

Evolución metalogénica de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero: Ciclos famatiniano, gondwánico y ándico

Diana MUTTI, Selvia TOURN, Osvaldo CACCAGLIO, Carlos HERRMANN, Silvana GEUNA, Alejandro DIMARCO y Sebastián GONZÁLEZ CHIOZZA.

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

RESUMEN. Se propone la evolución metalogénica de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero en cinco estadios, de los cuales los dos primeros se expusieron en un trabajo anterior. El estadio metalogénico 3, que corresponde al segundo ciclo orogénico del Pampeano-Famatiniano, se caracterizó por la migración de fluidos hidrotermales y la generación y reactivación de estructuras. Durante el mismo sucedieron transformaciones en depósitos de Cr (Fe-Ti), Cu (Au-Ag), Pb-Zn (Ag-Cu-Au), Fe y Cu-Fe (Zn-Au-Ag-Co), y se originaron pegmatitas portadoras de Be-Nb-Ta-W-P-U-ETR, depósitos biextendidos de W-Bi (Mo-Cu-Sn-Zn-Au-B-F-Te) y de U asociados a granitoides, depósitos metasomáticos de Fe-Cu (Ti-Au) y vetas de Au (Cu-Zn-Pb-As) y polimetálicas de Ag-Pb-Zn (V-Sn-Mn-Cd-Au-Cu-As-Bi-Sb-Co). Para este estadio se establece una correlación con depósitos en cinturones orogénicos. El estadio metalogénico 4, correspondiente al ciclo extensional gondwánico y vinculado con la apertura del rifting Atlántico, formó depósitos de Mn (Fe-F-Ba) en vetas y de F (Fe-Mn) en vetas asociados con granitos. El estadio metalogénico 5 se desarrolló durante el ciclo compresional Ándico y generó manifestaciones de Au epitermal y depósitos y manifestaciones de U-V (Mn-Fe) en sedimentitas. Los sucesivos estadios de depositación y movilización de elementos metálicos definieron fajas mineralizadas que otorgan a este sector de las Sierras Pampeanas un carácter de dominio especializado en Cr, W, Fe, Cu, Zn, Pb, Ti, Au, Bi, Be, Li, U, Mn, F y B y subordinado en Sn, Mo, ETR, Ta, Nb, V, Cd, Ag, Sb, Co, P, As, S, Te, Se y Ba.

Palabras claves: *Metalogénesis, Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero, Fajas mineralizadas, Correlación yacimientológica famatiniana, gondwánica y ándica.*

ABSTRACT. *Metallogenic evolution of the Sierras Pampeanas of Córdoba and south of Santiago del Estero: Famatinian, Gondwanic and Andean cycles.* Five metallogenic stages are proposed for the metallogenic evolution of the Sierra Pampeanas of Córdoba and south of Santiago del Estero, having already been exposed the first two previous work. Metallogenic stage 3, corresponding to the second orogenic cycle of the Pampean-Famatinian compressive cycle, was characterized by hydrothermal fluid migration and the generation and reactivation of the main structures. At the same time, transformations occurred in deposits of Cr (Fe-Ti), Cu (Au-Ag), Pb-Zn (Ag-Cu-Au), Fe and Cu-Fe (Zn-Au-Ag-Co), and Be-Nb-Ta-W-P-U-ETR-rich pegmatites originated, together with biextended deposits of W-Bi (Mo-Cu-Sn-Zn-Au-B-F-Te), of U in association with granitoids, metasomatic deposits of Fe-Cu (Ti-Au), and Au (Cu-Zn-Pb-As) rich veins and Ag-Pb-Zn (V-Sn-Mn-Cd-Au-Cu-As-Bi-Sb-Co) rich veins. These deposits are correlated with those of orogenic belts. In the course of metallogenic stage 4, corresponding to the Gondwanic extensional cycle and related to the early opening of the Atlantic rift, Mn (Fe-F-Ba)-rich veins, and F (Fe-Mn)-rich veins were formed in association with granitoids. Metallogenic stage 5 developed during the Andean compressive cycle, generating epithermal Au occurrences, and deposits and occurrences of U-V (Mn-Fe) in sedimentary rocks. The successive stages of deposition and mobilization of metallic elements determined mineralized belts in this part of Sierras Pampeanas giving birth to a specialized domain in Cr, W, Fe, Cu, Zn, Pb, Ti, Au, Bi, Be, Li, U, Mn, F and B, with Sn, Mo, ETR, Ta, Nb, V, Cd, Ag, Sb, Co, P, As, S, Te, Se and Ba subordinated.

Key words: *Metallogenesis, Sierras Pampeanas, Córdoba, Santiago del Estero, mineralized belts, famatinian, Gondwanic, Andean, ore deposit.*

Introducción

En la revisión de la evolución metalogénica de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero (Mutti *et al.* 2005), se expuso una síntesis geológica regional, el criterio adoptado de subdivisión en ciclos y estadios metalogénicos y el análisis de la evolución prepampeana y pampeana. Se destacó la participación de una corteza proto-oceánica prepampeana especializada en W, Fe, Mn, Cu, B, Au,

Zn, Pb, Cr y Ti (Ag, Co, F) y durante el ciclo pampeano un primer aporte de Be, Li, U, ETR. Al finalizar el ciclo prepampeano sucedieron removilizaciones según mecanismos de transferencia externa en el marco del metamorfismo progradante (durante el ciclo pampeano) y retrogradante (durante el ciclo famatiniano), donde la deformación por acortamiento y desplazamiento horizontal jugó un rol crítico, junto con la acción movilizadora de fluidos hidrotermales derivados de múltiples intrusiones ígneas mesosilícicas a ácidas. Durante la

expansión gondwánica del océano Atlántico las anomalías térmicas propiciaron la formación de celdas convectivas y un nuevo ciclo de removilización hidrotermal.

Evolución metalogenética

Ciclo compresional pampeano -famatiniiano

Ciclo famatiniano

En las sierras de Córdoba y sur de Santiago del Estero, al igual que en el resto de las Sierras Pampeanas, a la deformación del ciclo pampeano se superpone la del ciclo famatiniano (Rapela *et al.* 1998), cuya expresión estructural más significativa metalogenéticamente, son las fajas de cizalla de rumbo ~ N, como las de Guacha Corral, Guamanes y Los Túneles (Martino 2003, Simpson *et al.* 2003) y, subordinadamente, la reactivación de las megaestructuras de Guasapampa, Ambul - Mussi, Soconcho, Cruz del Eje - La Granja, Deán Funes, Altautina - Cerro Pelado y Lutti - Cerro San Lorenzo, entre otras (Fig. 1).

La deformación D₃ (famatiniiana) está expuesta en el centro - oeste de la sierra de Córdoba y controló durante el ciclo andino la orientación principal del sistema serrano. Las cizallas, con estructuras planares S₄ de orientación estadística N a NNO y N a NNE, marcan un episodio compresional acortamiento tectónico por aplastamiento y vergencia occidental (Baldo *et al.* 1999), configurando extensas fajas de rocas miloníticas posteriores a la implantación de un arco magmático interno a partir del Ordovícico temprano y hasta el Carbonífero tardío. Los corredores de rocas de la serie milonítica originados a partir del Cámbrico tardío - Ordovícico temprano como consecuencia de la aproximación de Cuyania al borde continental (Martino *et al.* 2003), o del Terreno Precordillera (Astini *et al.* 1996), están integrados por fajas milonitizadas de ancho variable (decenas a cientos de metros), que exponen asociaciones minerales de facies anfíbolita (M₆) y esquistos verdes (M₇).

Las discontinuidades famatinianas de rumbo ~ N, junto a las NNO y E a ONO preexistentes en el basamento, favorecieron la formación de sitios transtensivos que a partir de los 404 Ma y hasta los 303 Ma propiciaron el emplazamiento de plutones peraluminosos a metaaluminosos anorogénicos? a tardío orogénicos (G3) como los de Serrezuela, Achala, Cerro Colorado y Cerro Áspero. El magmatismo postcolisional famatiniano se expresa fundamentalmente en la porción occidental de las sierras de Córdoba, y progresa en frecuencia y magnitud hacia las Sierras Pampeanas Occidentales, mostrando una evolución hacia edades mayores. No obstante, este magmatismo fue precedido por aisladas intrusiones de plutones pequeños G2 de alto sodio, de acuerdo con Rapela *et al.* (1998) entre los 496 ± 2 y 450 ± 13 Ma, como los de Agua de Ramón, La Playa, Mesa del Coro, La Fronda, Guiraldes, Calmayo y Los Cocos (Fig. 2). Estos plutones se emparentan con la etapa de desarrollo del arco magmático principal localizado en la porción occidental de las Sierras Pampeanas y fueron afectados por la deformación milonítica en un grado variable. Al respecto, Martino *et al.* (2003) interpretan la forma-

ción de la faja de deformación dúctil Los Túneles de disposición N - S como preplutónica con respecto a los granitoides G2 y como respuesta a una etapa póstuma contraccional relacionada con la colisión del terreno Pampia con el margen occidental de Gondwana.

En particular, Sims *et al.* (1997) restringieron el ciclo famatiniano al Cámbrico tardío - Ordovícico, mientras que a partir del Devónico y hasta el Carbonífero temprano (355 Ma) definen un nuevo ciclo denominado achaliano, el cual obedecería a la aproximación del terreno Chileno al margen continental. A este ciclo asignan los granitoides G3 cuyos exponentes, tales como Cerro Áspero en el sur, Achala en el centro y Capilla del Monte en el norte de las sierras, son voluminosos y llegan a dimensiones batolíticas (Rapela *et al.* 1998); su emplazamiento en algunos casos desarrolló aureolas de contacto de mediano a alto grado en el entorno metamórfico. Estos poseen una fase porfirica abundante compuesta por megacristales de feldespato potásico y una composición con predominio de monzogranitos sobre granodioritas y tonalitas. Los granitoides postorogénicos peraluminosos a metaaluminosos están enriquecidos en elementos incompatibles tales como K, Rb, U y tierras raras livianas, y en algunos casos con elementos del grupo HFS tales como Nb e Y (Rapela *et al.* 1990). Las dataciones realizadas mediante Rb-Sr en el batolito Cerro Áspero (Pinotti *et al.* 2002) y en el norte del batolito de Achala (Rapela *et al.* 1998) señalan edades de 369 ± 9 Ma y 358 ± 9 Ma respectivamente, mientras que el miembro más tardío del grupo G3 es el granito de Serrezuela con una edad K-Ar de 303 ± 2 Ma (Gómez 2003).

Estadio metalogenético 3: segundo ciclo orogénico

Este estadio de evolución de la corteza ensiálica se caracterizó por la migración de fluidos hidrotermales portadores de Pb, Zn, Ag, Cu, Au, Mo, Sn, Bi, As, V, Sb y Co, mediante la configuración de celdas convectivas originadas por el plutonismo G2 - G3, la relajación de las metamorfitas luego del plutonismo anorogénico (G3) y la generación y reactivación de estructuras en el nivel de corteza frágil-dúctil a frágil, concentradas en sistemas de transcurrencias en un ambiente de mesozona a epizona.

La existencia de una corteza especializada en Cr, Cu, Fe, Mn, Pb, Zn, Au, W, Ti y B (Ag, Co, F) debido a la dispersión de soluciones volcánicas exhalativas de la etapa de rifting proterozoico, propició en un lapso próximo a 55 m.a. (entre los climaxes de las orogenias pampeana y famatiniana) una fuente de elementos metálicos en las rocas, lixiviados y concentrados por las soluciones hidrotermales durante la etapa tardía a postorogénica del ciclo orogénico famatiniano. El Mo, Sn y Bi, junto al Ta, Be y U (y parte del W) se presume que fueron liberados a partir de las fuentes ígneas, mientras los restantes elementos fueron movilizados principalmente de las metamorfitas.

La ubicación de los depósitos tardíos a postorogénicos famatinianos y las megaestructuras del basamento (Fig. 2), sugieren una migración de soluciones hidrotermales a través de canales conductores principales de orden principal (lineamientos N-S; véase zona de cizalla Tres Árboles en Whitmeyer y Simpson, 2003) y secundarios (lineamientos

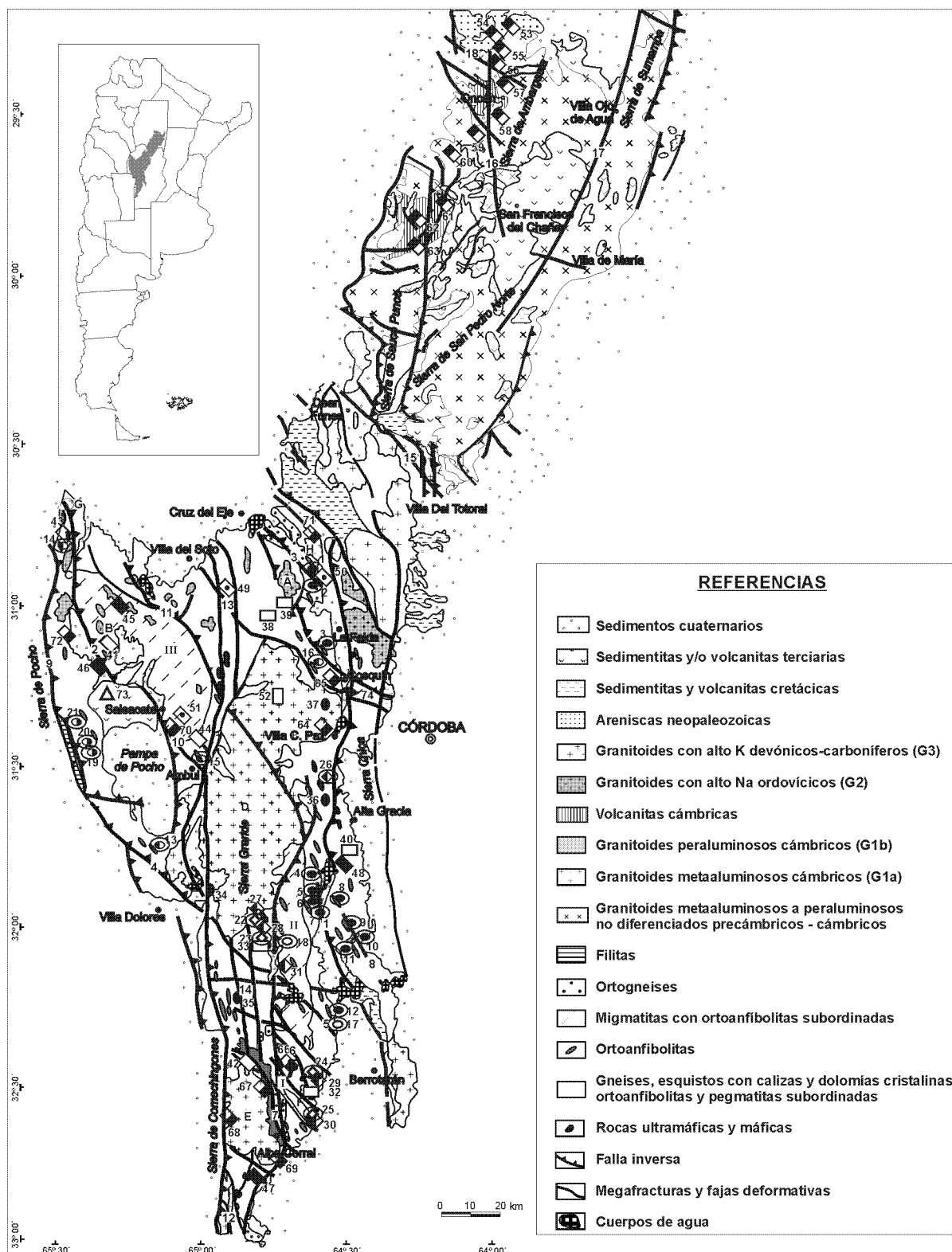


Figura 1: Mapa esquemático de las sierras de Córdoba y sur de Santiago del Estero con asociaciones petrotectónicas más significativas (de Mutti *et al.* 2005).

Macizos migmáticos Huerta Vieja - Tala Cruz (I), Atos Pampa - Cerro Pelado (II) y San Carlos (III). Megafracturas y fajas deformativas Santa Rosa (1), Guasapampa (2), Cruz del Eje - La Granja (3), Altautina (4), Cerro Pelado (5), Cerro San Lorenzo - Lutti (6), La Aguada (7), Soconcho (8), Los Túneles (9), Ambul - Mussi (10), Dos Pozos - La Higuera (11), La Lajas (12), Guamanes (13), Guacha Corral (14), Deán Funes (15), Oncán (16), Ojo de Agua (17) y Pozo Grande (18). Granitoides La Fronda (A), Mesa del Coro (B), Agua de Ramón (C), Achala (D), Cerro Áspero (E), Los Cocos (F), Serrezuela (G) y Capilla del Monte (H).

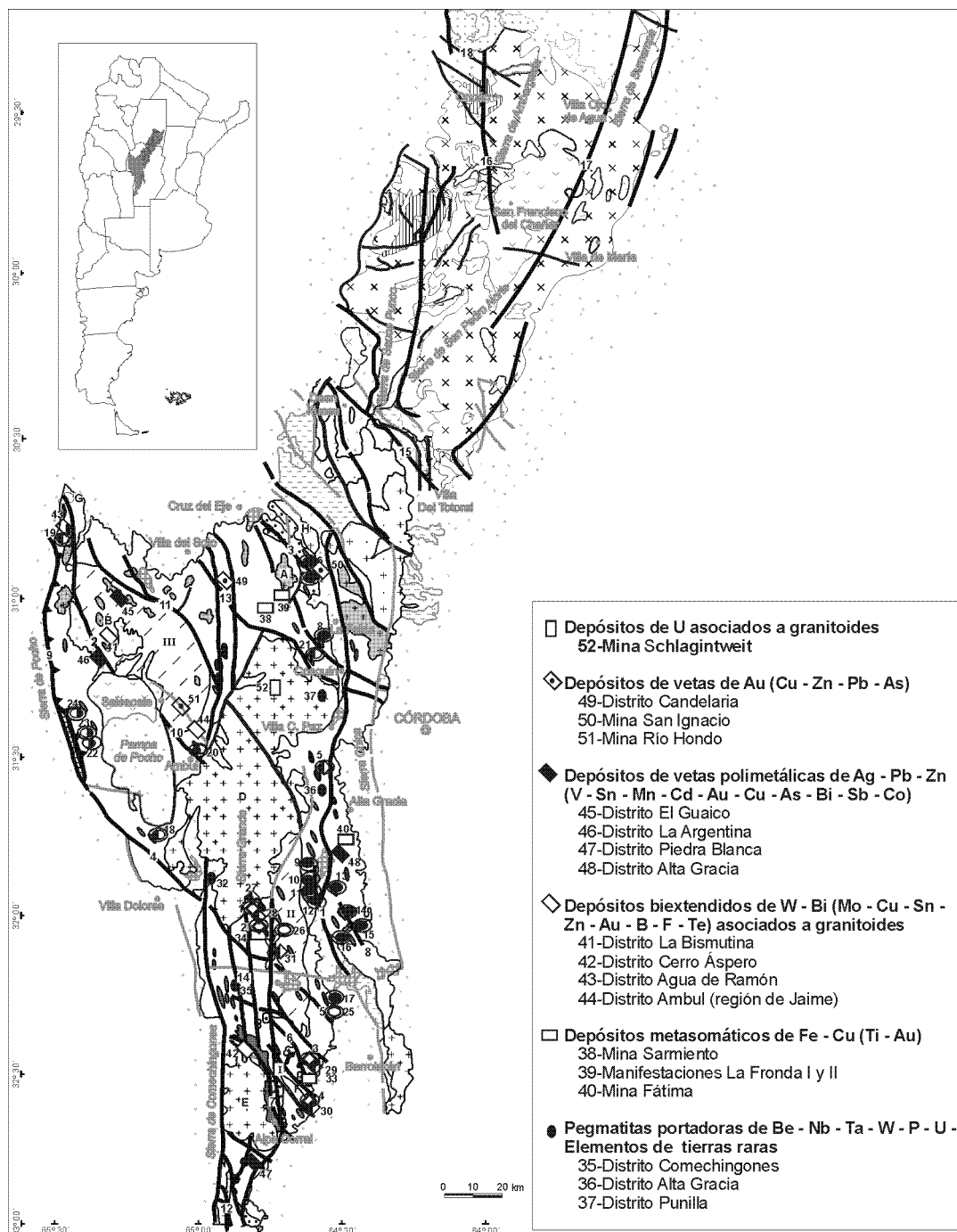


Figura 2: Modelos de depósitos asignados al Estadio Metalogénico 3 (Ordovícico temprano - Carbonífero temprano a tardío?). Se indican las asociaciones petrogenéticas más significativas y megaestructuras activas a partir del ciclo compresional Famatiniano, referencias en figura 1. En elipse se señalan los depósitos transformados por la orogenia Famatiniana.

◆ Depósitos y manifestaciones magmáticas de Cr en tectonitas del manto: Distritos 1-Atos Pampa, 2-Los Guanacos, 3-Cerro San Lorenzo, 4-Los Permanentes. ◆ Manifestaciones magmáticas de Fe - Ti en ultramafitas - mafitas de la zona de transición entre la corteza y el manto: Manifestación 5-La Cocha. ● Depósitos y manifestaciones volcanogénicos submarinos de Cu - Fe (Zn - Au - Ag - Co) en basaltos: Minas 6-Cunuputo, 7-Cuchi Corral, 8-Las Cuevas, 9-Curuzú, 10-25 de Mayo, 11-Aida Rosa, 12-Aida, 13-Tauro, 14-Tacurú, 15-Tío, 16-Rita, 17-Estrella Gaucha. ● Depósitos volcanogénicos submarinos de W (B - F - Zn) en calizas y dolomías impuras: Distritos 18-Altautina, 19-Agua del Ramón, 20-Ambul, 21-Pampa de Oláen. ● Manifestaciones volcanogénicas submarinas de Fe en sedimentos silicoclásticos: Minas 22-San Antonio, 23-José Suarez, 24-Cerritos Blancos. ○ Manifestaciones y depósitos transicionales entre volcanogénicos submarinos y del tipo Valle del Mississippi de Cu (Au - Ag) y Pb - Zn (Ag - Cu - Au) en calizas y dolomías impuras: Distritos 25-Cañada de Álvarez, 26-Atos Pampa. ◆ Manifestaciones magmático - metamórficas de Fe - Ti en diques ultramáficos y máficos en tectonitas del manto: Distritos 27-Atos Pampa, 28-Los Guanacos, 29-Cerro San Lorenzo, 30-Los Permanentes, 31-Loma Blanca. ● Pegmatitas portadoras de Be - Li - U - Elementos de tierras raras: Distrito 32-Altautina. □ Manifestaciones metasomáticas de Fe - Ti en rodingitas: Distritos 33-Cerro San Lorenzo, 34-Los Guanacos.

NNO), y depositación de los elementos metálicos transportados en solución dentro de estructuras tensionales subsidiarias controladas en su actitud por las anisotropías del basamento y según el modelo cinemático de Riedel (Mutti *et al.* 2003). El análisis estadístico de las estructuras planares mineralizadas, ampliamente difundidas en el occidente de las sierras de Córdoba, indica un esfuerzo máximo efectivo (σ_1) de dirección NNO a NO como responsable de los juegos de fracturas o transurrencias principales con direcciones estadísticas 270°, 300°, 330°, 0°, 20°, 40° y 60°, estructuras que albergan los múltiples episodios mineralizantes de relleno y se relacionan con mecanismos de *crack-seal* (Mutti *et al.* 2003, Mutti y González Chiozza 2005).

El estadio metalogénico 3 se vincula con soluciones hidrotermales portadoras de CO₂ y subordinadamente CH₄, con rangos de salinidad relativamente bajos y temperaturas medias a bajas, aunque los distritos con granitoides G2 ó G3 presentan para su etapa inicial de evolución la participación de aguas juveniles con temperaturas mesotermales y salinidad moderada, conformando un modelo de vetas asociadas a granitoides y removilizaciones de tipo estado mixto de transferencia en el sentido de Marshall *et al.* (2000). Se indica como ejemplo de estos modelos de vetas a los distritos wolframíferos Agua de Ramón, Ambul y Cerro Áspero. A este estadio metalogénico se asocia además la existencia de Au en venillas, vetas y mantos con leyes de hasta 22 g/t, que permite formular a escala regional un dominio metalogénico aurífero relacionado con el modelo de oro en cinturones orogénicos de Groves *et al.* (1998, 2003) y Goldfarb *et al.* (2001), extendiendo para el sur de las sierras de Córdoba la propuesta formulada por Skirrow y Sims (1996), Sims *et al.* (1997) y Skirrow *et al.* (2000), para el noroeste de Córdoba, San Luis y La Rioja.

Al estadio metalogénico tardío a postorogénico famatiniano pertenecen: la mineralización polimetálica en vetas portadoras de Au de los distritos el Guaico, La Argentina, La Bismutina, Cerro Áspero y Piedras Blancas; la mineralización vetiforme aurífera de los distritos Candelaria y San Ignacio, entre otros; la removilización de W y B (Au y de metales base) que generó depósitos vetiformes en los distritos Agua de Ramón, Ambul, Pampa de Olaen y Altautina y el aumento de ley de WO₃ en estructuras mineralizadas preexistentes; la generación de depósitos de skarn próximos a los granitos de Achala y La Fronza a partir de la movilización de Cu y Fe; la formación de pegmatitas complejas y nuevas transformaciones en los depósitos preexistentes (Fig. 2). Es factible considerar también que la actividad ígnea e hidrotermal durante este ciclo propició la presencia de oro diseminado en partículas submicroscópicas en cuerpos de calizas y dolomías cristalinas (distrito Cañada de Álvarez), de modo similar a los depósitos tipo Carlin.

a) *Pegmatitas portadoras de Be - Nb - Ta - W - P - U - Elementos de tierras raras:* Las pegmatitas del ciclo famatiniano pertenecen a tres distritos, diferenciados tanto por su posición geográfica como por su edad.

Las pegmatitas del distrito Punilla son tardío a postorogénicas con respecto al ciclo famatiniano (Fig. 2); corresponden a un conjunto de cuerpos explotados por berilo,

feldespatos y cuarzo en las localidades de cerro Blanco de Tanti, Mallín y zonas aledañas (Galliski 1994a). Las pegmatitas más representativas del distrito son las del Criollo y el Gaucho, emplazadas en el batolito de Achala. Presentan una zona granítica y varias zonas mayores con microclino, albita, cuarzo, moscovita, berilo, fosfatos (principalmente triplita), columbita y más ocasionalmente tetradimita y minerales de uranio. Dataciones K/Ar efectuadas por Rinaldi y Linares (1973) en pegmatitas del distrito, dieron valores de 350 ± 30 y 356 ± 10 Ma, y según Galliski (1994a) su geología es compatible con la clase de elementos raros, tipo berilo-columbita-fosfato y en forma preliminar con la familia híbrida o NYF.

El distrito Alta Gracia está constituido por tres grupos de pegmatitas pertenecientes a la clase moscovita (Galliski 1994a; 1999), localizados en el sector central de la sierra de Córdoba (Fig. 2). Son cuerpos lenticulares a tabulares, con contactos netos concordantes o discordantes, longitudes próximas a 200 metros, espesores promedios de 5 a 6 metros, rumbos N - S a N 45° E y buzamientos medios a altos al NO (Galliski 1994a). Presentan entre 2 y 5 zonas, en alguna de la cuales (zona intermedia) se encuentra moscovita comercial, mientras que en las zonas internas aumenta la proporción de microclino, con berilo y granate como accesorios. Los núcleos están formados por cuarzo, microclino, con escasa moscovita y granito con textura gráfica. Dataciones efectuadas por Galliski y Linares (1999) por el método K/Ar sobre tres moscovitas de cuerpos del distrito dieron valores entre 475 y 409 Ma. Galliski (1994b; 1999) considera a las pegmatitas de este distrito prefamatinianas, en función del posible origen anatéctico y el contexto geotectónico, aunque Di Marco (2003), estudiando pegmatitas con características diferentes a las de la clase moscovita, encuentra correlaciones geoquímicas con granitoides famatinianos G2.

El distrito Comechingones se localiza en el faldeo oriental de la sierra homónima y se extiende desde el sur del batolito de Achala hasta el batolito Cerro Áspero (Fig. 2), conformando tres grupos alineados meridianamente (Galliski 1994a). Son cuerpos lenticulares a tabulares con longitudes medias de 100 a 300 m y espesores inferiores a 12 m, con relaciones axiales próximas a 10. Sus rumbos fluctúan entre NNE y NNO, generalmente concordantes con gneises y milonitas turmalinizados. Estas pegmatitas tienen una estructura zonal constituida por un borde aplítico, una zona externa, una a tres zonas intermedias con escaso granito gráfico y núcleos de cuarzo con berilo y triplita en los bordes, junto con unidades menores formadas por cuarzo - albita - moscovita - columbita - tantalita - gahnita - allanita - uraninita. De acuerdo con la clasificación propuesta por Galliski (1994a y b, 1999) estas pegmatitas pertenecen a la clase elementos raros de la familia LCT, tipo berilo, subtipo berilo - columbita - fosfato; aunque algunos cuerpos pueden ser transicionales a la clase moscovita. Las edades radimétricas obtenidas por el método U-Pb dan valores comprendidos entre 530 y 466 Ma con un agrupamiento en torno a los 480 Ma (Galliski 1999), debido a lo cual el distrito se ha incluido principalmente en este ciclo. Esta propuesta está además avalada por la similitud hallada con el distrito wolframífero Cerro Áspero en cuanto a los elementos metálicos, actitud de los cuerpos y tipos de cuarzo involucrados (González Chiozza y Mutti 2002, Iglesias 2003).

Los depósitos pegmatíticos se vinculan con la evolución de los magmas que dieron origen a los granitoides G2 y G3.

b) Depósitos metamórficos de Fe - Cu (Ti - Au): Diversos depósitos con características compatibles con los denominados exoskarn ferríferos, con contenidos entre 57 % y 98,56 % Fe_2O_3 , fueron descritos por Angelelli (1984) en Pampa de Olaen y sierra de San Marcos; entre ellos se destacan la mina Sarmiento y las manifestaciones de La Fronda. Mutti y Di Marco (1999) describieron los de la mina Fátima en la región de Alta Gracia (Fig. 2). Los depósitos constituyen bolsones irregulares de dimensiones reducidas (decenas de metros), compuestos por magnetita e ilmenita masivas con cantidades subordinadas de calcopirita, bornita, pirita y ocasionales chispas de oro, a las que acompañan fluorita, cuarzo, andradita - grossularia, epidoto, flogopita, sillimanita, esfena, clorita, apatita y calcita en proporciones variadas. La mineralización se hospeda en roca carbonática, esquistos y ocasionalmente en anfibolitas; en la mina Fátima fueron detectadas trazas de Zn, Cd, As y Ni (Mutti y Di Marco 1999).

En los depósitos de la sierra de San Marcos es posible establecer un vínculo con los skarns descritos por Franchini *et al.* (1999), que se relacionan con el stock trondjemítico La Fronda, de edad 455 ± 15 Ma establecida por Massabie (1982) mediante el método K-Ar. Las mineralizaciones ferríferas de Pampa de Olaen y Alta Gracia se vincularían con el evento magmático que originó al batolito de Achala.

c) Depósitos biextendidos de W - Bi (Mo - Cu - Sn - Zn - Au - B - F - Te) asociados a granitoides: Son frecuentes los depósitos vetiformes que se emplazan en metamorfitas próximas al exocontacto con granitoides o en los granitoides G2 y G3, como venillas, vetas y mantos; fueron explotados hasta la década del 80 por WO_3 y ocasionalmente por bismuto. Los distritos La Bismutina, Cerro Áspero, Agua de Ramón y Ambul (región de Jaime) son los principales representantes (Fig. 2).

El distrito La Bismutina se localiza en el faldeo oriental de la sierra de Guasapampa a unos 7 km al sur del granito Mesa del Coro. Las vetas se alojan en metamorfitas (gneises, migmatitas, mármoles, metacuarcitas, esquistos y anfibolitas calcosilicáticas) del denominado complejo sierra de Guasapampa y próximas al *stock* Mesa del Coro, cuerpo granítico que presenta anomalías en W y Sn y posee una edad de 471 ± 58 Ma por Rb/Sr (Fernández 1989; 1999). Hay vetas tendidas, inclinadas y venillas irregulares en una superficie de 480 hectáreas, que estadísticamente muestran una actitud promedio de $309^\circ / 11^\circ$ NE y presentan ramificaciones subparalelas como producto de una cizalla de extensión y dilatación en sentido vertical (Fernández 1999). Los espesores de los cuerpos van desde algunos centímetros hasta el metro y se extienden por algunas decenas de metros. Poseen wolframita, scheelita, calcopirita, bismutinina, molibdenita y pirita diseminadas en ganga de cuarzo, con moscovita y fluorita en menor proporción. La roca de caja está greisenizada dentro del metro y también piritizada, silicificada y hematitizada. Los datos aportados por Fernández (1989) indican la presencia de inclusiones fluidas monofásicas, bifásicas y trifásicas (con CO_2 sólido) en cuarzo, con composición acuosa - carbónica hasta 8 % molar de CO_2 , de baja salinidad

y temperaturas de homogeneización que promedian 352° C. Fernández (1989) tipifica el depósito como “asociación plutónica - exocontacto, en vetas o filones tendidos discordantes, portadores de wolframita, sin turmalina y con cajas greisenizadas”.

En la sierra de Comechingones el distrito Cerro Áspero concentra mineralización diseminada, en cuerpos de brechas y en sistemas de venillas, vetas y mantos, emplazados en milonitas mesosilíceas y derivadas de ortoanfíbolitas y en granitoides, en torno al extremo norte del batolito homónimo. Las brechas constituyen conductos verticales uniextendidos desarrollados a partir de sitios dilatacionales en metamorfitas que sobreyacen rocas graníticas. Estos presentan típicas estructuras hidráulicas en mosaico y subordinadamente rotacionales. Los cuerpos biextendidos son los tipos más difundidos y se componen de cuarzo hidrotermal mineralizado principalmente con wolframita; poseen potencia variable entre 1 y 100 cm, corridas de entre 3 y 800 m y alcanzan profundidades de 100 m (Mutti y González Chiozza 2005). Presentan texturas de relleno masiva, brechosa, bandeada, laminada, en peine, diente de perro y geodas, que según el caso, reflejan un crecimiento simple o a través de múltiples episodios. Los cuerpos se disponen con estructura en echelón y muestran promedios estadísticos de actitudes de $300^\circ / 87^\circ$ SSO y 78° NNE, $320^\circ / 31^\circ$ NE, $10^\circ / 31^\circ$ ONO, $346^\circ / 23^\circ$ ENE y $30^\circ / 15^\circ$ ESE. Los datos estadísticos, junto con la forma y distribución de los cuerpos en cada sistema mineralizado, se ajustan con un patrón de fracturamiento discontinuo y acorde con el modelo de Riedel definido para un ambiente frágil a frágil - dúctil de la corteza (Mutti y González Chiozza 2005).

La mineralización metalífera del distrito está integrada principalmente por wolframita y proporciones accesorias de molibdenita, scheelita, hematita, tetradimita, wittichenita, pavonita, miharaita, cobaltita, geffroyita, estanoidita, bornita, calcopirita, pirita, esfalerita, galena, altaita y oro (González Chiozza *et al.* 2002). Entre los minerales de ganga que acompañan al cuarzo, el más común es la moscovita y en menor medida apatita, fluorita, turmalina, topacio, feldespato potásico, albita y clorita. Las alteraciones hidrotermales son silíceas, potásicas, fílicas (incluyendo la greisenización) y propilítica, y existen en la comarca anomalías positivas de W, Bi, Mo, Ag, Pb, Cu, Cs, Be, Sb, Au, As, U y Ta (Iglesias 2003).

De acuerdo con Mutti y González Chiozza (2005) los depósitos del distrito muestran una secuencia evolutiva que comienza con la formación tardiomagmática de cuerpos pegmatíticos y aplíticos, continúa con la generación de las brechas, venillas, vetas y mantos ricos en wolframita, y culmina con la depositación de fases dominadas por sulfuros junto a moscovita y cuarzo secundarios que rellenan fracturas milimétricas y reemplazan los depósitos tabulares mediante mecanismos de *crack-seal*. Para este último evento se estableció una edad de $343,8 \pm 10,8$ Ma a partir del análisis isotópico K-Ar sobre una muestra de moscovita.

Para los fluidos hidrotermales formadores de los depósitos se obtuvieron temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas en cuarzo comprendidas entre 130 y 414° C, salinidades variables entre 0,9 y 11,9 % en peso eq. NaCl y un pH estimado entre 3,4 y 5,6 a partir de cálculos termodinámicos (González Chiozza 2004.). Los cálculos geobarométricos

por equivalencia con la carga litostática indican presiones de fluidos de 1,95 kb (Mutti y González Chiozza 2005) y una evolución hasta los 0,6 kb a partir de la presión de entrapamiento de inclusiones fluidas (González Chiozza 2004). Asimismo, los contenidos de isótopos estables calculados para los fluidos de la etapa inicial intervinientes en el distrito indican valores $\delta^{18}\text{O}_{(\text{VSMOW})}$ comprendidos entre -5,9 y 8,7 ‰, $\delta\text{D}_{(\text{VSMOW})}$ entre -88,4 y -66,9 ‰, y $\delta^{34}\text{S}_{(\text{CDT})}$ entre 3,8 y 6,1 ‰, que sugieren vinculación con una fuente magmática y fluidos meteóricos en equilibrio con las rocas de caja (González Chiozza 2004).

El norte del distrito Ambul (*región de Jaime*) tiene mineralización de wolframio (scheelita y wolframita) acompañada por sulfuros, alojada en vetas de cuarzo y turmalina, emplazadas concordante a subconcordantemente en gneises miloníticos y protomiloníticos. Estas rocas integran la faja de cizalla Ambul – Mussi, que cubre un área de 10 km por casi 20 km con orientación variable alrededor de los 315° (Fig. 2). Las vetas tienen entre 150 y 1200 metros de longitud, potencias centimétricas, y se disponen con estructuras paralelas, escalonadas, alojadas en fracturas de tensión y con inclinaciones entre 20° y 50° (vetas tendidas en su mayoría, aunque existen algunas con inclinación de hasta 80°). Su mineralogía es cuarzo, turmalina, escasa moscovita, scheelita, wolframita, calcopirita, pirita, bornita, molibdenita y esfalerita. Las condiciones termométricas indican temperaturas de homogeneización medias, entre 260° y 300° C, y rangos de salinidad relativamente bajos, entre 4,5 y 7,5 % en NaCl equivalente, medidas en inclusiones fluidas trifásicas ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_{2\text{L}} + \text{CO}_{2\text{V}}$) y acuosas en cuarzo (Herrmann 2002).

Los juegos de fracturas donde se emplaza la mineralización se adscriben al modelo de Riedel (Mutti *et al.* 2003), con cuerpos tensionales orientados principalmente a 270°. La concordancia isotópica y las similitudes en las composiciones químicas entre la turmalina de las vetas de la región de Jaime y la turmalina de turmalinitas asociadas con mineralización scheelítica estratoligada del distrito Ambul avalan la hipótesis de la removilización metamórfica del wolframio y boro pefamatiniano de acuerdo con Herrmann (2002).

El distrito Agua de Ramón, espacialmente asociado a la tonalita Agua de Ramón, comprende vetas que se agrupan en tres sectores sobre una superficie de 2,25 km². En el área afloran metamorfitas intruidas por el cuerpo tonalítico y filones graníticos, aplíticos, pegmatíticos y spessartíticos (Tourn 2000). El cuerpo ígneo principal es ordovícico de acuerdo con Tourn (1995), aunque una datación posterior lo asigna al Devónico (Lyons *et al.* 1997).

El intrusivo muestra estructura marcadamente foliada hacia los bordes del cuerpo con orientación subparalela de las micas en la dirección N-S, coincidente con la actitud de las milonitas de la faja de deformación Los Túneles (Martino *et al.* 2003, Whitmeyer y Simpson 2003) (Fig. 2). Se encuentra afectado por tres juegos de diaclasas: uno transversal de origen tensional, con azimut variable entre 245° a 200° y buzamientos entre 45° y 85° al sur, donde se alojan las vetas mineralizadas, otro longitudinal con rumbo entre 7° y 20°, vertical o subvertical, con filones ácidos y básicos y de cuarzo estéril y el restante horizontal o subhorizontal, portador de guías de cuarzo estéril con turmalina. Las diaclasas transver-

sales se extienden más allá del intrusivo afectando también a las metamorfitas.

De acuerdo con Tourn (2000) el distrito está integrado por más de veinte vetas y ciento veinte guías de cuarzo - turmalina mineralizadas, con longitudes de hasta 800 m y potencias de hasta 0,7 m, en tres agrupamientos: Norte, Central y Sur; dos tercios se alojan en la tonalita (central y sur) y el resto en la metamorfita (norte). Los minerales de wolframio se concentran en la intersección de las estructuras transversales y longitudinales y en los tramos más delgados de las vetas. La mineralogía de las vetas está representada por wolframita, scheelita, pirita, pirrotina, calcopirita, bornita, esfalerita, bismutina, en ganga de cuarzo, turmalina y moscovita, con calcita, fluorita y ferrocalcita subordinados. La wolframita tiene tendencia ferberítica con una composición (DRX) $\text{Mn}_{,44}\text{Fe}_{,56}\text{WO}_4$. El estudio de inclusiones fluidas en cuarzo indica mineralizaciones producidas a temperaturas medias (265° – 300° C) a partir de soluciones de moderada salinidad (8,5 a 7,5 % en peso de NaCl eq.) que no estaban en ebullición; otros estadios presentan temperatura de homogeneización y salinidad baja (168° C y 4 % eq. de NaCl). La composición isotópica $\delta^{11}\text{B}$ en turmalina de vetas indica un - 22,1 ‰ en concordancia con el valor (-23,2 ‰) de las turmalinas estratoligadas de turmalinitas prepampeanas del distrito, consideradas la roca fuentes de las relacionadas con vetas. Por lo tanto, Tourn (2000) y Mutti *et al.* (2003) postulan un emplazamiento en vetas por removilizaciones de tipo estado mixto de transferencia en el sentido utilizado por Marshall *et al.* (2000) y controladas por el modelo cinemático de Riedel.

d) Depósitos de vetas polimetálicas de Ag - Pb - Zn (V - S - Mn - Cd - Au - Cu - As - Bi - Sb - Co): Estos depósitos se encuentran en el NO de la provincia de Córdoba, al occidente de la faja de deformación Guamanes en los distritos El Guaico y La Argentina principalmente; también se incluye el distrito Piedra Blanca en la continuación meridional de este lineamiento, en la faja de deformación Guacha Corral (Fig. 2). Entre otras manifestaciones menores se cita el distrito Alta Gracia, ubicado al este del megalineamiento que separa la sierra Grande de la sierra Chica.

Los distritos El Guaico y La Argentina se vinculan localmente con zonas de cizalla de edad famatiniana. El Guaico se aloja en la transcurrencia Dos Pozos y abarca un área de 120 km² al SO de Villa de Soto. La Argentina, próxima a la falla de Guasapampa, cubre una superficie próxima a 70 km² al NO de Salsacate y SO del granito Mesa del Coro (Fig. 2).

En el distrito El Guaico la mineralización se extiende a lo largo de 15 km con rumbo NO (310°), con variaciones locales al ONO (275° y 290°). Las vetas de cuarzo con mineralización de Ag, Pb y Zn se alojan en fracturas que cortan el Complejo Metamórfico Pichanas (Lyons *et al.* 1997), el cual está representado en la zona por migmatitas, gneises, esquistos cuarzo biotíticos, escasos mármoles y anfibolitas, granitoides, pegmatitas y cataclasitas. Candiani y Sureda (1999) describen la morfología de los depósitos como integrada por un sistema de rumbo NE (30° a 40°) que afecta a migmatitas, gneises y esquistos, mientras que el sistema restante de rumbo ONO (275° a 310°) es subconcordante con la foliación de los esquistos en los que se emplaza. Los cuerpos están

mineralizados con esfalerita, galena, pirita y arsenopirita y como accesorios calcopirita, tetraedrita, freibergita, pirargirita, diaforita, boulangerita, robinsonita, bournonita y jamesonita; fueron originados por la precipitación y relleno mineral en fracturas extensivas y en espacios abiertos de dominios de cizalla. Las vetas tienen espesores irregulares y texturas de crustificación, coliformes, bandeadas rítmicas paralelas a la elongación de los depósitos y múltiples fases de precipitación sintetizadas por Sureda (1978) en al menos tres pulsos hidrotermales portadores de Pb, Ag y Zn y cantidades menores de V, Cu, Sb, As, Mn, Cd y Sn. Al respecto Candiani y Sureda (1999) citan valores de 0,1 a 0,5 g/t de Au e identifican texturas deformacionales en los sulfuros donde las vetas sufrieron esfuerzos de cizalla postdeposicionales. La potencia promedio de las vetas es de 0,2 m, son verticales a sub-verticales, con alta relación largo/ancho. La alteración de la roca de caja comprende silicificación, sericitización y argilitización, con piritización subordinada y no se extiende más allá de unos pocos decímetros del contacto. El análisis de isótopos estables indica según Lyons *et al.* (1997) la participación de aguas meteóricas evolucionadas que reaccionaron con las rocas metasedimentarias a temperaturas iniciales de 250° C, seguidas por aguas meteóricas poco evolucionadas, más frías y oxidantes. Sureda (1978) presenta una edad K/Ar de 340 ± 10 Ma para la mineralización, aunque estudios posteriores obtuvieron una edad de 386 ± 4 Ma, que la vincula a episodios tardiomagmáticos con respecto a los granitos de la región (Candiani y Sureda 1999).

Para el distrito La Argentina, Candiani *et al.* (1993) indican una ley media de 9,4 g/t Au y adicionalmente 542 g/t Ag, 31,4 % Pb y 0,1 % Zn. La mineralización de pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, argentita y oro nativo se presenta en dos vetas extensionales principales de fuerte buzamiento y rumbo N - S y NNO - SSE (Miró 1999). Candiani *et al.* (1993) distinguen tres tipos de cuarzo: uno temprano, grueso, blanco lechoso, parcialmente recristalizado con bandeado difuso y sulfuros diseminados; otro gris claro en *refes* de venas de cuarzo con sulfuros que cortan al cuarzo lechoso y, finalmente, cuarzo coliforme y fibroso (calcedonia).

El distrito Piedra Blanca se ubica 10 km al S del batolito Cerro Áspero, a 20 km de la localidad de Alpa Corral, cubriendo una superficie próxima a 70 km². Está compuesto por sistemas de venillas y vetas dominadas por una actitud 310° / 40° a 85° NNE que afloran en gneises del Complejo Metamórfico Monte Guazú (Otamendi *et al.* 1996). Mutti y Di Marco (1999) describen vetas de relleno de falla con galena, calcopirita y pirita de grano medio a fino y textura masiva a diseminada en ganga de cuarzo, en corridas < 200 m y potencias variables entre 1 y 40 centímetros.

El distrito Alta Gracia dista 15 km al S de Alta Gracia y consiste en sistemas de vetas cuarzosas de actitud 270° / 60° a 85° S y N con relleno de galena y calcopirita, junto con venillas y bolsones de pirita, esfalerita y oro. Las vetas son de forma sigmoidal, se extienden cientos de metros y poseen una potencia < 1 metro; evidencian múltiples episodios de relleno y los gneises esquistosos en su entorno desarrollan salbandas cloritizadas y argilitizadas de unos 20 centímetros de espesor (Mutti y Di Marco 1999).

e) Depósitos de vetas de Au (Cu - Zn - Pb - As): Estos depósitos comprenden el distrito Candelaria ubicado 20 km al SE de la localidad de Villa de Soto y las minas San Ignacio y Río Hondo localizadas 15 km al NO de La Falda y 7 km al E de Salsacate respectivamente, entre otras (Fig. 2). Se destacan los depósitos ubicados en el distrito Candelaria por su intenso laboreo minero e investigaciones (Miró 1999); se alojan dentro de la faja Guamanes, zona de cizalla de orientación N-S (Caminos y Cucchi 1990, Martino 1993), de tipo inverso y que se desarrolló en roca gnéisica del Complejo Metamórfico Cruz del Eje (Stuart-Smith y Lyons 1997). El oro se encuentra en vetas simples y múltiples de cuarzo, con rumbo 330° a 30° y buzamiento de 20° a 45° al este. Los cuerpos tabulares, con una potencia máxima de 1 metro se disponen con estructura escalonada, sigmoidal y en echelón, y se alojan en los gneises milonitizados con alteración sericítica, cloritización y hematita con venillas de carbonatos hasta a un metro del contacto con la veta. De acuerdo con Hungenford *et al.* (1996), las zonas alteradas hidrotermalmente exhiben una disminución marcada en la susceptibilidad magnética en comparación con las unidades gnéisicas hospedantes. Las vetas constan de cuarzo recristalizado y son portadoras de oro junto con pirita y trazas de esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita (Petrelli 1988). Miró (1999) cita leyes medias de Au comprendidas entre 5,44 y 21,86 g/t.

Las edades obtenidas por Ar-Ar sobre sericita del distrito Candelaria dan 376 a 378 Ma (Camacho 1997) y, por lo tanto para Miró (1999) la mineralización aurífera posdató el magmatismo emplazado entre los 405 y 385 Ma, considerado por Stuart-Smith y Lyons (1997) como perteneciente al ciclo achaliano. Skirrow (1997) interpreta los depósitos como de tipo mesotermal, en el sentido definido por Goldfarb *et al.* (1997), y González y Mas (2000) indican temperaturas y presiones de formación entre 250° y 400° C y 0,7 y 2,5 kb respectivamente, con participación de fluidos hidrotermales con ~ 10 % molar de CO₂ y salinidad relativamente baja.

Finalmente, los depósitos de la mina San Ignacio yacen dentro de un lineamiento regional secundario de 1 a 2 km de ancho y rumbo NO y, a diferencia de las vetas del distrito Candelaria, los cuerpos de cuarzo se distribuyen en dos juegos de rumbos NE y E - O, de modo similar a lo descrito para la mineralización de Río Hondo por Martino *et al.* (1997) y Miró (1999).

f) Depósitos de U asociados a granitoides : Los principales depósitos uraníferos de las sierras de Córdoba se agrupan en el distrito batolito de Achala, en el faldeo oriental de la Sierra Grande al SE del cerro Los Gigantes (Blasón 1999 a), destacándose entre ellos el yacimiento Schlagintweit con una ley media de U de 0,15 ‰ (Fig. 2). La roca hospedante de los depósitos es un granito porfirico compuesto por microclino, cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita, perteneciente al plutón de Achala; se evidencia un marcado control estructural definido por discontinuidades que controlaron la estructuración frágil en la que yacen los depósitos (corredores de estructuración según Blasón 1999a) o zonas de cizalla según los autores de este trabajo. Estas discontinuidades responden probablemente, a la reactivación de estructuras preexistentes, que el magma utilizó en parte para su emplaza-

miento y para la circulación y depositación posterior de los fluidos mineralizantes. En uno de los corredores, de orientación 310° y 1000 metros de potencia aparente, se aloja el yacimiento principal, registrándose además en dicha faja una estructura submeridiana y otra que coincide con el rumbo de la zona principal. Estas zonas recurrentes de cizalla controlaron la circulación de las soluciones hidrotermales, la reconcentración de la mena, la formación de las zonas de alteración y la morfología de los depósitos, que constituyen cuerpos triextendidos alargados en la dirección NO. La mineralización hallada es supergénica con estructura *stockwork* predominante, compuesta por un venilleo de autunita con ocasionales metaautunita, uranofano y fosfouranilita en sectores muy tectonizados. La ganga está representada por magnetita, hematita, fluorita, limonitas y anatasa provenientes de la trituración de la roca granítica, mientras que la alteración hidrotermal se evidencia en los hastiales argílicos, sericíticos y cloríticos. De acuerdo con el citado autor estos depósitos responderían a una génesis combinada magmática - hidrotermal intragranítica con removilización supergénica (tipo Limousine).

g) Transformaciones en los depósitos de Cr (Fe - Ti): El metamorfismo asociado a la tectónica famatiniana (D_4) afectó los depósitos de cromita, sobreimponiendo nuevas transformaciones químicas en el espinelo y otros componentes minerales. En los yacimientos próximos a la zona de cizalla de Guacha Corral (distritos Atos Pampa y Los Permanentes; Fig. 2), la deformación y el metamorfismo en facies anfíbolita hasta esquistos verdes (M_6 y M_7), determinaron la desmezcla de Cr^{3+} y Fe^{2+} a partir de cromita y el desarrollo de exsoluciones moteadas y filiformes de hasta 300 mm en el espinelo. El sistema evolucionó durante la deformación y descenso progresivo de temperatura con un incremento de fO_2 , PH_2O y PCO_2 . En las cromitas metamórficas se produjeron exsoluciones de hematita + rutilo y magnetita + hematita, inclusión de minerales hidratados (clinocloro y serpentina) y carbonatos (calcita, dolomita y magnesita) y formación de ferricromita en halo en facies esquistos verdes (Mutti 1994). La evolución descrita involucró sucesivos episodios de serpentización con generación de magnetita arborescente en forma de granos discretos, la cual determinó una susceptibilidad magnética entre 0,001 y 0,01 SI y generalmente se asocia con anomalías magnéticas pronunciadas (Geuna *et al.* 2000).

La acción del esfuerzo compresivo controló el desarrollo de fajas estrechas de cizalla en las rocas ultrabásicas y básicas de rumbos 0° a 20° y ~ 300° que favorecieron el desarrollo de nuevas fases de minerales hidratados (serpentina, tremolita, actinolita, epidoto) y la neoformación de magnetita e ilmenita - hematita en agregados granoblásticos con estructura en cadena (Mutti y González Chiozza 2000). Estas concentraciones investigadas por métodos magnetométricos definen valores de susceptibilidad de 0,01 y hasta 0,1 SI.

h) Transformaciones en los depósitos y manifestaciones de Cu (Au - Ag), Pb - Zn (Ag - Cu - Au), Fe y Cu - Fe (Zn - Au - Ag - Co): En las rocas de caja carbonáticas y esquistos - gneísicas de los distritos Atos Pampa y Cañada de Álvarez los episodios metamórficos M_6 y M_7 relacionados con la

orogenia famatiniana causaron retrogradación hasta facies esquistos verdes, con formación de crisotilo + talco + epidoto + tremolita - actinolita + clorita en los mármoles, y de sericita + carbonatos + biotita + epidoto + clorita en las rocas silíceas, ambas paragénesis formadas a expensas de los minerales metamórficos del ciclo pampeano. Por otra parte, el dominio tectónico D_3 controló en el distrito Atos Pampa la disposición de los depósitos, con direcciones fluctuantes entre 10° y 20°, determinó el brechamiento de la mineralización en el contacto roca carbonática - esquistos y la cementación de los fragmentos de metamorfitas con intercrecimiento de megacristales de yeso, calcita y cuarzo junto con sulfuros masivos a diseminados. Acompaña a esta estructura un pronunciado venilleo, también producto de los esfuerzos asociados al campo deformacional frágil - dúctil a frágil. En los depósitos ferríferos de la sierra de Pocho la tectónica famatiniana provocó el desmembramiento de los mantos mineralizados en pequeños cuerpos lentiformes de dirección 280°, dispuestos en forma escalonada y en echelón, en una faja de 50 m de ancho y 1000 metros de largo, con disposición N-S, alojada en rocas miloníticas.

En las anfíbolitas portadoras de Cu - Fe, principalmente en los depósitos situados dentro o en las inmediaciones de las megacizallas de Soconcho y Guacha Corral (Fig. 2), una de las transformaciones más conspicuas del ciclo famatiniano es la retrogradación de la asociación ilmenita - hematita - magnetita a titanita (leucóxeno) - maghemita en coronas. Esta asociación de óxidos de hierro define una débil susceptibilidad magnética de 0,0002 y hasta de 0,0008 SI; la presencia de un clivaje de transposición definido por la paragénesis biotita - epidoto - magnetita - cuarzo genera una anisotropía débil de la fábrica magnética, con orientación submeridiana, según los planos de foliación. Los depósitos ubicados en la faja de Soconcho presentan flexuramiento de mantos mineralizados (estructuras de schlieren) con interposición de enclaves de anfíbolita, venilleo sigmoidal compuesto por cuarzo y/o feldespato y curvamiento de los cristales de magnetita y cuarzo con formación de pseudobandas paralelas. En la mina Tío se alcanza la milonitización de parte de la mena y su roca de caja, con dominio de una estructuración dúctil sobre la frágil a diferencia de lo indicado para otras comarcas (Di Marco 2003).

El magmatismo G2 vinculado con este ciclo determinó la formación de enjambres de mantos y diques aplopegmatíticos, cuyo emplazamiento en las áreas de los depósitos originaron transformaciones parciales de los mantos, evidenciadas por la formación de salbandas micáceo - arcillosas de poca potencia en el contacto con la mineralización y la removilización parcial de la asociación sulfuros - óxidos - oro con su redepositación en las rocas ígneas, mientras que los diques provocaron la interrupción y discontinuidad de los mantos mineralizados.

Ciclo extensional gondwánico

A partir del Carbonífero se inició un magmatismo de arco en el margen occidental de Gondwana (Llambías 1999) y en las Sierras Pampeanas se implantó un régimen tectónico distensivo en el antepais pampeano, peneplanización del basamento y depositación del Grupo Paganzo, sólo expuesto en localidades aisladas del O y NO de Córdoba y en la sierra Nor-

te; escasos diques de basaltos alcalinos de edad carbonífera - pérmica afloran en la sierra de Ambargasta.

A partir de $a \sim 135$ Ma se produjo la apertura del océano Atlántico Sur y el desmembramiento de Gondwana a lo largo de lineamientos que hoy constituyen márgenes continentales; de acuerdo con Ramos (1999) el rifting del Atlántico Sur estaría involucrado en el ciclo patagónico. Al respecto, Rapela y Llambías (1999) indican la conveniencia de utilizar el término ciclo gondwánico para reunir los eventos geológicos acaecidos a partir de la finalización del ciclo famatiniano (340-310 Ma) y hasta la apertura del Océano Atlántico Sur (127 Ma). Además, cabe acotar que estos autores también indican que a partir del Cretácico inferior, el final del ciclo gondwánico podría denominarse como ciclo proto-andino, debido al proceso incipiente de subducción en el margen occidental de Gondwana.

Durante el Cretácico se generaron nuevas cuencas sedimentarias y la extrusión de basaltos tholeiíticos y alcalinos subordinados sobre la pared colgante de la sutura entre el terreno Pampia y el protomargen gondwánico, que son de amplia difusión areal en el noreste de la Argentina y sur de Brasil (Kay y Ramos 1996). De acuerdo con Turner *et al.* (1994), la anomalía térmica o pluma de Tristán de Cunha responsable de la apertura del Atlántico Sur migró desde el sur de Brasil con una trayectoria sudeste con respecto a la placa de América del Sur y mostró una actividad máxima entre los 137 y 127 Ma, la cual se asocia a los volúmenes más importantes de basaltos expuestos en la sierra de Ambargasta y las limitadas manifestaciones relicticas de la sierra Chica (Kay y Ramos 1996; Lagorio 2003).

La extensión asociada a la apertura del Atlántico según Tankard *et al.* (1995) y Rossello y Mozetic (1999) fue controlada por sistemas de megatranscurrencias de orientación NO y carácter dextral, que en las sierras de Córdoba y Santiago del Estero corresponden con una orientación submeridiana (Fig. 3). Al lineamiento submeridiano principal de envergadura regional en Córdoba se asocian lineamientos secundarios de orientación también $\sim N$ que permitieron la formación de nuevas áreas de extensión de tipo Riedel con la generación de lineamientos subordinados orientados al $\sim E$, NO y NNE, controlados parcialmente por las anisotropías previas del basamento.

Estadio metalogenético 4: ciclo extensional

Con la apertura del rifting Atlántico sur a partir del Jurásico Tardío y durante el Cretácico, se desencadenó un nuevo evento mineralizante de representación regional, debido al aumento del gradiente geotérmico. Este episodio ocasionó, mediante mecanismos de celdas convectivas, la migración de soluciones hidrotermales de temperatura moderada a baja y salinidad baja por canales conductores principales y secundarios preexistentes, depositando Mn y/o F (Fe - Ba) en zonas de cizalla de carácter dextral, reactivadas según un modelo tipo Riedel (Coniglio 1992, Leal 2002, Correa y Cábana 2002). Como evidencias de este proceso, se pueden citar los depósitos de Mn de la sierra de Ambargasta, de edad 134 ± 5 Ma (Brodtkorb y Etcheverry 2000), y los depósitos de fluorita expuestos en las sierras Grande y Comechingones de edad $\sim 131 \pm 22$ Ma (Galindo *et al.* 1996).

a) Depósitos de Mn (Fe - F - Ba) en vetas: El distrito Ambargasta se ubica en la sierra homónima de Santiago del Estero y en la sierra Norte de Córdoba, con una extensión de 70 km en dirección N - S y 22 km de ancho; sus reservas son de 440.000 toneladas (Brodtkorb y Miró 1999). Lo integran numerosos grupos mineros de los cuales los más importantes son: Sunchales, El Remanso, Aspa Puca, Los Ancoches, Amiman, Oncán, Aguada del Monte (Hiermang), Baritina, Cama Cortada, Tres Lomitas y Fátima (Fig. 3). Al este de la corrida principal se ubican manifestaciones similares de menor tonelaje.

Los cuerpos mineralizados se alojan en rocas ígneas (granitos y dacitas), son lenticulares a tabulares y sigmoidales, de 1,80 m de potencia media, pero con sectores que alcanzan 30 m de espesor (grupo Fátima). El relleno de las vetas está constituido por brechas cementadas con óxidos de hierro y manganeso, habiéndose reconocido múltiples estadios de extensión, de los cuales Brodtkorb y Miró (1999) identifican tres: al primero asignan la intensa fracturación de la roca de caja y la cementación con calcedonia, mientras que a los posteriores vinculan la mineralización mayoritaria. La estructura ejerció un control de primer orden en la distribución, tamaño y forma que presentan las manifestaciones de manganeso en el distrito, con un diseño de vetas en rosario, bolsones y zonas con estructuras cerradas, en las que sólo se observa la falla que canalizó la mineralización hacia otros sectores (Ichazo 1978, Leal 2002).

Los depósitos presentan leyes medias de entre 20 % y 40 % Mn (Ichazo 1978), la textura es bandeada con capas fibroso - radiales y superficies coliformes, compuestas por óxidos de manganeso monominerales o poliminerales como hollandita, ramsdellita, psilomelano, criptomelano, pirolusita y coronadita. En la ganga la especie más abundante es calcita, seguida por ópalo con cantidades subordinadas de óxidos de hierro (hematita y goethita), fluorita, baritina, cuarzo, calcedonia, rodocrosita (grupo Los Ancoches) y arcillas. Calcita y ópalo tienen una disímil distribución espacial en los distintos niveles mineralizados, con mayor abundancia de ópalo en zonas profundas y predominio de calcita en sectores sub-superficiales.

La asociación paragenética descrita está regida por abundancia de oxígeno disponible y baja temperatura en el sistema, factores que favorecieron su formación, en tanto que su repetición indica condiciones físicas y químicas similares para los distintos estadios de mineralización (Arcidiácono 1973). Estas paragénesis, junto con el estudio de inclusiones fluidas señalan participación de fluidos superficiales con bajas salinidades y temperaturas cercanas a 100° C. Los análisis químicos realizados por Leal (2002) indican una asociación directa entre la mineralización y soluciones hidrotermales continentales; ambas enriquecidas en As, Cu, Mo, Pb, V y Zn. Además, los depósitos de Ambargasta están acompañados por un elevado contenido de Ba, Sr, Li, W, Sb, Fe, Au y Ag que sustentan el origen hidrotermal. Los valores de $\delta^{34}S$ de 4,9 y 7,7 ‰ obtenidos de baritina permiten postular como fuente de aporte del elemento la disolución de sulfuros de rocas ígneas ácidas existentes en la región (Leal 2002).

Los depósitos se emplazan en zona de megacizallas dextrales y submeridianas, subverticales, con rumbos entre 320° y 20° (Fig. 3), aunque en el norte del distrito las vetas del

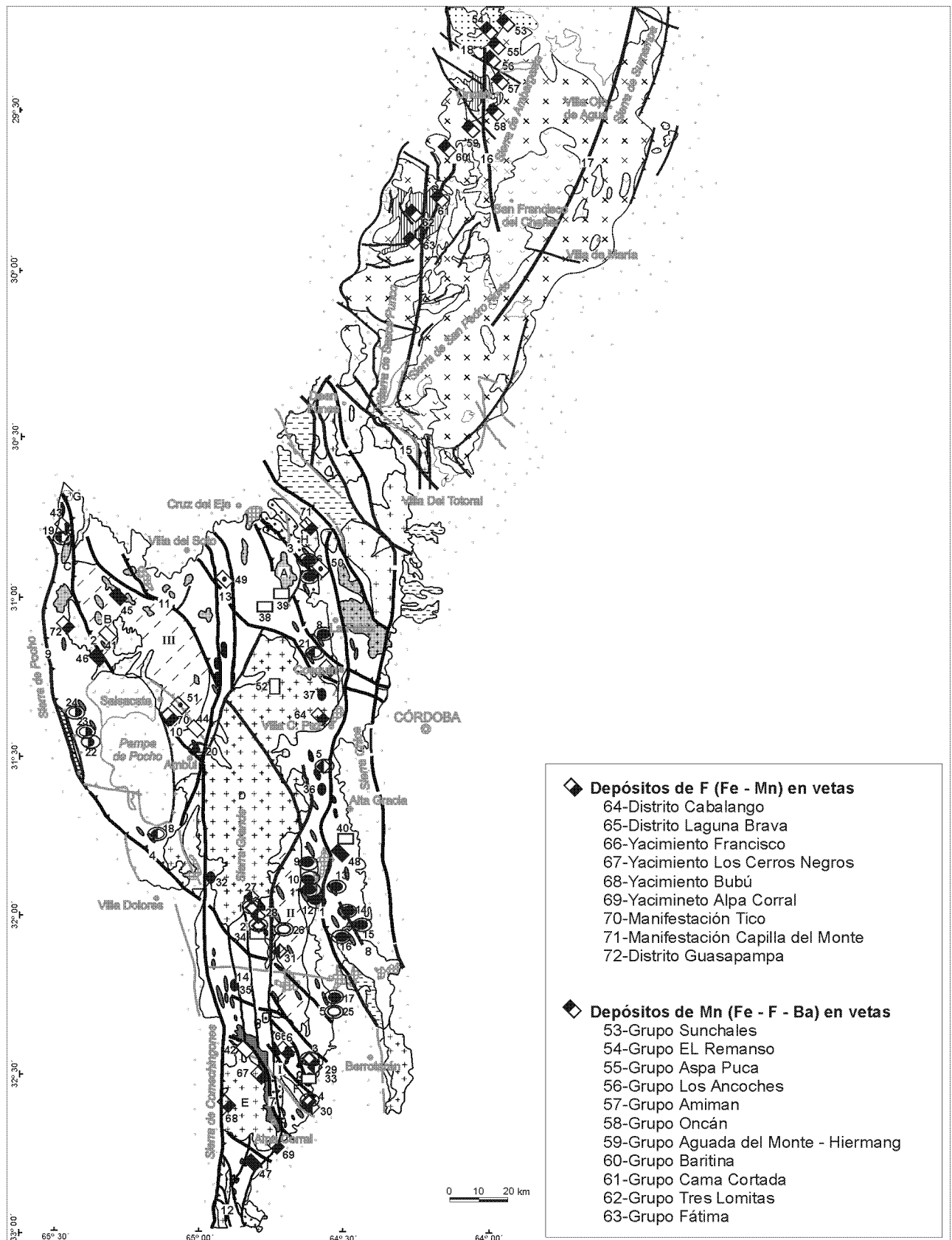


Figura 3: Modelos de depósitos asignados al estadio metalogenético 4 (Jurásico tardío - Cretácico temprano). Se indican las asociaciones petrogenéticas más significativas y megaestructuras activas a partir del ciclo extensional gondwánico, referencias en figura 1.

grupo Ancoches se distribuyen con azimutes entre 260° y 320° y los cuerpos son controlados por una zona de cizalla secundaria denominada Sistema El Bosque (Ichazo 1978). No obstante, el vínculo entre la distribución submeridiana de los grupos mineros con fallas transcurrentes y la morfoestructura individual de los cuerpos mineralizados indicaría que los fluidos mineralizantes circularon por fracturas de tipo Riedel desarrolladas por un esfuerzo (σ_1) de orientación ~ NNE - SSO.

b) Depósitos de F (Fe - Mn) en vetas: Los depósitos de fluorita de las Sierras Pampeanas de Córdoba se agrupan en cuatro distritos, Guasapampa en el noroeste, Cabalango y Laguna Brava en la región centro este y Cerro Áspero al sudoeste (Fig. 3), junto con manifestaciones menores tales como las de Capilla del Monte en el noreste y Tico en el centro este de las sierras. En particular, se destaca por su extensión el distrito Cerro Áspero, integrado por los grupos mineros Los Cerros Negros, Bubú, Alpa Corral y Francisco (Fig. 3). Sus yacimientos cubren una superficie de aproximadamente 3 km², poseen características estructurales y genéticas comunes y se encuentran espacialmente vinculados con leucogranitos G3 y/o metamorfitas retrogradadas a facies esquistos verdes.

Las concentraciones de fluorita están en vetas de relleno subverticales escalonadas y sigmoidales en rosario o en lentes aislados, y cuando se ubican en leucogranitos lo hacen en sectores cercanos al contacto con los esquistos y gneises hospedantes, con desarrollo limitado en las metamorfitas. Las vetas tienen entre 0,10 y 8 m de potencia, corridas entre 25 y 600 m, son multiepisódicas y presentan un brechamiento originado por diversos pulsos mineralizantes. La ley media de CaF₂ se estima en 60 %, con un máximo de 90 % en las minas del distrito Cabalango y un mínimo de 28 % en la mina Francisco del distrito Cerro Áspero; el tonelaje total asciende a 1.000.000 toneladas (Bonalmi *et al.* 1999).

La fluorita es maciza a granulada con grano fino a grueso y tiene color violeta, blanco, verde, amarillo, azul, negro e incoloro, según el orden de abundancia, y la ganga está conformada por calcedonia, cuarzo, ópalo, arcillas, caolín, pirita y óxidos de hierro y manganeso. Las texturas más comunes son de relleno: en escarapela, crustificada, bandeada y laminada; la alteración de las vetas afecta unos pocos centímetros de la roca de caja granítica y está dominada por argilitización y silicificación.

La mineralización de los distritos está controlada por dos lineamientos principales con azimutes 270° a 310° y 45° a 80° respectivamente, el primero de los cuales alberga la mayor parte de los cuerpos mineralizados. Los lineamientos se interpretan relacionados con una reología frágil en zonas de cizalla según un modelo cinemático de Riedel, con un esfuerzo principal máximo (σ_1) aplicado en la dirección ~ NNE y un esfuerzo principal mínimo (σ_3) ONO. La intersección de los dos lineamientos produjo zonas de máxima extensión en el terreno, las cuales albergan bolsones mineralizados y las mayores concentraciones de fluorita en clavos mineralizados.

Mediante estudios de inclusiones fluidas en fluorita del grupo Los Cerros Negros, distrito Cerro Áspero, se definieron temperaturas de formación entre 180° C y 100° C y salinidades cercanas a 0 % equivalente en peso de NaCl (Coniglio *et al.*

1999). De acuerdo con estos autores, las bajas temperaturas y salinidades serían consecuencia de un único reservorio de las soluciones hidrotermales responsables de la mineralización. Galindo *et al.* (1996) determinaron en fluorita edades Sm/Nd de 131 ± 22 Ma (mina La Nueva, distrito Cabalango) y de 117 ± 26 Ma (grupo Bubú, distrito Cerro Áspero).

Ciclo compresional ándico

Como consecuencia de los esfuerzos derivados de la subducción subhorizontal de la placa de Nazca contra el margen occidental del continente, se produjo el alzamiento de las Sierras Pampeanas en el Eoceno - Mioceno inferior (Ramos 1999); la geometría de la subducción limitó la migración del volcanismo de arco asociado al meridiano 65° 00', siendo la última manifestación en las Sierras Pampeanas el volcanismo potásico de la sierra de Pocho entre 7,9 y 4,5 Ma (Kay *et al.* 1999). El ciclo ándico, con una tectónica compresiva dominante, generó una reestructuración del basamento, el cual fue elevado mediante la reactivación de antiguas fallas directas de dirección norte, a través de sistemas de fallas inversas y paralelas de alto ángulo, que generaron una inversión tectónica configurada por bloques asimétricos alineados con vergencia occidental. Además se desarrolló un sistema transtensivo subbordado con direcciones conjugadas NO y NE que controlaron morfoestructuras de segundo orden en el basamento de las sierras (Massabie com. personal 2003). La inclinación de alto ángulo (> 45°) de las fallas (González Bonorino 1950), es considerada por Martino *et al.* (1995) como debida a un "apilamiento de bloques deformados con una inclinación decreciente hasta llegar a un bajo ángulo de corte en profundidad (30° a 40°)". El ascenso tectónico de una parte del antiguo cinturón orogénico pericratónico, determinó un nuevo ciclo erosivo que degradó altos topográficos y rellenó valles, hasta alcanzar las geoformas actuales.

Estadio metalogenético 5: ciclo compresional

Las únicas manifestaciones vinculadas con procesos endógenos de este estadio se relacionan con el volcanismo e hidrotermalismo de la Pampa de Pocho. El alzamiento de las rocas del basamento y la acción de los agentes exógenos propició la liberación física de minerales, y la meteorización química favoreció, durante el Eoceno - Mioceno temprano, la dispersión del U⁺⁶ (V) en condiciones oxidantes hacia depocentros, probablemente desde el granito de Achala (G3). Además, las aguas meteóricas desarrollaron importantes transformaciones mineralógicas y texturales en la mineralización hipogénica, obliterando parcialmente sus rasgos primarios dentro de niveles relativamente superficiales y originaron acumulaciones de material limonítico y una mineralogía supergénica amplia e indicativa de condiciones locales oxidantes (malaquita, azurita, crisocola, anglesita, cerusita, wulfenita, powellita y smithsonita) o reductoras (calcosina y covelina mayoritarios).

a) Manifestaciones de Au epitermal: Al norte de la Pampa de Pocho se localizan varios conos volcánicos, niveles de travertino y Mn y manifestaciones auríferas, con leyes entre

0,02 y 18 g/t Au (Martos *et al.* 1994) (Fig. 4). El oro se vincula con brechas volcánicas de composición media andesítica y traquiandesítica (diatremas) y con limonitas; hay evidencias de alteración sericitica, argilica y silicea en los sectores mineralizados. De acuerdo con dataciones presentadas por Kay *et al.* (1999) el proceso eruptivo se desarrolló durante el Mioceno y puede correlacionarse con rocas similares portadoras de mineralización aurífera, sulfuros y sulfosales de elementos metálicos del distrito La Carolina en la provincia de San Luis, concentraciones metalíferas que fueron asignadas al modelo epitermal de baja sulfuración por Sillitoe (1989) y Ruoga *et al.* (1996).

b) Depósitos y manifestaciones de U - V (Mn - Fe) en sedimentitas: Al sur de la localidad de La Falda, sobre la pendiente oriental del valle de Punilla, afloran sedimentitas continentales terciarias del Grupo Punilla, portadoras de uranio y vanadio, en discordancia con las metamorfitas del basamento. Se reconocen datos sobre la mineralización de la mina Rodolfo, alojada en pelitas rojas eocenas del Miembro Medio de la Formación Cosquín y más raramente en areniscas superiores e inferiores (Blasón 1999b) (Fig. 4). Este depósito, de tipo estratoligado biextendido, está constituido por cuerpos lenticulares mineralizados en secuencias repetitivas de hasta 6 ciclos, con potencias comprendidas entre 0,80 y 1,80 m y longitudes de 10 a 24 metros. La mineralización está compuesta por carnotita predominante junto con tyuyamunita y metatyuyamunita en ganga de pirita, calcita, yeso, natrolita y óxidos de manganeso, con ley media de 0,8 ‰ U y forma pequeñas agrupaciones irregulares y geodas en las arcillas y carbonatos. Si bien aún se discute si este depósito es singenético o epigenético, no hay dudas de que se ha formado a expensas de la erosión del basamento debido a la tectónica ándica.

Discusión y conclusiones

La evolución geodinámica de la corteza durante el Proterozoico tardío y Fanerozoico temprano involucró la formación de dos grandes continentes, Laurentia y Gondwana, a partir de la fragmentación del supercontinente Rodinia. En el margen sudoeste de Gondwana Occidental, la orogenia Pampeana iniciada en el Neoproterozoico tardío, finalizó hacia los 520 Ma en una colisión de tipo ortogonal (con engrosamiento cortical, anatexis regional y generación de granitos S), que marcó la anexión del terreno Pampia al margen de Gondwana (Baldo *et al.* 1999).

Luego de transcurridos ~ 40 - 60 m.a., el desprendimiento del terreno Precordillera de Laurentia (Dalla Salda *et al.* 1998) y su colisión oblicua con el margen gondwánico (Astini *et al.* 1996), generaron la orogenia famatiniana. Este evento sumó metamorfismo de alto a bajo grado, deformación dúctil - frágil, frágil - dúctil y frágil y magmatismo metaaluminoso y peraluminoso a los terrenos acrecionados del cinturón metamórfico paleozoico durante ~ 170 m.a. Además, a escala global, se desarrollaron otras orogenias paleozoicas (apalachiana - caledónica - hercínica o variscica - mauritánica) que, según Stephens *et al.* (1984), determinaron la progresiva consolida-

ción del supercontinente Pangea en el Pérmico medio.

En la región de Córdoba, la orogenia famatiniana iniciada en el Ordovícico con el magmatismo G2 (metaaluminoso, sincolisional) y el desarrollo de fajas extensas de cizalla por aplastamiento tectónico (fallas inversas de vergencia oeste con componente sinestral), promovió un flujo hidrotermal en celdas convectivas, que se enriqueció en W, Cu, Fe, Zn, Au, Pb, Ag, Bi, B y F (entre otros componentes) por progresiva removilización desde la secuencia volcanoclástica metamorfozada y mineralizaciones preexistentes. Datos isotópicos de Pb obtenidos por Chiaradia (2003) en yacimientos wolframíferos fanerozoicos de San Luis y otras regiones (< 0,5 Ma), avalan una contribución mantélica en este elemento litófilo y su vínculo con rocas magmáticas relacionadas con subducción; sugieren, además, la existencia de numerosos pulsos de mineralización debido al reciclado de antiguos reservorios.

Asociado con los magmatismos G2 y G3, se reinició la formación de yacimientos pegmatíticos portadores de Be, Nb, Ta, W, P, U y ETR. La edad de cristalización de los granitoides peraluminosos - metaaluminosos y tardío orogénicos G3, agentes mineralizantes, abarca entre 404 ± 6 y 382 ± 6 Ma según Lyons *et al.* (1997), aunque Massabie (1982) y Gómez (2003) precisan valores de 345 ± 10 Ma y $321 \pm 7 - 303 \pm 2$ Ma para los granitos Capilla del Monte y Serrezuela, respectivamente; por lo tanto, el ciclo famatiniano podría extenderse hasta el Carbonífero inferior (superior?) inclusive. Los magmas félsicos especializados que originaron estos granitoides, se emplazaron controlados por estructuras miloníticas N - S y su interferencia con lineamientos pampeanos de rumbo NNO y ~ E. Vinculados con los granitoides G2 y G3 se formaron depósitos metasomáticos de Fe y Cu (Ti y Au) en las metamorfitas y, en particular, el batolito Achala (granitoide de tipo S según Baldo *et al.* 1999) albergó concentraciones vetiformes de U, producto de la etapa evolutiva tardía del sistema magmático - hidrotermal.

La principal época documentada para la depositación de elementos metálicos se restringe sin embargo, al lapso entre 386 y 343 Ma y está definida por depósitos hidrotermales vetiformes en echelón y escalonados, con una gran variedad de microestructuras de crecimiento cíclico, debido a reiterados procesos de fracturamiento y sellado de cavidades. Los depósitos hidrotermales se concentraron en el centro - oeste del sistema serrano, en fajas transcurrentes secundarias interconectadas con la megacizalla de rumbo norte Los Túneles - Guacha Corral (Figs. 2 y 4). Los múltiples episodios de relleno y difusión en estado sólido tuvieron lugar en el campo reológico frágil - dúctil a frágil, a una profundidad de emplazamiento inferior a 7 km, luego del alzamiento de la región e iniciada la intrusión de los múltiples y voluminosos granitoides G3 de Cerro Áspero y Achala.

Los depósitos hidrotermales metalíferos, todos ellos con participación de Au, poseen control estructural definido por tres juegos conjugados principales de cizallas, de direcciones ONO, NO y N a NE; estos juegos responden al modelo Riedel para un ambiente frágil - dúctil a frágil y a un sistema compresivo E - O en los depósitos del norte (principalmente Agua de Ramón y Ambul) y otro NO en los del sur (Cerro Áspero, Piedras Blancas). La diferencia de dirección del esfuerzo máximo

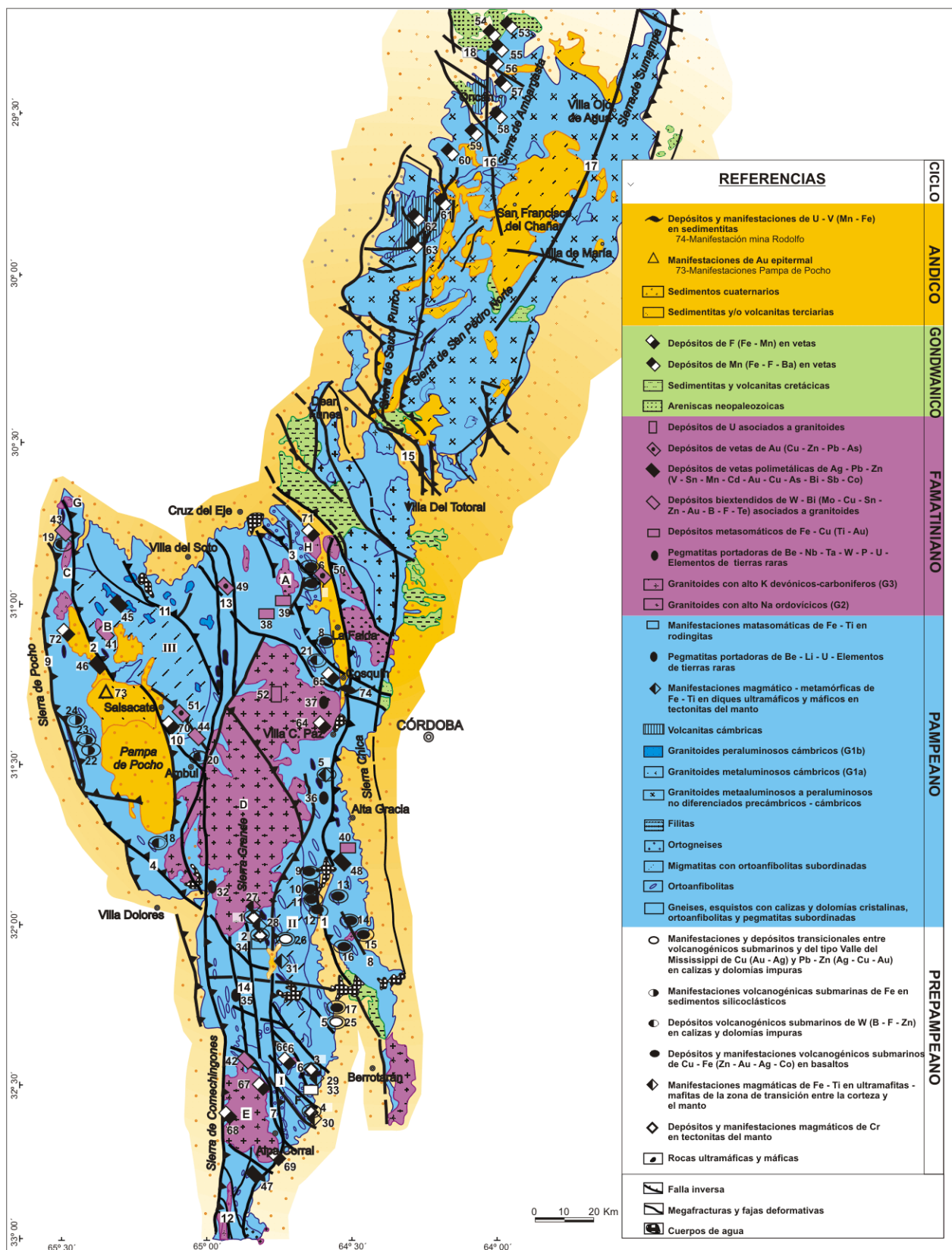


Figura 4: Modelos de depósitos asignados al estadio metalogénico 5 (Eoceno - Holoceno) y megaestructuras activas a partir del ciclo compresional ándico. Se correlacionan las asociaciones petrogenéticas más significativas y los modelos yacimientológicos asignados a los ciclos prepampeano, pampeano, famatiniano, gondwánico y ándico. Los nombres de los distritos, minas o manifestaciones y megaestructuras asociadas, son los utilizados en las figuras 1, 2 y 3.

(σ_1) desde el norte hasta el sur, acompaña la tendencia de rejuvenecimiento progresivo de la mineralización y se vincula con la etapa tardía de relajación mecánica, luego de la colisión oblicua de la Precordillera en el Ordovícico (Astini *et al.* 1996) o de Chilenia en el Devónico - Carbonífero (Ramos *et al.* 1986) con el margen gondwánico.

Los estudios además señalan para las mineralizaciones de W - Bi (Mo, Cu, Sn, Zn, Au, B, F, Te), Ag - Pb - Zn (V, Sn, Mn, Cd, Au, Cu, As, Bi, Sb y Co) y Au (Cu, Zn, Pb y As), una génesis emparentada por su geoquímica, múltiples episodios de extensión, relleno y disolución por presión, una fuente de fluidos salinos mixta (desde magmática hasta meteórica equilibrada con la roca de caja) y soluciones acuosas ricas en CO₂ con CH₄ subordinado, de acuerdo con los datos presentados en este trabajo. Los depósitos, con una génesis común propuesta por Skirrow y Sims (1996) y Skirrow *et al.* (2000) para el NO de Córdoba, responden al modelo yacimientológico mesothermal en zonas de cizalla (Nesbitt *et al.* 1986); modelo que en la literatura fue ampliado con las denominaciones “oro en zonas orogénicas” (Groves *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 1997, 2001) y “sistemas auríferos relacionados con intrusiones” (Lang *et al.* 2000). Recientemente, Groves *et al.* (2003) reunieron estos modelos bajo el término “depósitos de oro en cinturones metamórficos” e indican una interacción entre magmatismo, hidrotermalismo, deformación y metamorfismo como mecanismos responsables de liberar y depositar oro y/o metales base junto con otros elementos en zonas orogénicas o márgenes continentales convergentes.

La migración de fluidos hidrotermales provocó la retrogradación de las paragénesis metamórficas del ciclo pampeano, con la destrucción de magnetita y la redistribución del Fe³⁺ en silicatos paramagnéticos. Las fajas metamórficas famatinianas, y en particular las fajas mineralizadas de Guamanes y Guacha Corral, se caracterizan por una respuesta magnética débil. Sólo conservaron su carácter magnético las rocas máficas con elevado contenido de óxidos de hierro, y esencialmente los cuerpos ultramáficos que sufrieron serpentinización con la consiguiente creación de magnetita.

Al lapso comprendido entre 460 y 270 Ma se subscriben numerosas mineralizaciones polimetálicas de W, Bi, Pb, Zn, Ag, Cu, As, Sb, F y U, relacionadas con provincias auríferas, a veces de clase mundial. Entre las mineralizaciones, se destacan las de Nueva Zelanda, Antártida y este de Australia, ubicadas en el orógeno tasmano, en secuencias turbidíticas amalgamadas y deformadas a través de 200 m.a. a partir del Ordovícico, mediante contracciones episódicas y eventos de fracturamiento con desplazamiento en el rumbo (Fig. 5). A este ciclo se asocian, de acuerdo con Goldfarb *et al.* (2001), las manifestaciones vetiformes auríferas del centro argentino, NO de Córdoba (sierra Grande) y S de la Rioja (sierra de las Minas), así como las del E de la cordillera peruana.

El cinturón mineralizado se continúa en el hemisferio norte en los orógenos apalachiano, caledónico y variscico, que abarcan principalmente el NE de Estados Unidos, las Penínsulas Escandinava e Ibérica, el Macizo Central de Europa y el O de Siberia (Fig. 5). Según la información sintetizada en Goldfarb *et al.* (2001), las edades de la deformación y los granitoides preceden parcialmente los episodios

mineralizantes, tal como fue descrito para la región de Córdoba.

En la porción centro - oeste de Córdoba, a partir del Devónico y hasta el Carbonífero temprano inclusive, las evidencias halladas en todas las asociaciones paragenéticas indican un corredor polimetálico portador de Au, aún no explorado en su conjunto por su potencial aurífero. Este corredor, que proseguiría hacia el S de La Rioja, E de San Luis y N de La Pampa y, está asociado a los megalineamientos de rumbo norte, Los Túneles - Guamanes - Guacha Corral y a transurrencias secundarias, así como al modelo cinemático de Riedel y a múltiples episodios de depositación y magmatismo (G3).

La anomalía térmica generada por los intrusivos y la reactivación de megaestructuras y estructuras secundarias, promovieron la canalización de fluidos hidrotermales de origen mixto, que removilizaron elementos del basamento geoquímicamente especializado y depositaron metales base, wolframio y metales preciosos entre otros elementos en juegos de cizalla secundarios, durante la etapa transtensiva final del ciclo famatiniano o ciclo achaliano.

La orogenia gondwánica, con inicio en el Paleozoico tardío (Rapela y Llambías 1999, Dalziel *et al.* 2000), involucró la progresiva ruptura de Pangea, separándose Laurasia de Gondwana a ~ 180 Ma, al formarse el océano Atlántico Central (Dalziel *et al.* 2000), y desmembrándose posteriormente Gondwana por la separación de América del Sur de África a ~135 - 127 Ma, al expandirse el océano Atlántico Sur (Uliana y Biddle 1988).

La reactivación de las estructuras preexistentes por la tectónica extensional imperante dentro del campo frágil y en condiciones de régimen epitermal durante la etapa gondwánica tardía (o proto-andina), propició un nuevo episodio mineralizante en la región de Córdoba y Santiago del Estero, bajo un esfuerzo máximo principal proveniente del cuadrante NNE. Este esfuerzo reactivó sistemas de cizallas de direcciones ONO a NNO, N y NE a ENE, con rotación dextrógira en los principales lineamientos, mientras el Mn y F (Ba - Fe) fueron lixiviados del basamento por aguas continentales meteóricas de baja temperatura y salinidad, activadas por la anomalía térmica Tristán da Cunha. Se interpreta que las soluciones se canalizaron por megafracturas que separaron las sierras de San Luis, La Rioja y Catamarca de las de Córdoba y Santiago del Estero y la sierra Chica de las sierras Grande y Comechingones, depositando parte de los elementos químicos transportados en solución en estructuras de cizalla satélites (Figs. 2 y 4), debido a variaciones de pH, Eh y temperatura. Las edades de los depósitos, que abarcan desde 137 hasta 117 Ma, indican un rejuvenecimiento desde el norte hasta el sur del sistema hidrotermal. Además, durante este ciclo se sobreimpusieron numerosas venas y venillas de relleno, con ópalo ferruginoso y, en ocasiones, fluorita, piritita y minerales de manganeso, que invadieron las diversas litologías del basamento. Al respecto, se citan vetas de F (Ba - Fe) cretácicas con un mecanismo mineralizante homologable al descrito, en los distritos fluoríticos Santa Catarina y Río de Janeiro, en Brasil (Dardenne *et al.* 1997). En cuanto a los yacimientos de Mn (Ba - Fe) de Santiago del Estero, Leal (2002) señala la au-

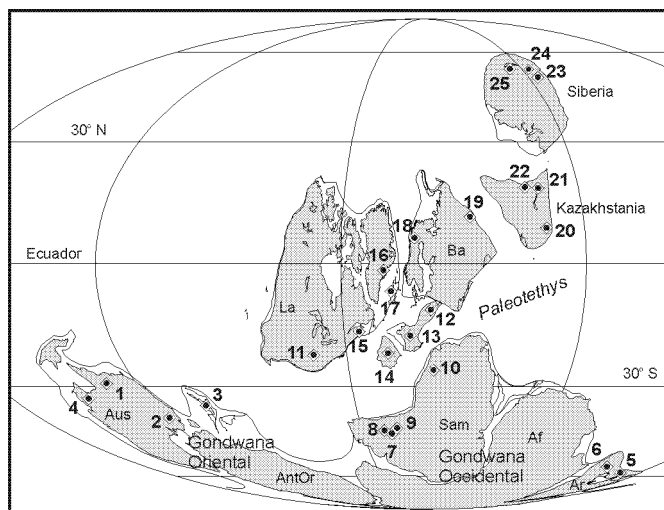


Figura 5: Distribución de las mayores provincias auríferas paleozoicas, con metales base y otros elementos asociados, sobre una reconstrucción global de McElhinny *et al.* (2003) para los 340 Ma. Af: África; AntOr: Antártida Oriental; Ar: Arabia; Aus: Australia; Ba: Báltica; La: Laurentia; Sam: Sudamérica. Datos tomados de Goldfarb *et al.* (2001). Thompson Fold Belt, Australia (1); Lachlan Fold Belt, Australia (2); Nueva Zelanda (3); Telfer, Australia (4); Escudo Arábigo, Arabia Saudita (5); Escudo de Hoggar, Arabia Saudita (6); Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina (7); Sierras Pampeanas de San Luis, Argentina (8); Sierras Pampeanas de la Rioja, Argentina (9); Provincia de Pataz, Perú (10); Carolina Slate Belt, Estados Unidos (11); Macizo de Bohemia, República Checa (12); Macizo Central Europeo, Francia (13); Península Ibérica, España y Portugal (14); Maguma, Canadá (15); Caledónides, Groenlandia (16); Gales, Irlanda (17); Graddis, Noruega (18); Montes Urales Centrales, Rusia (19); Tien Shan Este, China (20); Altaits, Kazakhstan (21); Kazakhstan Norte (22); Sayan Este, Rusia (23); Mongolia (24) y Baikal, Rusia (25).

sencia de depósitos equivalentes en edad y características descriptivas.

El ciclo ándico, relacionado con la subducción de la placa de Nazca bajo el margen occidental sudamericano, tuvo expresión en las Sierras Pampeanas Orientales desde el Eoceno - Mioceno inferior (Ramos 1999), y propició otra reactivación de estructuras N y alzamiento de bloques del basamento, mediante sistemas de fallas inversas. Los mecanismos erosivos liberaron U - V (Mn - Fe) de los granitoides especializados (G3), para depositarlos junto con material sedimentario en bajos estructurales, a través de la infiltración de aguas meteóricas (Fig. 4). Depósitos de U - V con génesis similar a las concentraciones de la mina Rodolfo (Córdoba), aunque de edad triásica a jurásica, se encuentran en el *plateau* del Colorado (Estados Unidos).

La tectónica ándica provocó en la pampa de Pocho un limitado volcanismo con escaso Au epitermal, a diferencia de las conspicuas concentraciones desarrolladas en la faja cordillerana de la zona volcánica central andina al norte de los 30° de latitud sur. El ciclo exógeno cobró relevancia por los procesos de meteorización supergénica, que transformaron niveles relativamente superficiales de las menas hipogénicas preexistentes, enmascarando parcialmente los rasgos primarios de los depósitos.

Agradecimientos

Se desea agradecer la colaboración del Dr. Pablo Leal y de la Universidad de Buenos Aires, institución que financió esta investigación en el marco de los proyectos UBACyT TX 51, AX 39, X 068 y X138.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. 1984. Yacimientos de minerales de hierro. En: Angelelli, V. (Ed.): Yacimientos Metalíferos de la República Argentina, I: 239-290. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, La Plata.
- Arcidiacono, E. 1973. Génesis de yacimientos de óxido de manganeso de Ojo de Agua, Santiago del Estero, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(2): 165-194.
- Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N. y Cañas, F. 1996. La Precordillera: Un Terreno exótico a Gondwana. 13º Congreso Geológico Argentino Actas 5: 273-292, Buenos Aires.
- 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, Argentina. *Acta Geológica Hispana* 32(1-2): 17-28.
- Blasón, R. 1999 a. Yacimiento Schlagintweit, distrito uranífero Batolito de Achala, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 613-620, Buenos Aires.
- Blasón, R. 1999 b. Yacimiento Rodolfo, distrito uranífero Valle de Punilla, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1773-1778, Buenos Aires.
- Bonalumi, A., Sfragulla, J. y Jerez, D. 1999. Fluorita de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1015-1022, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M. K. de y Etcheverry, R. 2000. Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 280-283.
- Brodtkorb, M. K. de y Miró, R. 1999. Los distritos de manganeso de Córdoba y Santiago del Estero. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1007-1014, Buenos Aires.
- Camacho, A. 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Rb/Sr geochronology, final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Servicio Geológico Minero Argentino (inédito), Buenos Aires.
- Caminos, R. y Cucchi, R. 1990. Levantamiento geológico estructural de la región situada entre Villa del Soto y Candelaria, provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Minería y Geología, (inédito), 19 p., Buenos Aires.
- 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., Miró, R., Cucchi, R. y Segal, S. 1993. Estudio geológico, geoquímico y geofísico de la mina La Argentina. 6º Congreso Colombiano de Geología, Actas 121-127.
- Chiarada, M. 2003. The evolution of tungsten sources in crustal mineralization from Arhean to Tertiary inferred from lead isotopes. *Economic Geology* 98(5): 1039-1045.
- Coniglio, J. 1992. Los yacimientos de fluorita en el batolito Cerro Aspero - Alpa Corral, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 4º Congreso Nacional de Geología Económica Actas: 281-283, Córdoba.

- Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L. y D'Eramo, F. 1999. Evolución hidrotermal del yacimiento de fluorita Los Cerros Negros, Córdoba, Argentina. Evidencias de inclusiones fluidas y elementos tierras raras. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas: 115, Salta.
- Correa, M. y Cabana, M. 2002. Análisis estructural de la veta La Clemira, sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. 6º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 111-114, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., López De Lucchi, M., Cingolani, C. y Varela, R. 1998. Laurentia - Gondwana collision: the origin of the Famatianian - Appalachian orogenic belt (a review). En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): The proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publications 142: 219- 229.
- Dalziel, I., Lawver, L. y Murphy, J. 2000. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 1-11.
- Dardenne, M., Ronchi, L., Bastos Neto, A. y Touray, J. 1997. Geología da Fluorita. En: Principais Depósitos Minerais do Brasil; Rochas y Minerais Industriais, 4B: 479-507, Ministerio de Minas y Energía, Brasilia.
- Di Marco, A. 2003. Metalogénesis de los depósitos de cobre-hierro y otros elementos metálicos asociados en anfibolitas de las fajas central y oriental del centro sur de las sierras de Córdoba. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito) 214 p., 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), La Plata.
- Fernández, R. 1999. El distrito minero La Bismutina, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 443-450, Buenos Aires.
- Franchini, M., Lira, R. y Sfragulla, J. 1999. Los skarns San Marcos Sierra y La Falda: geología, mineralogía y composición de los fluidos hidrotermales. Comparación con otros skarns de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(4): 420-435.
- Galindo, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Coniglio, J., Baldo, E., Rapela, C. y Saavedra, J. 1996. Two fluorite lodes located in the Achala Batholith and the Cerro Aspero Batholith (Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina) based on Nd and Sr isotope geochemistry. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*: 331, Buenos Aires.
- Galliski, M. 1994 a. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 99-112.
- Galliski, M. 1994 b. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II. Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 113-122.
- Galliski, M. 1999. Distrito Pegmatítico Alta Gracia, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 401-404, Buenos Aires.
- Galliski, M. y Linares, E. 1999. New K-Ar muscovite ages from pegmatites of the Pampean Pegmatite Province. En: 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 34: 63-68, Buenos Aires.
- Geuna, S., Mutti, D., Di Marco, A. y González Chiozza, S. 2000. La remanencia magnética y su importancia en la interpretación de anomalías: El yacimiento de cromita del cerro Los Guanacos, Provincia de Córdoba. *Actas 20º Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísica y Geodesia*, en CD, Mendoza.
- Goldfarb, R., Nesbitt, B. y Newberry, R. 1997. Gold vein formation during Cordillera orogenesis. Abstracts 3º National Conference of the Specialist Group in Economic Geology, Canberra. *Geological Society of Australia* 44: 32-34.
- Goldfarb, R., Groves, D. y Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geological time: A global synthesis. *Ore Geological Review* 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, 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.
- 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 Metalogenia del Distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 149 p. Buenos Aires.
- González Chiozza, S. y Mutti, D. 2002. Depósitos mesotermales y zonación del distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba. *Actas 15º Congreso Geológico Argentino*, en CD, El Calafate.
- González Chiozza, S., Wiechowsky, A. y Brodtkorb, M. 2002. Determinaciones mineralógicas en la fase de sulfuros del distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba. 6º Congreso de Mineralogía y Metalogenia Actas: 169-172, Buenos Aires.
- 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., Robert, F. y Hart, C. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology* 98(1): 1-29.
- 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.
- Hungenford, N., Lyons, P. y Stuart-Smith, P. 1996. Magnetic interpretation, Sierras Septentrionales de Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine - Australia Cooperative Project. SEGEMAR (inédito), Buenos Aires.
- Ichazo, G. 1978. Control tectónico de la mineralización de manganeso en la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 345-354.
- Iglesias, S. 2003. Prospección geoquímica del distrito wolframífero Cerro Áspero, provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 65 p., Buenos Aires.
- Kay, S. y Ramos, V. 1996. El magmatismo Cretácico de las sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino* 3: 453-464, Buenos Aires.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22º to 33º S Latitude). En: Skinner, B. (Ed.): *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology, Special Publication 7: 27-59.
- Lagorio, S. 2003. El volcanismo alcalino cretácico de la sierra Chica de Córdoba: geoquímica, petrogénesis y su relación con provincias volcánicas del sector centro-oriental de Sudamérica. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.
- Lang, J., Baker, T., Hart, C. y Mortensen, J. 2000. An exploration model for intrusion - related gold systems. *Society of Economic Geologists Newsletter* 40: 1-15.
- Leal, P. 2002. Estudio metalogénico de los yacimientos de manganeso del Departamento de Sobremonte, Provincia de Córdoba, Sierras Pampeanas Orientales. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédito) 150 p., La Plata.
- Llambías, E. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. I. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior - Triásico. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 29(14): 349-376, Buenos Aires.
- Lyons, P., Skirrow, R. y Stuart Smith, P. 1997. Report on geology and

- metallogeology 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), Buenos Aires.
- Marshall, B., Vokes, F. y Larocque, A. 2000. Regional metamorphic remobilization: upgrading, and formation of ore deposits. En: Spry, P., Marshall, B. y Vokes, F. (Eds.): *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology* 11: 19-38.
- Martino, R. 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico. Sierra Grande de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(1): 21-32.
- Martino, R. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4): 549 - 571.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 60-77.
- Martino, R., Guerreschi, A. y Sfragulla, J. 1997. Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(2): 233-247.
- Martino, R., Guerreschi, A. y Sfragulla, J. 2003. Petrografía, estructura y significado tectónico de la Faja de Deformación Los Túneles en las sierras de Pocho y Guasapampa, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 60-77.
- Martos, D., Petrelli, H., Candiani, J. C. y Miró, R. 1994. Modelos de yacimientos auríferos de la provincia de Córdoba. Encuentro Internacional de Minería, actas 1, p. 37 - 48, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Massabie, A. 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(2): 153-173.
- McElhinny, M.W., Powell, C.M. y Pisarevsky, S.A. 2003. Paleozoic terranes of eastern Australia and the drift history of Gondwana. *Tectonophysics* 362: 41-65.
- Miró, R. 1999. Los depósitos auríferos de Candelaria y San Ignacio, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 647-654, Buenos Aires.
- Mutti, D. 1994. Los cromoespínelos del centro - sur de las sierras de Córdoba: metalogénesis e implicancias geotectónicas. Actas 2º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata 2: 545 - 570, La Plata.
- Mutti, D. y Di Marco, A. 1999. Yacimientos de plomo - plata de los distritos Alta Gracia y Piedra Blanca, Córdoba. En: Zappettini, E. (Ed.): *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 671-674, Buenos Aires.
- Mutti, D. y González Chiozza, S. 2000. The Proterozoic ophiolite of eastern Sierras Pampeanas, Argentina, their evolution. Abstracts 31º International Geological Congress, en CD, Río de Janeiro.
- Mutti, D., y González Chiozza, S. 2005. Evolución petrotectónica del distrito minero Cerro Áspero y modelo de emplazamiento en los depósitos wolframíferos, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1): 159-173.
- Mutti, D., Tourn, S., González Chiozza, S. y Herrmann, C. 2003. Importance of late Famatinian deformation in the exploration for wolfram deposits in sierras de Córdoba, Argentina. En: Eliopoulos, D. (Ed.): *Mineral Exploration and Sustainable Development*, 795-798 p. Balkema, Rotterdam.
- Mutti, D., Di Marco, A., Tourn, S., Herrmann, C., Geuna, S., Caccaglio, O. y González Chiozza, S. 2005. Evolución Metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero, Argentina: Ciclos Prepampeano y Pampeano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1): 104-121.
- Nesbitt, B., Murowchick, J. y Muehlenbachs, K. 1986. Dual origin of lode - gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology* 14: 506-509.
- Otamendi, J., Nullo, F., Fagiano, M. y Aragón, E. 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos* 2: 249 - 266.
- Petrelli, H. 1988. Prefase de exploración de las minas Puigari y Monserrat. Dirección Nacional de Minería y Geología, (inédito), Córdoba.
- Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F. y Llambías, E. 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 251-265.
- Ramos, V. 1999. Ciclos Orogénicos y Evolución Tectónica. En: Zappettini, E. (Ed.): *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 29-49, Buenos Aires.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J. y Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine - Chilean Andes. *Tectonics* 5(6): 855 - 880.
- Rapela, C., 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. y Rapela, C. (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*, Geological Society of London, Special Publications 142: 181-217.
- Rapela, C. y Llambías, E. 1999. El magmatismo Gondwánico y los ciclos Fanerozoicos: En: Caminos R. (Ed.): *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 29 (3): 373-376, Buenos Aires.
- Rinaldi, C. y Linares, E. 1973. Edades K/Ar de pegmatitas de la provincia de San Luis. 5º Congreso Geológico Argentino Actas 1: 411-418. Buenos Aires.
- Rossello, E. y Mozetic, M. 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste argentino. *Boletín do 5º Simposio sobre o Cretáceo do Brasil*: 107 - 113.
- 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.
- Sillitoe, R. 1989. Further comments in exploration of The Carolina Gold Prospect -Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, informe 1115 (inédito), Buenos Aires.
- Sims, J., Skirrow, R., Suart - 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. Buenos Aires.
- Skirrow, R. 1997. Economic Geology (Part II). En: *Geology and Metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba 1:250.000*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 27, 131 p., Buenos Aires.
- Skirrow, R. y Sims, J., 1996. Mineral deposit styles and settings in the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino Actas 3: 137.
- Skirrow, R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Sims, J., Stuart - Smith, P. y Miró, R. 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological ⁴⁰Ar - ³⁹Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag - Pb - Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews* 17: 39-81.
- Sruoga, P., Urbina, N. y Malvicini, L. 1996. El volcanismo Terciario y los depósitos hidrotermales (Au y Cu) asociados en La Carolina y Diente Verde, San Luis, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino Actas 1: 89-100, Buenos Aires.
- Stephens, M., Scott Swinden, H. y Slack, J., 1984. Correlation of massive

- sulfide deposits in the Appalachian - Caledonian Orogen on the basis of paleotectonic setting. *Economic Geology* 79: 1442-1478.
- Stuart - Smith, P. y Lyons, P. 1997 Geology and Metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 27, 131 p., Buenos Aires.
- Sureda, R. 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la provincia de Córdoba, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 299-324.
- Tankard, A., Uliana, M., Welsink, H., Ramos, V., Franca, A., Milani, E., Brito Neves, B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cibian, M., Lopez Paulse, O., Germs, G., Wit, M., Machacha, T. y Miller, R. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52.
- Tourn, S. 1995. Informe de datación radimétrica K/Ar N° 3518. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica. Buenos Aires (inédito).
- 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.
- Turner, S., Regelous, M., Keller, S., Hawkesworth, C. y Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 333-348.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic – Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18(2): 172-190.
- 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.

Recibido: 13 de febrero, 2004

Aceptado: 11 de abril, 2005