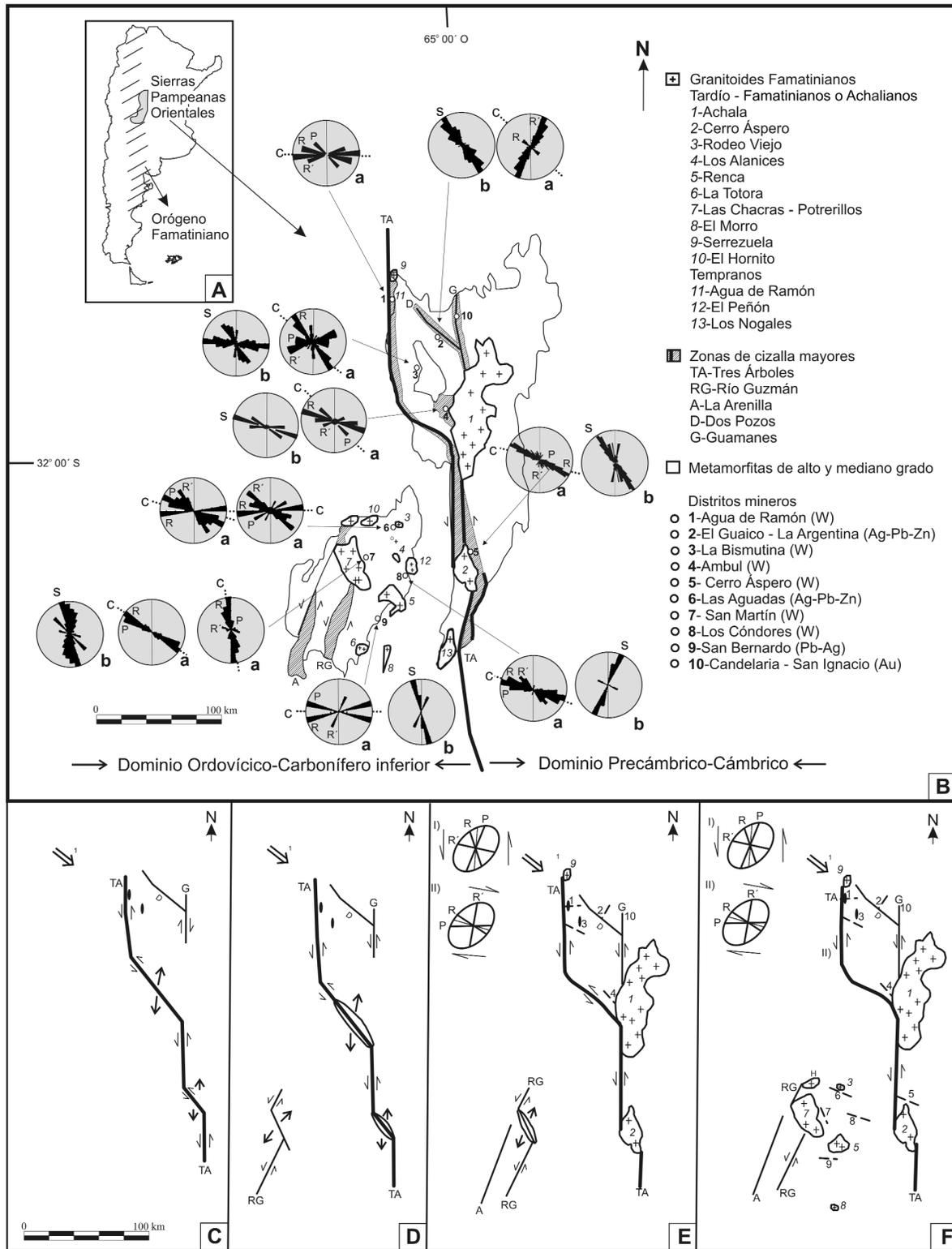


Figura 1: A) Mapa de la Argentina con indicación de las Sierras Pampeanas Orientales de San Luis y Córdoba y el orógeno famatiniano, modificado de Sato *et al.* (2003). B) Geología simplificada de las sierras de San Luis y Córdoba, con datos estructurales en rosetas, discutidos en el texto, de: a. cuerpos mineralizados subverticales (R, R', P y dirección de cizalla C). b. foliaciones (S) en metamorfitas hospedantes de mineralizaciones biextendidas. C a F) Esquema de emplazamiento de granitoides y depósitos vetiformes (Au, W y Ag, Pb, Zn) del Devónico - Carbonífero de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba. Se indican los controles estructurales mayores (primer orden) y la creación de cizallas consanguíneas tardías y subordinadas. En los esquemas I y II se representan las relaciones entre esfuerzos y estructuras deformativas de acuerdo con la evolución planteada del sistema de cizallas.

Sobre la base de dataciones isotópicas, Sims *et al.* (1997) postularon una época metalogénica comprendida entre los ~ 390 y ~ 360 Ma, para las sierras de Córdoba, San Luis y sur de La Rioja. Sims *et al.* (1997) y Skirrow *et al.* (2000) atribuyeron a esta época la depositación con estilo de venas mesotermales de W en los distritos Agua de Ramón (Córdoba), San Román, Sierras del Morro y Los Morrillos, La Florida - Paso del Rey - Santo Domingo y Pacanta (San Luis), de Ag, Pb, Zn en los distritos El Guaico - La Argentina (Córdoba) y de Au en los distritos Candelaria - San Ignacio (Córdoba) y Sierras de Las Minas, Ulapes y Chepes (La Rioja).

Haerberlin *et al.* (2002) y Mutti *et al.* (2005) ampliaron el número de depósitos y/o manifestaciones, reuniéndolos en un episodio entre los 385 ± 4 Ma y 292 ± 1 Ma, a partir de dataciones Pb/Pb en galena (Ulacco 1997) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar en mica blanca (Sims *et al.* 1997, Lyons *et al.* 1997 y Mutti y González Chiozza 2005a). El episodio mineralizante devónico medio - carbonífero tardío, muestra un dominio lineal en la distribución de sus concentraciones minerales, con pronunciada ausencia de morfologías isométricas (Fig. 1b). De acuerdo con Haerberlin *et al.* (2002) y Mutti *et al.* (2005), la depositación mineral transcurrió con posterioridad al pico tectonometamórfico famatiniano (~ 465 Ma), en la etapa de evolución tardía famatiniana, o según Sims *et al.* (1997), Lyons *et al.* (1997) y Skirrow *et al.* (2000), al comenzar la orogenia achaliana. En el presente trabajo se aporta nueva información sobre los depósitos polimetálicos mesotermales o con estilo de venas en zonas de cizalla, concerniente a la etapa de mineralización de metales nobles, sulfuros y sulfosales. Estas concentraciones, seleccionadas por su representatividad espacial y paragenética, son en San Luis los distritos San Martín (W), Los Cóndores (W), Las Aguadas (Ag, Pb, Zn) y San Bernardo (Ag, Pb, Zn) y en Córdoba los distritos Candelaria - San Ignacio (Au), Agua de Ramón (W), La Bismutina (W), Ambul (W), Cerro Áspero (W) y El Guaico - La Argentina (Ag, Pb, Zn), véase figura 1b.

Para esta investigación se efectuaron trabajos de campo con hincapié en el análisis estructural y estudios de probetas micros-

cópicas delgadas y pulidas para caracterizar y correlacionar minerales involucrados, microestructuras y estadios de formación. Se enfatizó en estadios tardíos portadores de cuarzo gris a incoloro, oro, sulfuros y sulfosales, mediante el estudio de inclusiones fluidas y la extracción de submuestras monominerales de sulfuros para su análisis isotópico por Pb y $\delta^{34}\text{S}$. Se presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en cuarzo y mica con fines comparativos.

Los datos se correlacionan con determinaciones mineralógicas, estructurales, isotópicas y de inclusiones fluidas de otros autores (véase Cuadro 1). Se establecen además probables fuentes de elementos formadores de mena, tipos de fluidos mineralizantes y también un modelo de emplazamiento para las mineralizaciones polimetálicas, en el marco de una propuesta de evolución cinemática.

EVOLUCIÓN NEO PROTEROZOICA - CARBONÍFERA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

Las Sierras Pampeanas constituyen un sistema de cordones serranos de basamento precenozoico, localizado entre los $25^{\circ}30'$ y los $33^{\circ}00'$ de latitud sur, con disposición genérica submeridiana, elevados a través de fallas lítricas inversas durante la deformación ándica (González Bonorino 1950). Su configuración estructural actual tiene relación directa con el segmento de subducción horizontal (*flat-slab*) de la placa de Nazca (Ramos 1999a), posicionado actualmente entre los $27^{\circ}30'$ y los $33^{\circ}00'$ de latitud sur (Fig. 2).

Esta provincia geológica guarda un registro de sucesivos períodos de convergencia y acreción de terrenos durante el lapso proterozoico tardío - paleozoico tardío a lo largo del protomargen occidental de Gondwana, distinguiéndose la participación esencial de los ciclos orogénicos pampeano y famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976), que marcan etapas principales en la evolución del supercontinente Gondwana. Sims *et al.* (1997) atribuyen el magmatismo tardío famatiniano al ciclo orogénico achaliano.

El ciclo pampeano, sincrónico con el brasiliano (Almeida 1971), se extendió entre el

Neoproterozoico y el Cámbrico medio (590 a 510 Ma según Linares *et al.* 2002, 600 a 520 Ma según Ramos 1999a o 560 a 523 Ma según Baldo *et al.* 1999). Se inició con la depositación de secuencias clásticas turbidíticas con intercalaciones de rocas del tipo MORB N a MORB E y de rocas carbonáticas en un paleoambiente de margen continental pasivo, limitado al este por el cratón del Río de la Plata. En San Luis, Sato *et al.* (2003) reconocieron estratos de hierro bandedado (BIF) más antiguos asociados a un volcanismo komatítico.

Posteriormente, se activó un régimen de subducción hacia el noreste, que definió el pico tectono - metamórfico pampeano (D2 - M2) y culminó con la acreción del terreno Pampia al cratón Río de la Plata a los ~ 522 Ma (Rapela *et al.* 1998). En las Sierras Pampeanas este evento originó deformación dúctil a dúctil-frágil, con plegamiento isoclinal apretado y abierto (planos S2 con dirección media 330°), metamorfismo de mediano a alto grado (facies anfibolita a granulita) y magmatismo complejo y heterogéneo (Rapela *et al.* 1999). Sin embargo, en San Luis se conserva el registro de una monótona sucesión de filitas y metacuarcitas a metagrauvascas, con escasos metaconglomerados y metavolcanitas ácidas (Formación San Luis, Prozzi y Ramos 1988). Esta secuencia acotada a ~529 Ma, fue interpretada por Prozzi y Ortiz Suárez (1994), como una sucesión turbidítica no deformada, equiparable con las similares de las Sierras de Córdoba y Sierras Norte de Córdoba. Según Northrup *et al.* (1998), el *climax* metamórfico deformacional se superimpuso a una secuencia turbidítica convertida en prisma de acreción.

Luego de un período de relativa calma tectónica, un nuevo régimen de subducción marcó el inicio del ciclo famatiniano (~515 Ma según Simpson *et al.* 2003, ~507 Ma según Sato *et al.* 2003 y ~490 Ma según Pankhurst y Rapela 1998). A este evento se asocian el cierre del paleo-oceano Iapetus del Sur y la aproximación y posterior colisión entre el margen occidental de Gondwana con un terreno lauréntico exótico (Occidentalia según Dalla Salda *et al.* 1992, Cuyania según Ramos 1995 o Precordillera según Astini *et al.* 1995), integrado por los basamentos grevillianos de las Sierras

Pampeanas Occidentales, Precordillera y Macizo Nordpatagónico (Dalla Salda *et al.* 1999) (Fig. 2).

El evento de convergencia, registrado por el cinturón orogénico famatiniano sobre el terreno autóctono de Gondwana entre los $\sim 72^\circ$ y 65° de longitud oeste, se habría extendido en Argentina de norte a sur por la Puna, Cordillera Oriental, Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas Orientales, Bloque Las Mahuidas o Chadileuvú, Macizo Nordpatagónico o Somún Cura y Macizo del Deseado (Ramos 1999a y b, Dalla Salda *et al.* 1999 y Sato *et al.* 2003) (Fig. 1a).

De acuerdo con Sato *et al.* (2003) y Mutti *et al.* (2005), en las Sierras Pampeanas Orientales el cierre del ciclo famatiniano se manifiesta a través de discretas fajas de cizalla subverticales, emplazamiento de granitoides tardío a post-orogénicos, movimiento inverso de ascenso de los bloques orientales por sobre los occidentales, engrosamiento cortical y exhumación de metamorfitas. La culminación se habría producido en el Ordovícico superior - Silúrico (450 - 420 Ma, Baldo *et al.* 1999), Devónico medio (385 Ma, Ramos 1999b), Devónico superior (360 Ma, Linares *et al.* 2002) o Carbonífero superior (~ 300 Ma, Sato *et al.* 2003).

El eje orogénico famatiniano, con un registro de inicio del magmatismo de arco a partir de los 515 Ma, estuvo localizado en las sierras de San Luis, en el sur de las Sierras Pampeanas Orientales, y muestra una disminución relativa de plutones de oeste a este (Sato *et al.* 2003), desde calcoalcalinos metaluminosos hasta peraluminosos.

El pico tectono-térmico famatiniano (D3-M3, ~ 465 Ma), determinó metamorfismo principalmente en facies anfíbolita, pliegues cerrados no inclinados, clivaje de crenulación y zonas de cizallamiento dúctil de alto ángulo, con vergencia oeste y cabalgamientos de bloques, indicativos de una colisión oblicua. De acuerdo a Whitmeyer y Simpson (2003), la megacizalla Tres Árboles, que limita las sierras de Córdoba de las de San Luis y los respectivos dominios pampeano y famatiniano, tiene una edad de 453 Ma (Fig. 2).

A partir del Devónico, aproximadamente, se reactivaron y generaron nuevas fajas submeridionales de cizalla dúctil (D4), con foliación milonítica $\sim N$ (S4) y metamorfismo

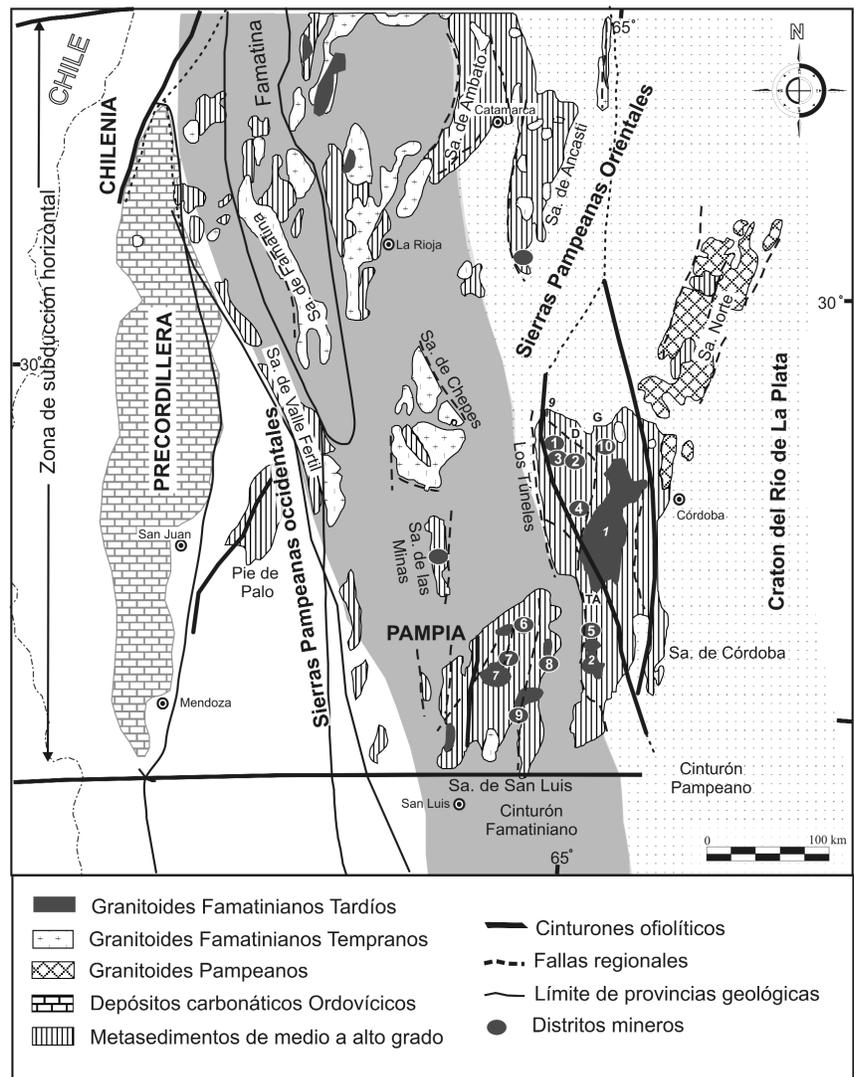


Figura 2: Geología pampeana y famatiniana esquemática de la región centro-oeste de Argentina, modificada de González Chiozza (2004). Se indican con un número los distritos mineros de Au, W y Ag, Pb, Zn discutidos en el texto (referencias como en figura 1).

retrógrado (M4) en facies esquistos verdes. Estas fajas están muy difundidas en el basamento de Córdoba y San Luis. La edad de 365 ± 10 Ma presentada por Rapela *et al.* (1998) para el sector Los Túneles de la cizalla Tres Árboles (ONO de Córdoba), representaría, por lo tanto, una reactivación de esta megaestructura. Sato *et al.* (2003) destacan en San Luis, las cizallas La Arenilla (414 y 365 Ma) y Río Guzmán (375 y 351 Ma). A las fajas miloníticas D4 se vincula espacial y temporalmente un magmatismo devónico tardío a posorogénico, que generó batolitos sincinemáticos a postcinemáticos dominados por fases porfíricas de alto po-

tasio. Entre ellos se encuentran los batolitos Renca (393 ± 5 , Sims *et al.* 1997) Las Chacras - Potrerillos (381 a 351 Ma, Siegesmund *et al.* 2003), Cerro Áspero (369 Ma, Pinotti *et al.* 2002) y Achala (368 ± 2 Ma, Dorais *et al.* 1997 y 359 ± 9 Ma, Rapela *et al.* 1998). En conjunto, se distinguen geológicamente de los granitos pre y sinorogénicos (de arco), por su alto contenido en LIL (incluyendo K) y HFS (Y-Nb); lo que ha permitido clasificarlos como granitos colisionales o de intraplaca (Rapela *et al.* 1990).

El magmatismo devónico suele alcanzar dimensiones batolíticas, en cuerpos comple-

CUADRO 1: Correlación entre depósitos del orógeno famatiniano de Au, W y Ag, Pb, Zn, de San Luis y Córdoba con modelos de yacimientos auríferos relacionados con intrusiones y orogénicas en cinturones metamórficos paleozoicos. Ubicación de los distritos mineros en figura 1B.

Características Críticas	Depósitos de Oro Oro-génico Cinturones Metamórficos Paleozoicos ^{2,3}	Depósitos de Oro Relacionados con Intrusiones ^{4,5}	Distrito Candelaria - San Ignacio (Córdoba)	Distrito Las Aguadas (San Luis)	Distrito San Bernardo (San Luis)	Distrito El Guatoco - La Argentina (Córdoba)	
Asociación de metales	Au, Ag ± As, B, Bi, Sb, Te, W, Cu, Mo, Pb, Zn	Au, Ag ± As, Bi, Sb, Sn, Te, W (Cu, Pb, Zn distales)	Au ± Ag, Cu, Zn, Pb, As, Fe	Ag, Pb, Zn ± V, Cu, Fe, Bi, Mo, Au, As			
Roca(s) de caja	Serías turbidíticas metamorizadas en facies esquistos verdes, subordinadamente en facies anfibolita y granulita. Rocas máficas relacionadas con corteza oceánica. Intrusivos félsicos meta- y tectónicos y con cizallas sobreimpuestas. Lamprófríos.	Intrusivos graníticos I y S, metaluminosos, mayoritariamente, y peraluminosos subordinados. Serie ilmenita con términos reducidos de la serie magnetita.	Milonitas ordovícicas - silúricas en facies esquistos verdes. Paragneises, paraesquistos y migmatitas en facies anfibolita del Neoproterozoico - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico.	Complejos monzogranítico-granodiorítico (ej. La Ciénaga) y tonalítico - diorítico (ej. Rodeo Viejo, 466 ± 23 y 452 ± 23 Ma ¹⁰). Stocks graníticos (ej. Los Alanices 330 ± 16 Ma y El Hornito 299 ± 15 Ma ¹¹). Hornfels y paraesquistos retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Inyecciones graníticas devónicas a carboníferas.	Pegmatita granítica con gte y facies esquistos miloníticos en facies esquistos verdes del Ordovícico.	Paragneises, migmatitas y paraesquistos en facies anfibolita del Neoproterozoico - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Milonitas en facies esquistos verdes reactivadas en el Devónico.	
Litología(s) en la región	Asociadas a colisión y/o acreción al margen continental, de uno o más terrenos alóctonos y corteza oceánica. Lamprófríos.	Metamorfitas en facies sub-esquistos verdes a anfibolita. Rocas carbonatíticas y calcosilicáticas. Stocks graníticos y diques lamprófríos emplazados en epizona y catazona	Paragneises, paraesquistos, anfibolitas, metacarcitas, mármoles y serpentinitas en facies anfibolita del Neoproterozoico - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Lamprófríos y diques basálticos (pos- Carbonífero inferior ¹²).	Paraesquistos, paragneises, anfibolitas y ortogneises en facies anfibolita del Neoproterozoico - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico (453±4 Ma ¹¹). Granitos del Silúrico tardío - Carbonífero inferior (ej. batolito de Renca 393±5 Ma ¹⁸ y plutón La Totorá).	Paraesquistos, paragneises, anfibolitas y ortogneises en facies anfibolita del Neoproterozoico - Cámbrico. Granitos pre-ordovícicos (ej. Rumi Huasi y El Plón) y ordovícicos (ej. Mesa del Coro, 471 ± 58 Ma ²⁰) a devónicos (ej. batolito Achala, 359 ± 9 Ma ⁸ , 367 ± 2 Ma ¹⁰).	Migmatitas, paraesquistos, paragneises, anfibolitas y mármoles en facies anfibolita del Neoproterozoico - Cámbrico. Granitos pre-ordovícicos (ej. Rumi Huasi y El Plón) y ordovícicos (ej. Mesa del Coro, 471 ± 58 Ma ²⁰) a devónicos (ej. batolito Achala, 359 ± 9 Ma ⁸ , 367 ± 2 Ma ¹⁰).	
Edad de la mineralización	Relacionada con exhumación del orógeno y adición de calor a la corteza engrosada. Pulsos hidrotermales vinculados con eventos tectónicos discretos. Entre los 460 y 290 Ma.	Muy tardía con respecto al clima metamórfico de la región. Se destacan intrusiones y depósitos entre los 480 y 340 Ma.	378 a 351 Ma (ser ⁸). Pre a sintectónica con respecto al emplazamiento del batolito Las Chacras-Potrillo (Intrusivo Achala (359 ± 9 Ma ⁸ y 367 ± 2 Ma ¹⁰).	338,8 y 292,1 Ma ¹³ . Posterior al emplazamiento del batolito Las Chacras-Potrillo (< 381 Ma ¹³).	Posterior a las inyecciones graníticas derivadas del magmatismo Silúrico tardío - Carbonífero temprano (ej. batolitos Renca y Las Chacras-Potrillo).	386 ± 4 Ma (ser ⁸) 340 ± 10 Ma (ser ¹⁷). Posterior a cizallas Dos Pozos y Guamanes (< 515 Ma ¹¹), previa a tardía con respecto al emplazamiento del batolito Achala (359 ± 9 Ma ⁸).	
Ambiente tectónico	Asociado en espacio y tiempo a tectónica colisional. Se alojan, principalmente, en el bloque sobrejacente de fallas inversas de alto ángulo y 1er orden, y en estructuras interconectadas de 2do y 3er orden. La mineralización se vincula temporalmente con un cambio en la cinemática regional; régimen de compresivo a extensional. Profundidad de emplazamiento entre 2 y 6 km, en zona de transición frágil - dúctil.	Terrenos pericratónicos al margen miogeoclinal. Régimen compresional a extensional. Asociado con fallas plegadas y talladas. Las intrusiones son tardías y posteriores con respecto al plico tectono- metamórfico de la región; están controladas por megalineamientos o fallas regionales. Los depósitos en veña se alojan dentro de cizallas y sitios tensionales en granitoides. Profundidad de emplazamiento entre 10 y 1 km.	En bloque sobrejacente de la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica y de 1er orden, Tres Árboles (< 515 Ma ¹¹ y 360 Ma ms ¹⁹). En bloque sobrejacente de la cizalla Río Guzmán (465 y 351 Ma ms ⁹). En zonas de cizalla N 60° a 90° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N, N 20° a 30° O y N 30° E. En San Ignacio en zona de cizalla NO y juegos conjugados y 90° E. Profundidad de emplazamiento < 7 km.	En bloque subyacente de la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica y de 1er orden, Tres Árboles (< 515 Ma ¹¹ y 360 Ma ms ¹⁹). En zona de cizalla 2ría Dos Pozos, N 41° O a 30° O. Localmente, en estrechas cizallas NE-SO y juegos conjugados de fracturas subverticales N 10°-70° E y N 45° y 90° O.	En bloque subyacente de la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica y de 1er orden, Tres Árboles (< 515 Ma ¹¹ y 360 Ma ms ¹⁹). En zona de cizalla 2ría Dos Pozos, N 41° O a 30° O. Localmente, en estrechas cizallas NE-SO y juegos conjugados de fracturas subverticales N 10°-70° E y N 45° y 90° O.	En bloque sobrejacente de la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica y de 1er orden, Tres Árboles (< 515 Ma ¹¹ y 360 Ma ms ¹⁹). En zona de cizalla 2ría Dos Pozos, N 41° O a 30° O. Localmente, en estrechas cizallas NE-SO y juegos conjugados de fracturas subverticales N 10°-70° E y N 45° y 90° O.	En bloque sobrejacente de la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica y de 1er orden, Tres Árboles (< 515 Ma ¹¹ y 360 Ma ms ¹⁹). En zona de cizalla 2ría Dos Pozos, N 41° O a 30° O. Localmente, en estrechas cizallas NE-SO y juegos conjugados de fracturas subverticales N 10°-70° E y N 45° y 90° O.

Características Críticas	Distrito San Martín (San Luis)	Distrito Los Cóndores (San Luis)	Distrito Agua de Ramón (Córdoba)	Distrito La Bismutina (Córdoba)	Distrito Ambul (Córdoba)	Distrito Cerro Aspero (Córdoba)	
Asociación de metales			W ± Bi, Cu, Mo, Ag, Pb, Zn, Sn, As, Au, Sb, Fe, Mn, Te, U, Ta, Be				
Roca(s) de caja	Paragneises y paraesquistos en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Granitoides equivalentes al de La Tapera (485±30 Ma ⁽⁹⁾). Lamprofíros (< 350 Ma ⁽⁹⁾). Pegmatitas (< 450 Ma ⁽⁹⁾). Biotitas (< 350 Ma ⁽⁹⁾).	Paraesquistos en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico.	Tonalita Agua de Ramón (450 Ma ⁽⁷⁾). Subordinadamente, paraesquistos y paraesquistos en facies anfíbolita del Neoproterozoico - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico.	Migmatitas, paraesquistos, ortoanfíbolitas, paraesquistos y cuarcitas en facies anfíbolita del Neoproterozoico - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico.	Paragneises, mármoles y ortoanfíbolitas en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico, milonitizados en facies esquistos verdes a partir del Ordovícico.	Paragneises y ortoanfíbolitas en facies anfíbolita del Neoproterozoico - Cámbrico, milonitizados en facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Granitos devónicos (ej. batolito Cerro Aspero, 369 ± 9 Ma ⁽⁷⁾).	
Litología(s) en la región	Paraesquistos, paragneises, ortoanfíbolitas, mármoles, anfíbolitas y rocas calcosilicáticas en facies anfíbolita neoproterozoicas - Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico (453±4 Ma ⁽⁹⁾). Inyecciones graníticas. Monzogranitos, granodioritas y sienos graníticos (ej. batolito Las Chacras - Potrerillos, 381 Ma zr y sph ⁽¹⁵⁾). Diques basálticos pos-carbonífero inferior.	Paraesquistos, paragneises, ortoanfíbolitas, migmatitas, mármoles y rocas calcosilicáticas en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico (453±4 Ma ⁽⁹⁾). Inyecciones graníticas. Granitoides ordovícicos (ej. El Peñón y La Ciénaga ⁽¹⁵⁾) y devónicos (ej. batolito Renca, 393±5 Ma ⁽⁹⁾). 334 Ma (ms ⁽²⁰⁾).	Paraesquistos, paragneises, migmatitas, ortoanfíbolitas, mármoles, cuarcitas, turmalinitas y rocas calcosilicáticas en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Granitoides ordovícicos (ej. Mesa del Coro 471 ± 58 Ma ⁽²⁰⁾). Inyecciones graníticas. Rocas piroclásticas terciarias.	Paraesquistos, paragneises, migmatitas, ortoanfíbolitas, cuarcitas, mármoles y rocas calcosilicáticas en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico, retrogradados a facies esquistos verdes a partir del Ordovícico. Granitoides ordovícicos (ej. Mesa del Coro 471 ± 58 Ma ⁽²⁰⁾). Inyecciones graníticas. Rocas piroclásticas terciarias.	Paraesquistos, paragneises, migmatitas, ortoanfíbolitas, mármoles, turmalinitas y rocas calcosilicáticas en facies anfíbolita del Neoproterozoico - Cámbrico. Milonitas reactivadas en facies esquistos verdes a partir del Ordovícico (< 515 Ma ^(1,20)). Metagabros. Inyecciones graníticas. 367 ± 2 Ma ⁽¹⁰⁾ . Inyecciones graníticas.	Paraesquistos, paragneises, migmatitas, ortoanfíbolitas, mármoles, rocas calcosilicáticas y serpentinitas en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico. Milonitas reactivadas en facies esquistos verdes a partir del Ordovícico (< 515 Ma ^(1,20)). Metagabros. Inyecciones graníticas.	Paraesquistos, paragneises, migmatitas, ortoanfíbolitas, mármoles, rocas calcosilicáticas y serpentinitas en facies anfíbolita del Neoproterozoico-Cámbrico. Milonitas reactivadas en facies esquistos verdes a partir del Ordovícico (< 515 Ma ^(1,20)). Metagabros. Inyecciones graníticas.
Edad de la mineralización	Posterior al emplazamiento del batolito Las Chacras - Potrerillos (< 381 Ma zr y Pb/Pb ⁽⁹⁾)	Posterior al emplazamiento de los batolitos Las Chacras-Potrerillos (< 381 Ma ⁽⁹⁾) y Renca (< 393 Ma ⁽⁹⁾).	Tonalita Agua de Ramón (450 Ma ⁽⁷⁾) posterior al emplazamiento del granitoide Agua de Ramón (< 450 Ma ⁽⁷⁾).	Posterior al emplazamiento de los granitoides ordovícicos (< 471 Ma ⁽²¹⁾).	Posterior al emplazamiento de los granitoides del batolito Achala (< 358 Ma ⁽¹⁰⁾).	343±10 Ma (ser ⁽²⁸⁾) Posterior al emplazamiento de los granitoides del batolito Cerro Aspero (< 369 Ma ^(7,29)).	
Ambiente tectónico	En bloque subyacente a la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma bt, ms ⁽⁹⁾). En bloque sobreyacente de la cizalla Río Guzmán (465 y 351 Ma ms ⁽⁹⁾). En zonas de cizalla N 75° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 80° a 30° O, N 10° E y N 60° a 90° E.	En bloque subyacente a la faja milonítica N-S, cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma bt, ms ⁽⁹⁾). En bloque sobreyacente de la cizalla Río Guzmán (465 y 351 Ma ms ⁽⁹⁾). En zona de cizalla N 75° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 30° a 90° O y N 15° E.	En bloque sobreyacente a la faja milonítica N-S cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma, bt, ms ⁽⁹⁾). En zonas de cizalla N 90° E; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 20° a 90° O y N 65° E.	En bloque sobreyacente a la faja milonítica N-S cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma, bt, ms ⁽⁹⁾). En zona de cizalla N 44° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 3° a 70° O, N 85° O y N 20° a 90° E.	En faja milonítica NO-SE Ambul-Mussi, integrante de la megacizalla cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles, (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma bt, ms ⁽⁹⁾). En zonas de cizalla N 75° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 14° a 60° O y N 10° a 78° E. Profundidad de emplazamiento ~5,2 km ^(28,30) .	En faja milonítica N-S, cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles, (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma bt, ms ⁽⁹⁾). En zonas de cizalla N 75° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 14° a 60° O y N 10° a 78° E. Profundidad de emplazamiento ~5,2 km ^(28,30) .	En faja milonítica N-S, cambro-ordovícica, de 1º orden, Tres Árboles, (< 515 Ma ⁽¹⁾ y 360 Ma bt, ms ⁽⁹⁾). En zonas de cizalla N 75° O; localmente, en juegos conjugados de fracturas subverticales N 14° a 60° O y N 10° a 78° E. Profundidad de emplazamiento ~5,2 km ^(28,30) .
Estilo estructural	Oz en vetas, venas y venillas tensionales y escalonadas. En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,1 y 4 metros. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.	Oz en vetas, venas y venillas tensionales, en <i>échelon</i> y escalonadas. En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,1 y 1,5 metros. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.	Oz en vetas, venas y venillas tensionales, escalonadas y en <i>échelon</i> . En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,1 y 1 metro. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.	Oz en vetas, venas, venillas y mantos tensionales, en <i>échelon</i> . En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,05 y 0,5 metros. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.	Oz en vetas, venas, venillas y mantos tensionales, en <i>échelon</i> . En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,05 y 0,5 metros. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.	Oz en vetas, venas, venillas y mantos tensionales, en <i>échelon</i> y escalonados. <i>Stockworks</i> , diseminaciones y brechas. En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,1 y 1,2 metros. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.	Oz en vetas, venas, venillas y mantos tensionales, en <i>échelon</i> y escalonados. <i>Stockworks</i> , diseminaciones y brechas. En régimen frágil-dúctil. Espesor entre 0,1 y 1,2 metros. Textura masiva, en peine, laminada, bandeada, brechosa, crack-seal y reemplazo.

Minerales de mena	I: wf-sch-hm II: bi-py-cp-cs-Au III: wf-py-bi-mo-ant-Au	I: wf-sch II: wf-py-po-cp-bn-sl-bi III: wf-py-bi-cp-sl-bn-mo III: py-hm	I: wf-sch-py-bi-mo II: sch-py-bi-cp-sl-bn-mo III: py-hm	I: wf II: wf-Au-cp-py-mo-sch III: wf-cp-py-mo-sfs-bn-sl-gn-att-Au
Minerales de ganga	I: bt-ms-Kfs-tur-qz blanco a gris-be II: qz gris a incoloro-fl.	I: qz blanco II: qz gris a incoloro-tur-fca-fl III: qz gris a incoloro-ms	I: qz blanco-ms-fl II: qz gris a incoloro-ms-fl III: qz gris a incoloro-tur	I: qz blanco-phe-fl-tur-kfs II: qz gris a incoloro-phe-qtur-fl-to-chl-ru III: qz blanco IV: qz incoloro a gris-ser
Alteración de la(s) roca(s) de caja	Propilitización, feldespaticización, silicificación, greisenización.	Turmalinización, muscovitización, argilitización, silicificación.	Greisenización, silicificación, pirritización, argilitización.	Microclinización, greisenización, silicificación, sericitización, propilitización.
Fluido(s) formadores de mena	H ₂ O-CO ₂ -NaCl ± CH ₄ ³⁰ (baja salinidad) ³⁰ δ ³⁴ S _(CDT) : 4,8 ‰ (py La Asperenza ³⁰) ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 37,92 (cp, La Asperenza ³⁰), ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 15,56 (cp, La Asperenza ³⁰), Asperenza ³⁰ , δ ¹⁸ O _{fluidos} : 340° a 252°C ³⁰ III: H ₂ O-CO ₂ -NaCl ³⁰ ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18,20 (cp, La Asperenza ³⁰).	I: H ₂ O-CO ₂ -NaCl ³⁰ (8 a 3 wt % NaCl _{eq} ³⁰) T _o fluido: 360°C ³⁰ II: H ₂ O-CO ₂ -NaCl ± CH ₄ ³⁰ (6 a 4 wt % NaCl _{eq} ³⁰) T _o fluido: 340° a 252°C ³⁰ III: H ₂ O-CO ₂ -NaCl ³⁰ (5 a 2,5 wt % NaCl _{eq} ³⁰) T _o fluido: 290° a 150°C ³⁰ δ ³⁴ S _(CDT) : 6,4 ‰ (b ³⁰) ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 38,0 (b ³⁰), ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 15,7 (b ³⁰), ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18,2 (b ³⁰).	I: H ₂ O-CO ₂ -NaCl ³⁰ (8,5 a 7,5 wt % NaCl _{eq} ³⁰) T _o fluido: 310° a 265°C ²³ . II: H ₂ O-NaCl-CO ₂ ³⁰ (4 wt % NaCl _{eq} ²³), T _o fluido de 180° a 150°C ²³ δ ¹⁸ O _{fluidos} : 8,3 a 9,1 ‰ (400°C qz, ms) δ ¹⁸ O _{fluidos} : 9,2 ‰ y δD _{fluidos} : -107 a -140 ‰ (400°C ms), δ ³⁴ S _(CDT) : 7,1 y 7,2 ‰ (sl)	I: H ₂ O-NaCl-CO ₂ ²³ (0,9 a 11,9 wt % NaCl _{eq} ²³) T _o fluido: 469° a 313°C ²³ . II: H ₂ O-NaCl-HC ²³ (4 a 6,2 wt % NaCl _{eq} ²³), T _o fluido: 346° a 203°C ²³ . III: H ₂ O-CO ₂ -NaCl ³⁰ (4,7 wt % NaCl _{eq} ³⁰), T _o fluido: 400° a 330°C ³⁰ . IV: H ₂ O-CO ₂ -NaCl-CH ₄ -HC-N ₂ -NH ₄ ^{23,30} (4,6 a 3 wt % NaCl _{eq} ^{23,30}). T _o fluido: 312° a 130°C ^{23,30} . fO ₂ : -27,6 a -22,229. δ ¹⁸ O _{fluid} : 7,1 a 8,7 ‰ y δD _{fluid} : -69 a -89 ‰ (-390°C qz, ms, wt ³⁰) δ ¹⁸ O _{fluid} : -5,9 a -6,3 ‰ (400°C qz ²³) δ ³⁴ S _(CDT) : 4,5, 4,7, 4,8 y 6,1 ‰ (gn, py, mo y cp, vetas periféricas ³⁰) y 7,4 ‰ (py, brecha Fischer ³⁰). ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 38,3 y 37,94* ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 15,6 y 15,53* ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18,1 y 18,27* *(gn y py, vetas periféricas y brecha Fischer ³⁰) pH débilmente ácido ²³ . P _o fluid 0,6 a 1,5 kbar ^{23,29} .

Abreviaturas de minerales de mena: att = altaíta, as = arsenopirita, ant = antimonita, Au = oro nativo, bi = bismutinita, bn = bornita, cp = calcopirita, el = electrum, fh = fahler, gn = galena, hm = hematita, mo = moliбdenita, po = pirrotina, py = pirita, sch = scheelita, sfs = sulfosales, sl = esfalerita, wf = wolframita, mc = marcasita, cub = cubanita, mck = mackinawita, mg = magnetita, grnc = greenockita, lntt = linneíta. Abreviaturas de minerales de ganga: ank = ankerita, ap = apatita, ca = calcita, chl = clorita, dol = dolomita, fuch = fuschita, fca = ferrocálcita, fl = fluorita, kfs = K-feldespató, gr = grafito, ms = muscovita, qz = cuarzo, ru = rutilo, ser = mica blanca hidrotermal, phe = fengita, to = topacio, tur = turmalina, gte = granate, sph = esfalerita, zr = circon, cal = calcedonia. I, II, III y IV: estadios de mineralización. Referencias bibliográficas: 1. Bierlein y Crowe (2000), 2. Groves *et al.* (1998), 3. Goldfarb *et al.* (2001), 4. Thompson *et al.* (1999), 5. Lang y Barker (2001), 6. Camacho y Ireland (1997), 7. Rapela *et al.* (1996), 8. Skirrow *et al.* (2000), 9. Rapela *et al.* (1998), 10. Dorais *et al.* (1997), 11. Simpson *et al.* (2003), 12. González y Mas (2000), 13. Ulacco (1997), 14. Sato *et al.* (2003), 15. Siegesmund *et al.* (2003), 16. Montenegro *et al.* (1999), 17. Candiani y Sureda (1999), 18. Eicheverry y Sureda (1999), 19. Sims *et al.* (1997), 20. Eicheverry y Brodtkorb (1999), 21. Tourm (1995), 22. Gómez (2003), 23. Tourm (2000), 24. Fernández (1989), 25. Whitmeyer y Simpson (2003), 26. Herrmann (2001), 27. Pinotti *et al.* (2002), 28. Murri y González Chiozza (2005a), 29. Murri y González Chiozza (2005b), 30. Este trabajo.

jos que se emplazaron y enfriaron rápidamente, en condiciones relativamente someras (a profundidades menores a 7,5 km; ej. Patiño y Patiño Douce 1987, Siegesmund *et al.* 2003), y con desarrollo de aureolas metamórficas de contacto locales. Composicionalmente, incluyen granitos calcoalcalinos a alcalinos, metaaluminosos a peraluminosos. Predominan los monzogranitos - granitos, con granodioritas y leucogranitos subordinados, mientras que son escasos los miembros tonalíticos, como los plutones Agua de Ramón (Lyons *et al.* 1997) y Rodeo Viejo (Ortiz Suárez 1996). Hay también enclaves máficos, filones tardíos de aptitas-pegmatitas y diques lamprofíricos, los últimos acotados al Devónico - Carbonífero inferior (Orozco y Ortiz Suárez 2005).

El estado de oxidación relativo del magmatismo tardío a post-orogénico varía entre dos grupos extremos: las condiciones más oxidadas son reflejadas por los granitoides metaaluminosos a débilmente peraluminosos, con hornblenda-biotita, y titanita-magnetita como minerales accesorios, lo que les confiere susceptibilidades magnéticas superiores a 1×10^{-3} (SI). Por otro lado, los granitoides peraluminosos, con biotita-muscovita, e ilmenita como accesorio (con presencia característica de monacita y uraninita), con susceptibilidades magnéticas que raramente superan 1×10^{-3} (SI), reflejan condiciones relativamente más reducidas. Son ejemplos del primer grupo las facies dominantes (magnéticas) de los batolitos de Renca y La Totorá (López de Luchi *et al.* 2004), mientras que el segundo grupo está representado por el Granito Capilla del Monte (Candiani *et al.* 2001) y las facies no magnéticas de Achala (Geuna *et al.* 2005). Sin embargo la mayoría de los batolitos están compuestos por elementos de ambos grupos, como es el caso de Las Chacras - Potrerillos (Siegesmund *et al.* 2003), Cerro Áspero (Pinotti *et al.* 2004) Renca y Achala, lo cual implica que durante el fraccionamiento magmático la fugacidad de oxígeno registró variaciones en torno al límite del campo de estabilidad de la magnetita, y por lo tanto se habrían producido alternativamente granitos más reducidos y oxidados. Durante el Carbonífero se registró en las Sierras Pampeanas Orientales un episodio magmático final, relacionado parcialmente

con las fajas de cizalla D4. Este magmatismo está definido por el emplazamiento de plutones graníticos de intraplaca (Rapela *et al.* 1999) o tardío colisionales en transición hacia alcalinos distensivos (Gómez 2003). Se identifican en San Luis el plutón El Hornito (299 Ma, Ulacco 1997) y en Córdoba el de Serrezuela (303 Ma, Gómez 2003), entre otros (Fig. 1b).

La reactivación y generación de las fajas de cizalla D4 y el magmatismo devónico - carbonífero son atribuidos al ciclo orogénico achaliano por Sims *et al.* (1997), en respuesta a la colisión entre el terreno alóctono Chilenia y el margen occidental de Gondwana (Ramos 1999c). Sin embargo, Sato *et al.* (2003) prefieren considerar a estos eventos como las manifestaciones finales del ciclo orogénico famatiniano.

LOS DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS (W, Ag-Pb-Zn y Au)

Las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba presentan numerosas concentraciones anómalas de W, Ag, Pb, Zn y Au, que integran un dominio lineal de depósitos y manifestaciones difundidos entre los $64^{\circ} 45'$ y $65^{\circ} 45'$ de longitud oeste (Fig. 1b). El dominio se continúa dentro del territorio argentino hacia el norte, en las provincias de La Rioja, Catamarca y Jujuy (Fig. 2). Estas concentraciones metálicas poseen una característica geoquímica compleja en común, dada por proporciones variables aunque subordinadas de: Cu, Bi, Mo, Sn, Sb, As, V, Sb, Cd, Be, U, Ta y Mn, destacándose una persistente presencia de oro con valores superiores a 100 ppb (datos propios inéditos). Al respecto, en Zappettini (1999) se citan valores de Au entre 0,2 y 26 g/t, de WO_3 entre 0,1 y 5%; de Pb entre 0,24 y 16%, de Zn entre 0,2 y 11% y de Ag entre 5 y 326 g/t para los distritos prospectados.

La mineralización polimetálica investigada se aloja en metamorfitas pampeanas de mediano a alto grado: paragneises, paraesquistos, migmatitas y subordinadamente, ortoanfibolitas, mármoles y rocas calcosilicáticas, retrogradados durante el famatiniano tardío a facies esquistos verdes (Cuadro 1). En los distritos Agua de Ramón, Cerro Áspero, San Martín y Las Aguadas, se emplazan también en granitoides asignados al

famatiniano (Sato *et al.* 2003) y/o achaliano (Sims *et al.* 1997), como las tonalitas Agua de Ramón, Rodeo Viejo o los monzogranitos de Cerro Áspero (Fig. 1b).

Los depósitos poseen una paragénesis metalífera compleja, sistemáticamente en ganga mayoritaria de cuarzo y relacionada con episodios múltiples de depositación a escala de distrito, filón o veta. Esta paragénesis está representada por óxidos, sulfuros y sulfosales, junto a oro nativo (Cuadro 1), aunque la proporción de sulfuros y sulfosales de metales base es baja y se estima $< 10\%$ en cantidad de roca mineralizada en el basamento.

La morfología hallada de los cuerpos mineralizados es de enjambres de vetas, venas y venillas, a modo de filones decamétricos y fajas del orden del kilómetro de extensión. Predominan cuerpos subverticales en juegos entrelazados con estructura escalonada a *en echelón*, aunque en ocasiones son cuerpos mantiformes a subconcordantes con la roca de caja (ej. La Bismutina, Ambul y Cerro Áspero). Las vetas rara vez superan el metro de potencia y los 100 metros de extensión.

Del análisis estadístico estructural de las mineralizaciones de los distritos mineros se desprenden dos aspectos relevantes: uno referido a la orientación estadística media de los filones mineralizados y lineamientos regionales secundarios, y otro concerniente a los valores angulares entre las direcciones preferenciales de mineralización en cada distrito (Fig. 1b).

Los filones poseen una orientación estadística principal en común, que involucra el cuadrante NO, con direcciones variables entre el NO y E - O (entre los 250° y 319°). Esta orientación acompaña lineamientos secundarios en el macizo rocoso adyacente, con un valor estadístico medio de 288° . Como excepciones pueden mencionarse las mineralizaciones de El Guaico - La Argentina y Candelaria - San Ignacio, dispuestas con direcciones predominantes NNE ($\sim 35^{\circ}$) y N - S respectivamente (Cuadro 1). La otra característica corresponde al diseño geométrico en abanico que siguen las direcciones de mineralización en cada distrito y cuya relación angular máxima es $\sim 85^{\circ}$. El diseño en abanico, junto con la estructuración escalonada y *en echelón* de las grietas,

indica a escala de distrito un fuerte vínculo entre sitios mineralizados y discontinuidades en el macizo rocoso (planos S y fracturas), con un patrón de deformación de zonas cizallantes, donde las relaciones angulares halladas son equivalentes con las postuladas en el modelo de Riedel para ambientes con componente de cizalla simple (Ramsay y Huber 1983) (Fig. 1b).

De acuerdo con las observaciones efectuadas a meso y microescala en las estructuras mineralizadas, el mecanismo prevaeciente de depositación metalífera es el de relleno de grietas tensionales en una corteza frágil-dúctil a frágil. Los datos termobarométricos aportados por Montenegro *et al.* (1999), González y Mas (2000) y González Chiozza (2004), avalan para este proceso profundidades menores a los siete kilómetros.

La mineralización definió mesoestructuras bandeada, laminada y crustificada, en ocasiones masiva y drusiforme. El cuarzo presenta gran variabilidad de color: blanco (lechoso), incoloro, gris y gris a translúcido. El cuarzo blanco se correlaciona con el estadio inicial de mineralización de los sistemas (estadio I), mientras que las variedades incolora, gris y translúcida se vinculan con estadios sucesivos hasta finalizar el proceso (estadio II y siguientes). Se registran excepciones en los distritos Cerro Áspero y Las Aguadas, en donde se definió un estadio recurrente y tardío de cuarzo blanco (Cuadro 1). Con frecuencia se sobreimpone cuarzo-calconia castaño rojizo, en rellenos vinculados por Mutti *et al.* (2005) con el ciclo metalogénico gondwánico.

Una característica conspicua que posee el cuarzo blanco es el desarrollo de puntos triples, microfracturas con bordes de sutura y estilolitas, y microestructuras de disolución por presión y recristalización (texturas *crack-seal*) con reemplazo y relleno subordinados, que definen en la roca microvenillas o laminación fina. Estas microestructuras están formadas regularmente por subgranos y/o cristales de cuarzo gris a incoloro dispuestos con sus ejes de crecimiento mayor paralelos a la dirección de máxima distensión o transversales al bandeamiento de la veta; en ocasiones tienen un largo de hasta 10 veces su ancho. En las microvenillas de cuarzo, hacia la zona central de los cuerpos mineralizados, participan con frecuencia sulfuros

y/o sulfosales de metales base \pm oro libre \pm wolframita \pm mica blanca \pm biotita \pm turmalina \pm feldespato-K.

Las fajas mineralizadas reflejan un bajo grado de alteración hidrotermal, aunque en torno a cada filón y veta se registra intensa silicificación, feldespatización, sericitización, argilitización, cloritización y/o propilitización, dentro de los primeros centímetros desde el contacto. En particular, los distritos wolframíferos vinculados con roca granítica, presentan signos de una etapa temprana de greisenización.

En el cuadro 1 se reúnen los rasgos yacimientológicos principales hallados en los distritos seleccionados. Sus rasgos equivalentes permiten integrarlos al presente en un episodio mineralizante común, que se extiende desde los \sim 386 Ma hasta los \sim 292 Ma, sobre la base de las dataciones isotópicas compiladas.

DISCUSIÓN

FUENTES ORIGEN DE LOS FLUIDOS

Con el fin de precisar y caracterizar la procedencia de los fluidos mineralizantes y elementos formadores de mena, así como los procesos interactivos fluido-roca durante el episodio metalogénico que se discute en este trabajo, se evalúa la información obtenida y presentada en el cuadro 1.

Determinaciones a partir de inclusiones fluidas: El estudio de inclusiones fluidas se realizó en muestras de cuarzo utilizando secciones bipulidas analizadas en microscopio Nikon Optiphot 2. Los datos microtermométricos se tomaron con una platina de calentamiento - enfriamiento Chaixmeca calibrada para el intervalo de 0° a 500° C. El estudio comprendió la observación de características petrográficas, determinaciones de temperaturas de homogeneización y salinidades, y cálculos mediante el programa Flicor.

Debido a los repetidos episodios de microfracturamiento, sellado y deformación en el material investigado, se adoptó el criterio de incluir en el cuadro 1 información (parcial) referida a inclusiones fluidas sintetizada por estadios incorporando, a partir del estadio II y siguientes, datos de carácter seudosecundario y secundario con respecto al esta-

dio I y según criterios de Roedder (1984). Los datos se correlacionan mayormente con la etapa de depositación de cuarzo gris a incoloro y microestructuras de deformación señaladas.

Las inclusiones fluidas son relativamente abundantes y de tamaño variable entre $<$ 5 y 35 μ m. Se reconocieron inclusiones monofásicas, bifásicas y trifásicas que revelan sistemas compuestos esencialmente por H₂O + CO₂ + NaCl, con participación comprobada de CH₄, HC, NH₄ y N₂ durante la etapa de mineralización avanzada. Las inclusiones tempranas están erráticamente distribuidas, son escasas y de forma redondeada y carácter intracristalino. Las inclusiones tardías (estadio II y sucesivos) son abundantes, generalmente pequeñas, de carácter intercristalino e intracristalino y están asociadas con fenómenos de recristalización y deformación. La proporción relativa de las fases intervinientes es variable, destacándose las constituidas por una fase acuosa líquida y una vapor subordinada, dos líquidos inmiscibles a temperatura ambiente y trifásicas fluidas (H₂O_{líq} + CO_{2líq} + CO_{2vap}).

La salinidad de los fluidos mineralizantes es moderada a baja y los valores entre 3 y 8 % NaCl_{eq} son los más frecuentes, sin embargo se destacan tenores de 14 y 11,9 % NaCl_{eq} en los distritos Candelaria - San Ignacio y Cerro Áspero respectivamente, relacionados con el estadio I de precipitación de cuarzo blanco macizo. Las temperaturas de homogeneización comprenden el intervalo entre 469° y 130° C, con un valor promedio de 300° C. Las temperaturas superiores a 400° C se registran en depósitos alojados en granitoides y/o con fenómenos locales de greisenización (ej. distritos San Bernardo y Cerro Áspero). Se observa una tendencia decreciente de la temperatura durante la evolución de los fluidos mineralizantes, con registros puntuales de incrementos en algunos de los estadios (ej. estadios II de Candelaria - San Ignacio y III de Cerro Áspero). Las presiones de fluido establecidas varían entre 2,5 y 0,5 kbar e involucran profundidades de emplazamiento de la mineralización entre \sim 7 y 2 kilómetros.

La gran variedad de microestructuras presentes en el cuarzo, las bandas y trenes de

inclusiones asociadas a los rasgos de deformacionales junto a salinidades moderadas a bajas y un variable contenido de CO_2 , indican que el crecimiento se produjo por procesos de fractura y sellado, causando fenómenos de efervescencia, con separación de dos fluidos respectivamente ricos en CO_2 y H_2O , tal como fue reportado por González y Mas (2000) para el distrito Candelaria.

En particular, Mutti y González Chiozza (2005b) proponen para los estadios I y II del distrito Cerro Áspero la participación de fluidos juveniles y un mecanismo de inmiscibilidad por ebullición para el estadio II, con formación de brechas hidráulicas en granito (ej. mina Fischer). Al estadio II se asocia el mayor volumen de wolframita hallado. A diferencia de ello, en depósitos de vetas periféricas del distrito, se registran evidencias de inmiscibilidad relacionada con estadios mineralizantes posteriores, despresurización y precipitación de oro, sulfuros y sulfosales.

Determinaciones por isótopos estables: En el cuadro 1 se presentan los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}(\text{H}_2\text{O})}$ y $\delta\text{D}_{\text{fluido}(\text{H}_2\text{O})}$, obtenidos a partir del análisis de mica blanca, cuarzo, calcedonia y clorita, para un rango de temperaturas comprendido entre 450° y 200°C , en los depósitos vetiformes seleccionados de W, Ag, Pb, Zn y Au.

Estos valores se ubican mayoritariamente, fuera de los campos de las aguas metamórficas y derivadas de magmas félsicos (Fig. 3). No obstante, al comparar los resultados con los obtenidos por Skirrow *et al.* (2000) en depósitos auríferos del sur de La Rioja, queda definida una tendencia de diferenciación isotópica aparente, que abarca desde el campo de los fluidos de origen ígneo hasta el de las aguas meteóricas evolucionadas.

La diferenciación isotópica hallada involucra un progresivo empobrecimiento del isótopo pesado, con valores de $\delta\text{D}_{\text{fluido}(\text{H}_2\text{O})}$ desde ~ -50 hasta ~ -140 ‰. Además, el fraccionamiento isotópico acompaña parcialmente la tendencia de evolución de fluidos greisenizantes reportada por Lira *et al.* (1996), derivada de la interacción entre los batolitos Achala y Las Chacras - Potrerillos y la corteza superior.

Sin embargo, los contenidos calculados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}(\text{H}_2\text{O})}$ entre $-5,3$ y $-13,3$ ‰ a partir de cuarzo y entre $-17,5$ y $-18,7$ ‰ a partir

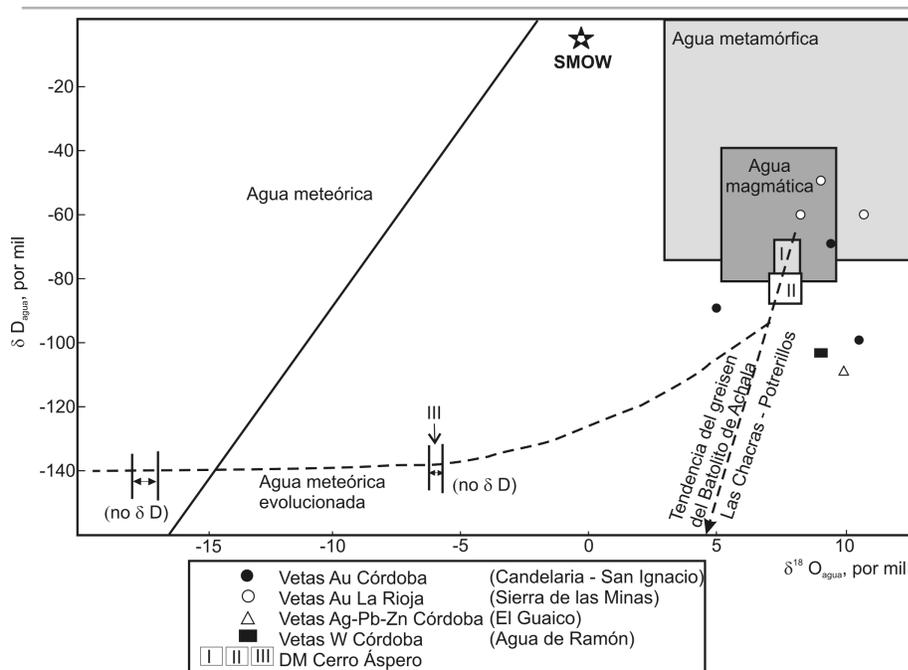


Figura 3: Diagrama de contenido isotópico relativo de hidrógeno y oxígeno (D vs. $\delta^{18}\text{O}$) de fluidos hidrotermales en mineralizaciones de Au, W y Ag, Pb, Zn del sur de las Sierras Pampeanas, estandarizados al valor del agua oceánica promedio - Vienna (VSMOW); modificado a partir de Skirrow *et al.* (2000). Con fines comparativos se incluyen los campos de fluidos magmáticos (Campbell y Larson 1998), metamórficos (Sheppard 1986) y meteóricos (Craig 1961), y la tendencia de evolución de fluidos greisenizantes derivados de los batolitos Achala y Las Chacras - Potrerillos, según Lira *et al.* (1996). I ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$: 7,3 a 8,2‰ $\delta\text{D}_{\text{fluido}}$: -82 a -69‰, 382°C en qz, ms), II ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$: 7,1 a 8,7‰ y D_{fluido} : -78 a -89‰, 414°C en qz, ms, wf) y III ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$: -6,3 a -5,9‰, 400°C en qz) señalan los campos composicionales de estadios mineralizantes del distrito Cerro Áspero discutidos en el texto y Cuadro 1.

de calcedonia, para los estadios finales de mineralización en los distritos Cerro Áspero (estadios III y IV) y El Guaico - La Argentina respectivamente, revelan la presencia de aguas meteóricas evolucionadas y una escasa a nula participación de aguas de filiación magmática durante la etapa tardía del sistema hidrotermal.

Debe tenerse en cuenta que si bien una pérdida progresiva de gases a partir de un magma félsico puede ser invocada para justificar una disminución de valores de deuterio como la hallada, el agua magmática indefectiblemente posee valores de $\delta^{18}\text{O}$ superiores a $+5$ ‰ (Kelly y Rye 1979), mientras que las aguas meteóricas pueden adquirir valores $\delta^{18}\text{O}$ también superiores a $+5$ ‰ a partir de intercambios con las rocas de caja (pe. con metapelitas, típicamente enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$). En razón de ello, mientras que un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}(\text{H}_2\text{O})} < +5$ ‰ permite señalar la presencia de agua meteórica, un contenido de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}(\text{H}_2\text{O})} > +5$ ‰ no resulta suficiente para probar la participa-

ción de un componente magmático, para la etapa tardía de evolución de los fluidos mineralizantes en la región.

Para este trabajo se efectuaron un total de 14 determinaciones isotópicas por $\delta^{34}\text{S}$, realizadas en el laboratorio Actlabs's de Canadá mediante la técnica TIMS (*thermal ionization mass spectrometry*) a partir de pirita, galena, esfalerita, molibdenita, calcopirita y bismutinita de los yacimientos investigados de San Luis y Córdoba (véase Fig. 4 y Cuadro 1). Los resultados se cotejaron con 14 mediciones de Skirrow *et al.* (2000), 9 de ellas provenientes de mineralizaciones de Au, W y Pb-Zn-Ag de San Luis y Córdoba y 5 de los distritos auríferos Callanas y Vallecito de las Sierras de las Minas, en el sur de La Rioja (Fig. 4 y Cuadro 1). La interpretación de los resultados indica que las composiciones obtenidas son relativamente homogéneas entre sí, con valores de $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre $+3,6$ y $+10$ ‰ (CDT). En particular los depósitos de Au poseen un valor promedio de $\delta^{34}\text{S}$ de $+8,57$ ‰ (8

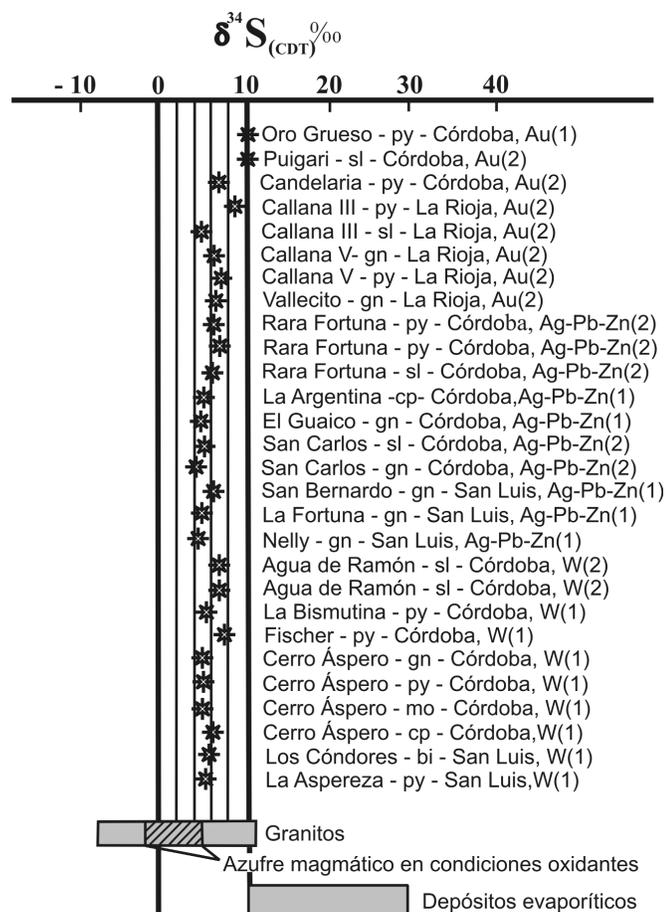


Figura 4: Diagrama de contenido isotópico relativo de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) de minerales metalíferos, estandarizado al valor del condrito de la troilita del Cañón del Diablo (CDT), en mineralizaciones de Au, Ag, Pb, Zn y W en el sur de las Sierras Pampeanas. Se incluyen los campos de granitos, azufre magmático en condiciones oxidantes (Campbell y Larson 1998) y depósitos evaporíticos (Claypool *et al.* 1980). (1). Este trabajo; (2). Datos de Skirrow *et al.* (2000). Valores analíticos y referencias de minerales en Cuadro 1.

dio entre + 10 y + 30 ‰ (Claypool *et al.* 1980), se interpreta que el enriquecimiento en $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}(12\text{S})}$ obedeció a la incorporación de ^{34}S por lixiviación de material metasedimentario de la corteza circundante, debido a mecanismos de termorreducción. No obstante, la composición $\delta^{34}\text{S}$ promedio de las tres asociaciones metalíferas investigadas, muestra desde los depósitos de Au hasta los de Ag, Pb, Zn, pasando por los de W, un enriquecimiento paulatino en ^{32}S , que indicaría una mayor participación de azufre reducido asociado con aguas juveniles, derivadas probablemente de cámaras magmáticas espacial y temporalmente vinculadas con los granitoides famatinianos tardíos.

Determinaciones por isótopos inestables: Para tratar de establecer la fuente de los metales se realizaron estudios isotópicos de Pb, mediante el análisis de las relaciones $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, en cinco muestras de galena, dos de pirita, dos de calcopirita y una de bismutinita, representativas de estadios tardíos portadores de oro, sulfuros y sulfosales de los diversos yacimientos, y una de pirita de la brecha hidráulica Fischer del distrito Cerro Áspero, representativa del estadio II hidrotermal juvenil. Los análisis fueron efectuados por el laboratorio Actlab's de Canadá mediante la técnica HRICP-MS (*high resolution inductively coupled plasma emission mass spectrometry*), y los resultados se indican en el cuadro 1 y figura 5. Las muestras se agrupan en una población con valores mayoritarios relacionados con la corteza superior y las curvas de evolución para la tierra en dos etapas de Stacey y Kramer (1975) y de materiales orogénicos de Zartman y Doe (1981). Reflejan un reservorio vinculado con corteza continental reciclada, con excepción de tres valores pertenecientes a las minas La Fortuna (F), La Aspreza (A) y brecha Fischer (FI) (Figs. 5a y b). Asimismo, los datos se ubican dentro de un rango de edad aparente compatible con edades Ar/Ar y K/Ar obtenidas por Sims *et al.* (1997), Ulacco (1997) y Mutti y González Chiozza (2005a) y observaciones geológicas presentadas en secciones previas de este trabajo.

Siete de las muestras analizadas (B, G, L, CA, N, B y O) se ubican próximas a la curva de evolución isotópica de materiales orogénicos, considerando el modelo plumbotectónico de Zartman y Doe (1981), véase

datos); mientras que los de W y Ag, Pb, Zn presentan una media de + 6,45 ‰ (10 datos) y + 5,32 ‰ (10 datos) respectivamente.

Los valores obtenidos se apartan ligeramente del rango establecido por Field y Fifarek (1985) para el azufre derivado de una fuente magmática, el cual comprende composiciones entre - 3 y + 3 ‰ (CDT). Dichos valores se desplazan hacia contenidos isotópicos que indican una fuente de condición relativamente oxidante o enriquecida en el isótopo más pesado. No obstante, si se consideran los contenidos de $\delta^{34}\text{S}$ en equilibrio con fluidos magmáticos oxidantes, estos valores estarían comprendidos entre - 2 y + 5 ‰ (CDT), de acuerdo con Campbell y Larsen (1988) (Fig. 4).

La composición isotópica $\delta^{34}\text{S}$ de un fluido depende de la proporción de las diferentes especies de azufre y magnitud del fraccionamiento de dichas especies con el H_2S (Ohmoto 1972). En tal sentido, los parámetros cuantitativos obtenidos mediante el estudio termodinámico de la mineralización de Cerro Áspero (Mutti y González Chio-

zza 2005b), y la presencia de pirrotina en Los Cóndores, Las Aguadas, San Bernardo y Agua de Ramón y arsenopirita en El Guaico - La Argentina y Candelaria - San Ignacio, señalan que la actividad de la especie $\text{H}_2\text{S}_{(\text{ac})}$ en solución fue mayor que la de $\text{SO}_4^{2-}_{(\text{ac})}$, al menos durante la etapa de deposición de óxidos y sulfuros hidrotermales. Por lo tanto, un simple origen por procesos hidrotermales de degasificación de un magma bajo condiciones oxidantes, no avala los valores de $\delta^{34}\text{S}$ hallados.

Las evidencias sugieren, por lo tanto, una fuente mixta para el azufre formador de los depósitos, donde el ^{34}S debió introducirse al sistema hidrotermal desde una fuente amagmática, más que por variación de las condiciones físico - químicas del fluido mineralizante por su interacción con la roca de caja (es decir, cambios en $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$, pH y temperatura).

Teniendo en cuenta que el protolito de las metasedimentitas de la comarca fue marino y el contenido en $\delta^{34}\text{S}$ en los depósitos evaporíticos osciló durante el Proterozoico tar-

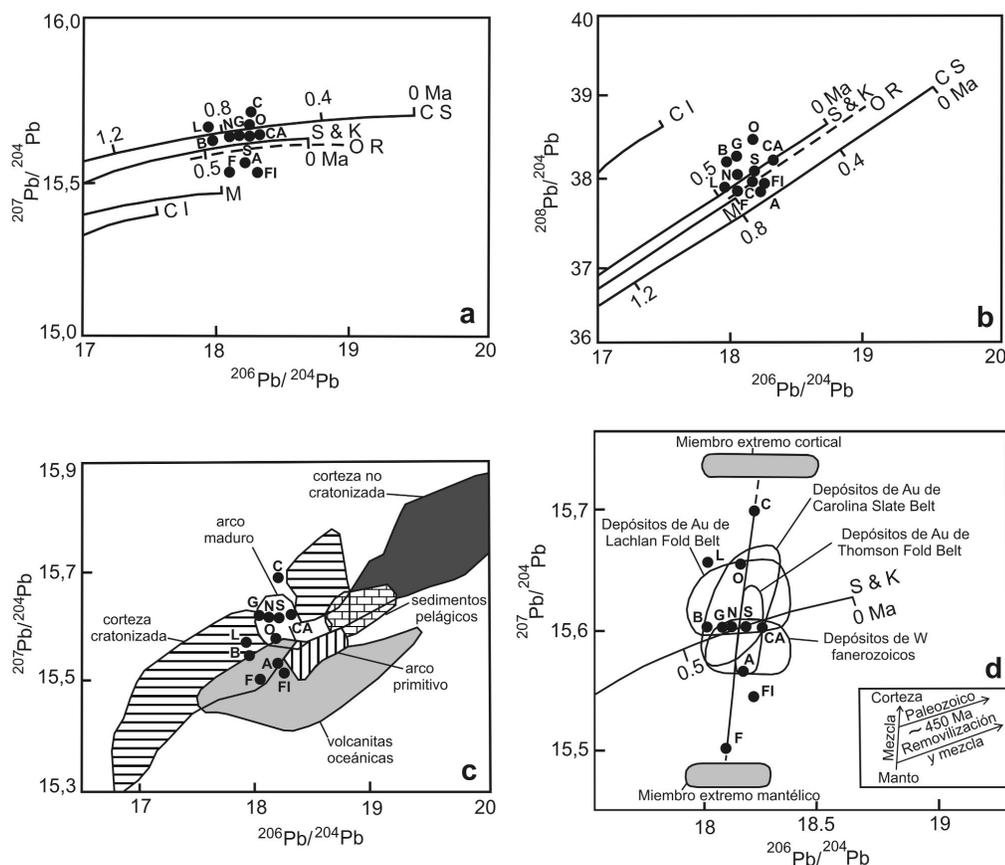


Figura 5: Diagramas de contenidos isotópicos relativos de plomo en galenas de los distritos El Guaiico - La Argentina (G), Cerro Áspero (CA), San Bernardo (S) y Las Aguadas, minas Nelly (N) y La Fortuna (F); en piritas de los distritos Candelaria, mina Oro Grueso (O), Cerro Aspero, brecha Fischer (FI) y La Bismutina (B); en calcopiritas de los distritos San Martín, mina La Aspreza (A) y El Guaiico - La Argentina (L) y en bismutinita del distrito Los Cóndores (C). Valores analíticos en Cuadro 1. a) y b) Líneas de evolución de la corteza superior (CS) e inferior (CI), manto (M) y materiales orogénicos (OR), según Zartman y Doe (1981), y de acuerdo con el modelo de dos etapas (S&K) de Stacey y Kramers (1975). Ma (millones de años). c) Comparativos para diversos ambientes tectónicos fanerozoicos, según Doe y Zartman (1979). d) Comparativos para diversos yacimientos fanerozoicos de cinturones auríferos y wolframíferos. Se indican tendencias evolutivas del fraccionamiento isotópico desde el manto hasta la corteza y en la corteza superior paleozoica. Modificado de Ayuso *et al.* (2005); véase explicación en el texto.

figura 5a. Esta subpoblación pertenece a los distritos San Bernardo, El Guaiico - La Argentina, Cerro Áspero (vetas periféricas), Las Aguadas (mina Nelly), La Bismutina y Candelaria (mina Oro Grueso), e involucra participación de plomo ordinario y, por lo tanto, de un reservorio relativamente homogenizado equiparable en contenidos con los de un ambiente de arco maduro o corteza cratonizada, de acuerdo con los campos de composición isotópica definidos por Doe y Zartman (1979), véase figura 5c. No obstante, al interpretar los datos de las minas La Fortuna del distrito Las Aguadas (F), brecha Fischer (FI) del distrito Cerro Áspero, La Aspreza (A) del distrito San Martín y Los Cóndores (C), se aprecia un carácter anómalo para el plomo, que determina una relativa inhomogeneización isotópica inter - depósitos (Fig. 5c). La galena de la mina La Fortuna posee el menor contenido hallado de Pb radiogénico, con respecto a la población media de datos, y la bismutinita de la mina Los Cóndores el valor máximo de Pb radiogénico, entre los valores investigados de la región. La variación de

composiciones establecida, asumiendo un error analítico inferior a 0,09%, puede ser expresada a través de una recta de pendiente positiva, que conecta los valores hallados con los miembros extremos de evolución isotópica calculados por Zartman y Doe (1981) para el manto y la corteza superior (Fig. 5d). El modelo de evolución de Zartman y Doe (1981) asume la homogeneización isotópica de la corteza continental, luego de eventos sucesivos (pe., subducción, sedimentación, volcanismo, plutonismo, metamorfismo, levantamiento de bloques y erosión, entre otros). En consecuencia, esta curva de crecimiento orogénica indica una fuente uniforme de uranio/plomo y torio/plomo, más que el contenido isotópico individual de cada tipo de reservorio involucrado (manto, corteza superior y corteza inferior). A partir de lo expuesto, se interpreta que si bien la mayor parte de los yacimientos reflejan un aporte mayoritario de Pb radiogénico lixiviado desde la corteza continental homogeneizada circundante (pe. de las meta-sedimentitas), los valores isotópicos de ²⁰⁷Pb

/²⁰⁴Pb menores a 15,56, definidos en los yacimientos La Fortuna, Brecha Fischer y La Aspreza, indican un carácter mixto en su fuente, o sea con participación de Pb mantélico y de corteza continental reciclada. En particular, se interpreta que el ²⁰⁴Pb de La Fortuna podría derivar de la tonalita Rodeo Viejo por lixiviación hidrotermal, en cuyo caso este granitoide involucraría un componente mantélico en su origen. No obstante, debido a las edades de 466 Ma del cuerpo Rodeo Viejo y 292 Ma de la mineralización del distrito, se puede considerar también como fuente de aporte, un hidrotermalismo de carácter juvenil vinculado al emplazamiento de los granitoides postorogénicos intra - distritales entre los 330 y 299 Ma (ej. Los Alanices y El Hornito), véase cuadro 1. Sin embargo, la baja salinidad detectada por Montenegro *et al.* (1999) en el fluido mineralizante de La Fortuna, entre 0 y 4 % ClNa_{eq}, pone en duda esta interpretación. El Pb mantélico de la Brecha Fischer del distrito Cerro Áspero, se relaciona con aporte desde una fuente juvenil derivada del magmatismo granítico de

Cerro Áspero o de la lixiviación de ortoamfibolitas de la Formación La Aguada. En el caso de La Aspereza, podría considerarse en la fuente la participación del batolito de Las Chacras - Potrerillos, próximo al depósito.

CORRELACIÓN YACIMIENTOLOGICA

Las investigaciones yacimientológicas con control radimétrico de los últimos 20 años, muestran que diversos tipos de depósitos minerales a escala mundial tienen una agrupación temporal distintiva relacionada con períodos específicos de evolución de la tierra asociados a crecimiento de la corteza, ciclos orogénicos y plumas del manto (véase Groves *et al.* 2005).

Durante el Fanerozoico, la corteza continental creció en episodios con picos de actividad a los c.a 480, 250 y 100 Ma (Condie 2001). Los dos primeros episodios guardan una relación temporal directa con sistemas hidrotermales de escala cortical y emplazamiento de mineralizaciones polimetálicas en cinturones metamórficos de las regiones de *Lachlan Fold Belt*, Australia (~460 Ma), Kazajistán (~450 Ma), *Thomson - Hodgkinson Fold Belt*, Australia (~400 Ma), Meguma - Apalaches, Canadá - Estados Unidos de América (~360 Ma), variscico europeo (~350 Ma), Baikal, (~300 Ma), Montes Urales, Rusia (~270 Ma) y Asia Central (~250 Ma). Entre ellas puede incluirse la mineralización desarrollada en las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba y San Luis y la de las sierras de las Minas en el sur de La Rioja (~360 Ma).

Estos episodios se correlacionan con la estructuración y rápido crecimiento de Pangea, y en particular, con eventos auríferos plasmados en provincias mineras conocidas por su potencial wolframífero (Sillitoe 1991 y Lang y Baker 2001), y asignados tanto a modelos yacimientológicos de oro relacionado con intrusiones (Sillitoe y Thompson 1998 y Lang y Baker 2001) como de oro orogénico en cinturones metamórficos (Groves *et al.* 2000). Los depósitos investigados de San Luis y Córdoba poseen numerosos rasgos en común con los citados modelos yacimientológicos (Cuadro 1), entre ellos:

- 1) relación del evento mineralizante multipisódico entre los 385 y 292 Ma, con zonas de cizalla secundarias de dirección variable entre ~ E - O y NO, atribuidas a un campo transpresivo contemporáneo y/o póstumo al emplazamiento de los intrusivos graníticos en la región; 2) su localización en una provincia geoquímica conocida por su potencial wolframífero, con metales base en cantidades subordinadas, y una asociación característica de W, Bi, Te, Mo, Sn, Cu, Zn, Ag, Pb, Sb, As y Au; 3) mineralización alojada en vetas, venas y venillas laminadas, bandeadas y masivas, diseminaciones y brechas subordinadas, con un pronunciado control estructural de reología frágil a frágil-dúctil; 4) la historia mineralizante comprende un episodio inicial, con precipitación de cuarzo blanco macizo \pm mica blanca, y uno tardío y recurrente con cuarzo gris a incoloro \pm mica blanca \pm oro, junto con los mayores volúmenes de sulfuros \pm sulfosales de metales base registrados en la comarca. Los episodios se relacionan con variaciones locales en la presión del fluido y formación de microestructuras de disolución por presión y recristalización (*crack seal*); 5) vinculación espacial y temporal con granitoides porfíricos alcalinos a calcoalcalinos, de alto-K, peraluminosos y metaluminosos, del tipo reducido de alta fO_2 y oxidado de baja fO_2 , formados a partir de episodios múltiples de emplazamiento del magma en sitios locales transpresivos y con desarrollo circular en planta y dimensiones batolíticas; 6) composición carbónica de moderada a baja salinidad para los fluidos hidrotermales mineralizantes, con temperaturas y presiones de depositación comprendidas entre 469° y 130° C y entre 2,5 y 0,5 kbars respectivamente; 7) las celdas hidrotermales trabajaron con una composición isotópica de δD y $\delta^{18}O$ indicativa de participación mayoritaria de aguas meteóricas evolucionadas, con influencia localizada de aguas juveniles en los yacimientos de W de Cerro Áspero y de Pb, Ag, Zn de Las Aguadas; dichas celdas movilizaron Pb desde la corteza continental juvenil homogeneizada y S no magmático predominante y magmático subordinado. Mineralizaciones de este tipo, asignadas al Ordovícico-Carbonífero inferior, están representadas de acuerdo con Groves *et al.*

(2000 y 2005), Skirrow *et al.* (2000), Haerberlin *et al.* (2002) y Mutti *et al.* (2005), en distritos auríferos de Bolivia, Perú y, en la Argentina, en La Rinconada (Jujuy), sierra de Culampajá (Catamarca) y Sierra de las Minas-Ulapes y Chepes (Rioja). Estas mineralizaciones integran en América del Sur un cinturón metamórfico aurífero con actual posición submeridiana y se continúan a través del oriente australiano en el orógeno tasmano (véase Haerberlin *et al.* 2002).

Con fines comparativos se investigó la caracterización isotópica en otros distritos mineros equivalentes. De acuerdo con los datos disponibles, la mayor parte de las composiciones isotópicas de Pb presentadas en este trabajo se ubican dentro de los campos de composición de piritas de venas del cinturón aurífero - polimetálico *Lachlan Fold Belt*, Australia (Bierlein y McNaughton 1998), galenas del cinturón aurífero-polimetálico *Carolina Slate*, Estados Unidos de América (Ayuso *et al.* 2005), galenas de venas devónicas del cinturón aurífero *Thomson Fold Belt*, Australia (Carr *et al.* 1995) y wolframitas fanerozoicas (Chiaradia *et al.* 2003), véase figura 5d. La fuente del elemento metálico en estas regiones fue interpretada como mixta y relacionada principalmente con la corteza continental fanerozoica homogeneizada y un flujo mantélico subordinado, durante la estructuración marginal del supercontinente Gondwana (Fig. 5d). Este último episodio es además vinculado por Groves *et al.* (2005), con plumas de manto, cambios en el ángulo de convergencia de la placa que se subducta y transferencia y removilización de metales durante el crecimiento de la corteza juvenil fanerozoica.

MODELO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS

El conjunto de depósitos examinados en las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba, se desarrolló vinculado con procesos deformacionales transpresivos locales en el promargen Andino de Gondwana. Su ambiente de emplazamiento involucró una historia compleja que abarca una evolución continua desde un orógeno acrecional (interacción de placas oceánica - continental

durante el neoproterozoico, inicio del pampeano) hasta colisional (interacción de placas continentales durante el pampeano y famatiniano, entre el neoproterozoico y los ~509 Ma y los ~509 y 320 Ma respectivamente), con incorporación al margen continental gondwánico de sedimentos marinos hidratados (grauvacas y pelitas) y rocas volcánicas del tipo MORB - N a MORB - E. La etapa postpampeana, relacionada con la anexión del terreno alóctono grenvilliano al margen occidental de Gondwana a los ~465 Ma y Chileña a los ~380 Ma, configuró en el eje del orógeno famatiniano y su margen oriental, un ambiente propicio para el emplazamiento de granitoides tardiectónicos o tardiorogénicos (Sato *et al.* 2003), como los de Las Chacras - Potrerillos, Rodeo Viejo, Renca, Cerro Áspero y Achala, a través de las mismas zonas de cizalla dúctil de dirección ~ N-S (Fig. 1b), que habrían yuxtapuesto y exhumado fajas de rocas metamórficas. La cinemática simultánea al emplazamiento de los granitos dejó su impronta en la fábrica magnética, como fuera registrado en los batolitos de Las Chacras - Potrerillos (Siegesmund *et al.* 2003) y Renca (López de Lucchi *et al.* 2002)

Las mayores zonas de cizalla dúctil, con una reconocida componente de transcurrancia subhorizontal subordinada (Sims *et al.* 1997, Rossello *et al.* 1999; López de Lucchi *et al.* 2002), son según un orden de generación secuencial tentativo: Tres Árboles, La Arenilla y Río Guzmán, con edades de formación entre los 453 y 369 Ma, 414 y 365 Ma y 375 y 351 Ma respectivamente (Sato *et al.* 2003, Simpson *et al.* 2003 y Whitmeyer y Simpson 2003). En particular, la cizalla Tres Árboles constituyó a partir del Ordovícico (o Cambro - Ordovícico) un límite tectónico de primer orden debido al transporte tectónico inverso hacia el oeste del basamento pampeano de Córdoba sobre las metamorfitas famatinianas de San Luis (Otamendi *et al.* 1996, Whitmeyer y Simpson 2003). Este límite controló entre los 404 y 368 Ma el emplazamiento de los batolitos graníticos Achala y Cerro Áspero (Camacho e Ireland 1997), que se adecuan en su estructuración con sitios transtensivos subordinados y controlados por un movimiento sinistral de la megatranscurrancia ~N-S Tres Árboles y la reactivación sinistral de

lineamientos NO a NNO de presumible edad pampeana, según lo postulado por Pinotti *et al.* (2002) y Mutti y González Chiozza (2005a) (Figs. 1c, d y e).

El modelo de emplazamiento propuesto para los batolitos Achala y Cerro Áspero, vinculado con un ambiente extensional en un régimen transpresivo, fue también aplicado por Siegesmund *et al.* (2003) para el batolito Las Chacras-Potrerillos, cuyo inicio de cristalización y emplazamiento está comprendido entre los 381 y 351 Ma (Figs. 1d, e y f). De acuerdo con Sato *et al.* (2003) estos granitoides de composiciones de alto - K y formas circulares sugieren su relación con un ambiente de corteza engrosada y en transición a anorogénico. Sin embargo, Siegesmund *et al.* (2003) postulan para el batolito Las Chacras-Potrerillos un origen sincinemático con un episodio de deformación, que atribuyen a la anexión de Chileña al margen occidental de Gondwana durante la orogenia achaliana. La actividad tectónica de la megacizalla Tres Árboles prosiguió al menos hasta los 300 Ma, época en la que de acuerdo con Gómez (2003) se emplazó el granitoide Serrezuela al norte de la sierra Grande de Córdoba (Fig. 1f).

Los movimientos de cizalla subordinados planteados a partir de la reactivación de la megaestructura Tres Árboles a los ~404 Ma y al menos hasta los ~300 Ma, sugieren de acuerdo con los modelos cinemáticos en zonas de cizalla (Sibson 1975), la influencia de un vector de esfuerzo principal máximo σ_1 dispuesto en el cuadrante NO, el cual propició anisotropías secundarias en el macizo rocoso con direcciones comprendidas entre ~E-O y NO (con una media estadística de 288°, véase Fig. 1f), y el alzamiento progresivo en bloques de la región al disminuir el campo transpresivo regional.

Las anisotropías secundarias constituyeron núcleos mineralizados entre los 385 y ~292 Ma y se extendieron en metamorfitas y, subordinadamente, en granitos tardío a post-famatinianos, desde la zona de cizalla Tres Árboles hacia el oriente y occidente. Los intrusivos desempeñaron un rol activo como agentes térmicos, promoviendo el flujo y canalización de soluciones hidrotermales por las anisotropías preexistentes, durante episodios discretos de reactivación tectónica, las cuales lixiviaron elementos formado-

res de mena desde el basamento.

El ambiente de deformación frágil-dúctil a frágil, con cizallamiento e intrusiones graníticas, fue apropiado para desarrollar un sistema cerrado de circulación de fluidos con temperaturas mesotermales predominantes, pH neutros a débilmente ácidos y relativamente oxidantes, e involucró la disolución de minerales preectónicos, con neoformación de minerales sintectónicos a tardiectónicos en grietas de comportamiento dilatante o de subpresión de fluido.

Los estudios de $\delta^{34}\text{S}$ indican que los granitoides suministraron azufre a depósitos de W proximales, a diferencia de lo hallado en los de Au ubicados en cizallas distales; mientras que en depósitos de Ag-Pb-Zn el origen de este elemento es mixto. Al respecto, los datos isotópicos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, sustentan como fuente principal de proveniencia de los metales formadores de mena, a la corteza superior homogeneizada y cratonizada o a un arco maduro, con excepción de las minas de Ag-Pb-Zn La Fortuna y de W La Aspereza y brecha Fischer, donde se distingue un componente isotópico derivado del manto. Puede señalarse que el magmatismo granítico y deformación devónicos constituyen elementos guías o metalotectos de aplicación a la prospección de depósitos de Au, W y Ag-Pb-Zn en el sur de las Sierras Pampeanas. Pero, los datos aportados hasta el presente, indican que las mayores leyes de Au se restringen a sitios donde predominan el aporte isotópico crustal ($\delta^{34}\text{S}$ y Pb) y los procesos de sobrepresurización de fluidos vinculados con deformación e inmiscibilidad en dos fases, una rica en H_2O y otra en CO_2 .

AGRADECIMIENTOS

El financiamiento otorgado por la Universidad de Buenos Aires permitió ejecutar este trabajo en el marco del proyecto de investigación UBACyT X138. Los autores desean expresar su reconocimiento a los árbitros por las correcciones y sugerencias aportadas. Se agradece a los Dres. J. Ulacco y S. González Chiozza, Lic. V. Vázquez y Sr. O. Caccaglio por su colaboración en tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-764, Caracas.
- Almeida F. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 1(1): 13-21.
- Astini, R., Benedetto, J. y Vaccari, N. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane, a geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin* 107: 253-273.
- Ayuso, R., Wooden, N., Foley, R., Seal, L. y Sinha, A. 2005. U-Pb zircon ages and Pb isotope geochemistry of gold deposits in the Carolina Slate Belt of South Carolina. *Economic Geology* 100: 225-252.
- Baldo, E., Saavedra, J., Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C. y Galindo C. 1999. Síntesis geocronológica de la evolución paleozoica inferior del borde sur occidental de Gondwana en las Sierras Pampeanas. *Acta Geológica Hispana* 32(1-2): 17-28.
- Bierlein, F. y Crowe, D. 2000. Phanerozoic orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 103-139.
- Bierlein, F. y Mc Naughton, N. 1998. Pb isotope fingerprinting of mesothermal gold deposits from central Victoria, Australia: implications for ore genesis. *Mineralium Deposita* 33: 633-638.
- Camacho, A. e Ireland, T. 1997. U-Pb geochronology, final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, SEGEMAR (inédito), Buenos Aires.
- Campbell, A. y Larson, P. 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. En Richards, J. y Larson, P. (eds.) *Techniques in hydrothermal ore deposits geology*, *Reviews in Economic Geology* 10: 173-193.
- Candiani, J. C. y Sureda, R. 1999. Distrito polimetálico El Guaico, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 661-670, Buenos Aires.
- Candiani, J.C., Carignano, C., Stuart-Smith, P., Lyons, P., Miró, R., López, H., Skirrow, R., Prieri, A., Gaido, F. y Martos, D. 2001. Hoja Geológica 3166-II Cruz del Eje, provincias de Córdoba, La Rioja y Catamarca. IGRM-SEGEMAR, Boletín 249, 85 p., Buenos Aires.
- Carr, G., Dean, J., Suppel, D. y Morrison, P. 1995. Precise lead isotope fingerprinting of hydrothermal activity associated with Ordovician to carboniferous metallogenic events in the Lachlan Fold Belt of New South Wales. *Economic Geology* 90: 1567-1505.
- Chiaradia, M. 2003. The evolution of tungsten sources in crustal mineralization from Archean to Tertiary inferred from lead isotopes. *Economic Geology* 98: 1039-1046.
- Claypool, G., Holser, W., Kaplan, I., Sakai, H. y Zak, I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology* 28: 199-260.
- Condie, K. 2001. *Mantle plumes and their record in Earth history*. Cambridge University Press, 305 p., Cambridge.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133: 1702-1703.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C. 1999. El basamento pre-Gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 29: 107-112, Buenos Aires.
- Doe, B. y Zartman, R. 1979. *Plumbotectonics, The Phanerozoic*. En Barnes, H. (ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley and Sons, 22-70, New York.
- Dorais, M., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D. 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholit, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 31-46.
- Etcheverry, R. 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis). Un depósito tipo: Filón de cuarzo con scheelita. En Brodtkorb M. (ed.) *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba*, Argentina, Instituto de Recursos minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 1: 27-48, La Plata.
- Etcheverry, R. y Brodtkorb, M. 1999. Yacimientos de wolframio vetiformes de San Luis. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 591-600, Buenos Aires.
- Fernández, R. 1989. *Geología y metalogénesis del distrito La Bismutina, Sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito) 325 p.
- Field, C. y Fifiarek, R. 1985. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. En Berger, B. y Benthke, P. (eds.) *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology* 2: 99-128.
- Geuna, S.E., Escosteguy, L.D. y Miró, R. 2005. Palaeomagnetism of the Devonian Achala Batholith, Córdoba, Argentina. En Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (eds.) *Gondwana 12: Geological and biological heritage of Gondwana*, Academia Nacional de Ciencias, Abstracts: 170, Córdoba
- Goldfarb, R., Groves, D. y Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18: 1-75.
- Gómez, G. 2003. El plutón de Serrezuela: Evento magmático del Carbonífero en el sector norte de la sierra de Pocho, Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 283-297.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 16(3): 81-110.
- González Chiozza, S. 2004. *Geología y metalogénesis del distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), 205 p.
- González, M. y Mas, G. 2000. Termometría y texturas en mina La Bragada, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1-2): 31-43.
- Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. y Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits. *Ore Geology Reviews* 13: 7-27.
- Groves, D., Goldfarb, R., Knox-Robinson, C., Ojala, J., Gardoll, S., Yung, G. y Holyland, P. 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based

- exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia. *Ore Geology Reviews* 17: 1-38.
- Groves, D., Condie, K., Goldfarb, R., Hronsky, J. y Vielreicher, R. 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. 100th Anniversary Special Paper, *Economic Geology* 100: 203-224.
- Haeberlin, Y., Moritz, R. y Fontboté, L. 2002. Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. *Ore Geology Reviews* 22: 41-59.
- Herrmann, C. 2002. Estudio geológico del distrito wolframífero Ambul, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 250 p., Buenos Aires.
- Kelly, W. y Rye, R., 1979. Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology* 74: 1721-1819.
- Lang, J. y Baker, T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36: 477-489.
- Linares, E., Haller, M. y Osters, H. 2002. Los ciclos magmáticos de la República Argentina: revisión sobre la base de las edades radiométricas al año 2000. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 36-46, Calafate.
- Lira, R., Ripley, E. y Españón, A. 1996. Meteoric water induced selvage-style greisen alteration in the Achala Batholith, central Argentina. *Chemical Geology* 133: 261-277.
- López de Luchi, M., Rapalini, A., Rossello, E. y Geuna, S., 2002. Rock and magnetic fabric of the Renca Batholith (Sierra de San Luis, Argentina). Constraints on its emplacement. En *Magmatic processes: a special issue in honor of R.H. Vernon*. Wiebe, R.A. (ed.) *Lithos* 61 (3/4), 161-186, London.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Siegesmund, S. y Steenken, A. 2004. Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in central Argentina. En Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C. y Jackson, M. (eds.) *Magnetic fabric: methods and applications*. The Geological Society, Special Publications 238: 447-474, London.
- Lyons, P., Skirrow, R. y Stuart Smith, P. 1997. Report on geology and metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba, 1: 250.000 map sheet, Province of Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project. SEGEMAR (inédito) 132 p., Buenos Aires.
- Montenegro, T., Malvicini, L., y Ulacco, J. 1999. Estudio de inclusiones fluidas y caracterización de los depósitos de Pb-Zn de Las Aguadas, Sierra de San Luis. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 358-361.
- Mutti, D. y González Chiozza, S. 2005a. Evolución petrotectónica del distrito minero Cerro Áspero y modelo de emplazamiento de los depósitos wolframíferos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 104-121.
- Mutti, D. y González Chiozza, S. 2005b. Consideraciones metalogenéticas acerca del distrito wolframífero Cerro Áspero, Córdoba, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 705-706, La Plata.
- Mutti, D., Tourn, S., Caccaglio, O., Herrmann, C., Geuna, S., Di Marco, A. y González Chiozza, S. 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero, Argentina: Ciclos famatiniano, gondwánico y ándico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 467-485.
- Northrup, C., Simpson, C. y Gromet, L. 1998. Early Paleozoic history of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Development of a Cambrian arc and accretionary prism along the margin of Gondwana. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 400-403.
- Ohmoto, H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 67: 551-578.
- Orozco, B. y Ortiz Suárez, A. 2005. Los lamprófros de la Sierra de San Luis. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 585-590, La Plata.
- Ortiz Suárez, A. 1996. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(4): 321-330.
- Otamendi, J., Nullo, F., Fagiano, M. y Aragón, E. 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comehingones. Córdoba - San Luis: algunas implicancias tectónicas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249-266, Buenos Aires.
- Pankhurst, R. y Rapela, C. 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: An introduction. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The proto-Andean Margin of Gondwana*. The Geological Society, Special Publications 142: 1-9, London.
- Patiño, M.G. de y Patiño Douce, A.E. 1987. Petrología y petrogénesis del batolito de Achala, provincia de Córdoba, a la luz de la evidencia de campo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 201-205.
- Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stopping at shallow crustal levels, Cerro Áspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251-265.
- Pinotti, L., D'Eramo, F., Vegas, N., Tubia, J.M. y Coniglio, J. 2004. Mineralogía magnética de granitoides de las Sierras de Córdoba. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 379-384.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. 1º Jornadas de Trabajo de las Sierras Pampeanas, Abstracts: 1, San Luis.
- Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A. 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1167-1171, Concepción.
- Ramos, G., Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A. 1996. Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 607-617, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy* 6(32): 24-29, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999a. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 715-759, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999b. Las provincias geológicas argentinas. En Caminos, R., (Ed.): *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999c. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190, Ottawa.
- Ramsay, J. y Huber, M. 1983. *The techniques of modern structural geology. 1: Strain analysis*. Academic Press, 307 p., London.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra,

- J. 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the Southern Andes. En Kay, S.M. y Rapela, C.W. (eds.) Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) The proto-Andean margin of Gondwana. The Geological Society, Special Publications, 142: 181-217, London.
- Rapela, C., Coira, B., Toselli, A. y Llambías, E. 1999. Sistema Famatiniano de las Sierras Pampeanas y magmatismo Eopaleozoico de las Sierras Pampeanas, de la Cordillera Oriental y Puna. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29: 145-158, Buenos Aires.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 12, 644 p.
- Rossello, E., López de Luchi, M., Massabie, A. y Le Corre, C. 1999. The Bajo de Velis-San Felipe-Yulito megafault (San Luis, Argentina): Andean reactivation of a recurrent crust discontinuity. 4^o International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings: 626-629, Göttingen.
- Sato, A., González, P. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(4): 487-504.
- Sheppard, S. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. En Valley, J., Taylor Jr., H. y O'Neill, J. (eds.) Stable isotopes in high temperature geological processes, Mineralogy Society of America, Reviews in Mineralogy 16: 165-184.
- Sibson, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society 133: 191-213, London.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M., Wemmer, K., Hoffmann, A. y Mosch, S. 2003. The Las Chacras-Potrerillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidences, emplacement and timing of the intrusion. International Journal of Earth Sciences 93: 23-43.
- Sillitoe, R. 1991. Intrusion-related gold deposits. En Foster, R. (ed.) Gold metallogeny and exploration, Blackie and Son Ltd., 165-209, Glasgow.
- Sillitoe, R. y Thompson, J. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: Types, tectono-magmatic settings, and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. Resources Geology 48: 237-250.
- Simpson, C., Law, R., Gromet, L., Miró, R. y Northrup, C. 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15: 749-764.
- Sims, J., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Lyons, P. 1997. Geology and Metallogeny of the sierras de San Luis y Comechingones (provincias de San Luis y Córdoba), 1: 250.000, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 28: 148 p., Buenos Aires.
- Skirrow, R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Sims, J., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 2000. Metallogeny of southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. Ore Geology Reviews 17: 39-81.
- Stacey, J. y Kramers, J. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. Earth and Planetary Science Letters 26: 207-222.
- Thompson, J., Sillitoe, R., Baker, T., Lang, J. y Mortensen, J. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Mineralium Deposita 34: 323-334.
- Tourn, S. 1995. Informe de datación radimétrica K/Ar N° 3518. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (inédito) 2 p., Buenos Aires.
- Tourn, S. 2000. Estudio geológico del distrito wolframífero Agua de Ramón, departamento Minas, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 337 p., Buenos Aires.
- Ulacco, H. 1997. Metalogénesis de las vetas de Plomo-Cinc del distrito Las Aguadas, provincia de San Luis. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis (inédito) 313 p., Buenos Aires.
- Whitmeyer, S. y Simpson, C. 2003. High strain-rate deformation fabrics characterize a kilometers-thick Paleozoic fault zone in the Eastern Sierras Pampeanas, central Argentina. Journal of Structural Geology 25: 909-922.
- Zappettini, E. (ed.) 1999. Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35, 2172 p., Buenos Aires.
- Zartman, R. y Doe, B. 1981. Plumbotectonics - the model. Tectonophysics 75: 135-162.

Recibido: 23 denoviembre, 2005

Aceptado: 2 de octubre, 2006