

TEXTURAS, INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTABLES EN VETAS TENSIONALES CUARZO-AURÍFERAS DE CIZALLAS PALEOZOICAS, SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

Diana MUTTI¹, Alejandro DI MARCO¹, Carolina MÉNDEZ¹ y Lidia KORZENIEWSKI²

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, E-mail: muttix@gl.fcen.uba.ar

² SEGEMAR, Buenos Aires.

RESUMEN

En las Sierras Pampeanas afloran prominentes zonas de cizalla famatinianas con deformación dúctil a dúctil frágil y edad ordovícica tardía - silúrica. Estas cizallas fueron reactivadas durante el Devónico - Carbonífero inferior por la sobreimposición de la orogenia achaliana, en un ambiente reológico dúctil - frágil, que en su etapa final evolucionó al campo frágil. Sincrónicamente, y con posterioridad al magmatismo devónico achaliano, se desarrollaron en las cizallas sistemas de vetas tensionales, rellenas con cuarzo blanco₁, blanco a gris traslúcido₂, gris₃ y calcedónico₄, con mineralización de oro, óxidos de W - Fe - Bi y sulfuros de metales base. En los sistemas de vetas, la depositación de oro predominó en el estadio₃, en el cual precipitaron también los sulfuros de metales base (< 15 % en volumen), dispuestos en cadena y disseminaciones dentro de un agregado microgranoso de cuarzo gris. Esta variedad de cuarzo se depositó en venillas y bandas, vinculadas con sitios de deformación en el cuarzo blanco lechoso y gris traslúcido, y determinó texturas laminadas, en *ribbon* y brechosa, principalmente. Este trabajo se focaliza en el estudio del cuarzo gris₃, mediante estudios meso y microestructurales, termobarométricos a partir de inclusiones fluidas e isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, complementándose con datos provenientes de las variedades de cuarzo blanco₁, calcedónico₄ y rocas metamórficas e ígneas del basamento. Los resultados señalan la existencia de inclusiones bifásicas y trifásicas, temperaturas de homogeneización en torno a $\sim 278^\circ\text{C}$, bajas salinidades (< 5,22 %e.p. NaCleq), subpresión de fluidos (Pint < Pconf), y fluidos hidrotermales derivados de fuentes magmáticas y/o metamórficas. Las condiciones de formación para el estadio₃, son consistentes con un proceso de deformación, neomineralización y relleno de fracturas tensionales, en condiciones reológicas frágiles e interacción de los fluidos con las rocas del basamento, durante la fase final de la orogenia achaliana. El estudio avala también, la participación de aguas meteóricas durante el estadio₄ final, debido entre otros, al alzamiento gradual de las Sierras Pampeanas desde el Devónico.

Palabras clave: *Cizallas achalianas, Cuarzo gris, Oro, Texturas, Inclusiones fluidas, Isótopos estables.*

ABSTRACT: *Textures, fluid inclusions and stable isotopes in quartz-auriferous tensional veins of Paleozoic shear zones, Eastern Sierras Pampeanas.*

In Sierras Pampeanas, conspicuous Famatinian Ordovician - Silurian shear zones crop out, with brittle to brittle - ductile deformations. In the Devonian - lower Carboniferous, these shears were reactivated by the superimposing achalian orogeny in a brittle - ductile to brittle regimen, transitional to brittle in the last evolution stage. Tensional veins synchronically developed in the shear systems, after the achalian Devonian magmatism, were filled with white₁, white to transparent grey₂, grey₃ and chalcedonic₄ quartz, bearing gold, W - Fe - Bi oxides and base metal sulphides. The deposition of gold in the quartz vein systems and the precipitation of base metal sulphides (< 15 % per volume) was the most important process in stage₃; these metals arranged in chains and disseminations in the microcrystalline grey quartz. The stage₃ quartz appears in veinlets and bands, related to strain sites in the white milky and transparent grey quartz's, and determines mainly laminated, ribbon and stockwork textures. We emphasise in the grey₃ quartz, through macro and microstructural, termobarometric, fluid inclusions and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes studies, with complementary information about massive white₁ and chalcedonic₄ quartz's, and metamorphic and igneous basement rocks. The results point out the existence of double and triple phases in the fluid inclusions, with homogenisation temperatures around $\sim 278^\circ\text{C}$, lower salinities (< 5,22 NaCleq) and fluid pressures (Pint < Pconf), and hydrothermal fluid signature derived from magmatic and/or metamorphic sources. Moreover, the stage₃ is related with deformational process, neomineralization and tensional fracture filling in rheologic brittle conditions, and interaction between hydrothermal fluid and basement rocks, during the achalian orogeny final phase. Furthermore, the results show that meteoric water participated in the final stage₄ due to the Sierras Pampeanas uplift since the Devonian.

Keywords: *Achalian shears, Grey quartz, Gold, Textures, Fluid inclusions, Stable isotopes.*

INTRODUCCIÓN

En las Sierras Pampeanas, las fajas de cizalla con orientación meridiana y edad ordovícica - silúrica, constituyen rasgos geológicos prominentes, relacionados con el emplazamiento del orógeno famatiniano durante el Ordovícico (Aceñolaza y Toselli 1976), en el margen occidental de Gondwana. Martino (2003) y Simpson *et al.* (2003) caracterizaron las principales fajas de la provincia de Córdoba como cabalgamientos dúctiles inversos que dieron lugar a la formación de rocas con alta deformación no coaxial, tales como gneisses miloníticos y milonitas. Sims *et al.* (1997), determinaron además episodios devónicos de reactivación tardía que relacionan con la orogenia achaliana, como respuesta a la probable colisión entre el terreno alóctono Chilena y el margen occidental de Gondwana (Ramos 1999).

El registro de dichas reactivaciones en las fajas de cizallamiento dúctil, fue documentado por Martino (1993 y 2003), Sims *et al.* (1997) y Simpson *et al.* (2003), entre otros autores, como estructuras y rocas vinculadas con un campo reológico dúctil - frágil a frágil. En este registro se debe incluir además el emplazamiento de vetas en sitios dilatacionales de las fajas y sus aledaños, con ganga mayoritaria de cuarzo y portadoras de mineralización polimetálica (Sims *et al.* 1997, Lyons *et al.* 1997, Mutti *et al.* 2007 a y b).

Relacionado con la apertura y evolución de las cizallas durante el ciclo famatiniano, se emplazó un magmatismo calcoalcalino metaluminoso a peraluminoso de arco, en las sierras de San Luis y subordinadamente en las de Córdoba (Sato *et al.* 2003). Mientras que junto con la reactivación de las fajas miloníticas durante la orogenia achaliana, se desarrolló un magmatismo devónico tardío a posorogénico que generó batolitos sincinemáticos a postcinemáticos y al cual Mutti *et al.* (2007 a y b) vinculan parcialmente con la formación e instalación de las vetas de cuarzo.

Los ciclos de aperturas y cierres en siste-

mas de rocas deformadas, magmas y fluidos hidrotermales tardíos a posorogénicos, determinaron para las sierras de Córdoba y San Luis un dominio lineal mineralizado con Au, W, Ag, Pb y Zn, entre otros elementos, localizado entre los 64°45' y 65°45' O, pero que se continúan en las provincias de La Rioja, Catamarca y Jujuy (Mutti *et al.* 2007a y b). Estos autores caracterizaron desde un punto de vista estructural, litológico, isotópico y parcialmente a partir de inclusiones fluidas, las vetas de cuarzo polimetálicas vinculadas con cizallas, en distritos representativos de las sierras de Córdoba y San Luis, y establecieron probables fuentes de aporte, tipos de fluidos mineralizantes y un modelo común de emplazamiento y evolución cinemática. En el presente trabajo se ahonda en el conocimiento del cuarzo gris del estadio³ (véase referencias en Skirrow *et al.* 2000 y Mutti *et al.* 2007a y b), principal portador de mineralización aurífera de las vetas tensionales expuestas en las fajas de cizallas de las Sierras Pampeanas. Se incluyen nuevas determinaciones meso y microestructurales, termobarométricas obtenidas a partir del estudio de fluidos entrampados en el cuarzo e isotópicas para $\delta^{18}\text{O}$, que conducen a precisar las condiciones que actuaron y promovieron la deposición del oro, en uno de sus episodios iniciales.

LAS FAJAS DE CIZALLAS PALEOZOICAS Y LOS SISTEMAS DE VETAS TENSIONALES CON CUARZO MINERALIZADO

De acuerdo con Martino (2003), Sato *et al.* (2003) y Mutti *et al.* (2005 y 2007a y b), en las Sierras Pampeanas Orientales el cierre del ciclo famatiniano se manifiesta a través de discretas fajas de cizallamiento dúctil de alto ángulo, con vergencia oeste y cabalgamientos de bloques, indicativos de una colisión oblicua. El pico metamórfico famatiniano, en las rocas metapelíticas, está representado por la asociación granate \pm biotita \pm sillimanita

feldespato K \pm cordierita (Gordillo 1984, Otamendi y Rabbia 1996, Cerredo 1996). En la mayor parte de las fajas de cizalla, la deformación paleozoica determinó estructuras tales como clivaje de presión - flujo y pliegues apretados en chevron que definen una fábrica textural penetrativa metamorfozada, con formación de rocas miloníticas a temperaturas de 500°C y superiores (Simpson *et al.* 2001). En esta fábrica es corriente observar estructuras delta y sigma con porfiroclastos rotados de granate, feldespato y/o cuarzo en las rocas silicoclásticas, o de hornblenda y/o piroxeno en anfibolitas y otras rocas máficas, junto a *boudinage* dúctil y pliegues parásitos.

Posteriores episodios de reactivación tectónica, que de acuerdo con Sims *et al.* (1997), señalan el inicio del ciclo achaliano, determinaron la exhumación de las fajas de cizalla en condiciones reológicas dúctiles-frágiles, con un metamorfismo retrógrado en facies esquistos verdes, definido por biotita \pm moscovita \pm cuarzo \pm feldespato K \pm apatito \pm epidoto magnetita. Nuevos episodios de milonitización con cataclasis subordinada obliteraron la deformación famatiniana, y originaron estructuras tales como: planos de crenulación C-S, sigma, delta, cintas de cuarzo recrystalizado, dominó, *mica-fish*, *kink bands* y otras, vinculadas con un campo reológico dúctil-frágil predominante.

La finalización del ciclo achaliano, con el levantamiento final del orógeno y su exposición a condiciones reológicas netamente frágiles, queda evidenciada por la formación de trenes repetitivos de grietas y/o fracturas tensionales o escalonadas en *echelon*, sintéticas y antitéticas con respecto al sentido de movimiento de las cizallas principales (Mutti *et al.* 2007a). La acción sincrónica de sistemas hidrotermales relativamente cerrados, determinó el relleno de las discontinuidades, a partir de sucesivos pulsos de fluidos acuosos carbonícos y acuosos juveniles - metamórficos portadores de elementos metálicos, que luego evolucionaron hasta acuosos meteóricos (Mutti *et al.* 2007a). Su depo-

situación en las zonas de alivio de las cizallas frágiles, generó sistemas de vetas y venas en *echelon* y/o escalonadas, a menudo sigmoideas, con cuarzo \pm calcita \pm filosilicatos \pm óxidos, portadoras de mineralización diseminada y/o en cadenas de oro, óxidos de Fe - W y sulfuros de metales base. Entre estos episodios, se destaca el que depositó el cuarzo gris del estadio₃, portador de las mayores concentraciones de oro.

En las Sierras Pampeanas Orientales, entre las estructuras que albergan sistemas de vetas mineralizadas, sobresale por sus dimensiones la megacizalla Tres Árboles (Simpson *et al.* 2003), cuya traza en su mayor parte coincide con el margen occidental de la sierra de Córdoba y limita los dominios pampeano y famatiniano (Fig. 1). Esta faja, con dirección general norte e inflexiones de rumbo NO, recibe distintas denominaciones en el sentido norte-sur: faja Los Túneles (Martino *et al.* 2003), faja Ambul - Mussi (Martino 1993 y 2003) o zonas Ambul y Tres Árboles (Withmeyer y Simpson 2003), faja Guacha Corral (Martino *et al.* 1995) y faja Las Lajas (Otamendi *et al.* 1996). Distintos sectores de la megacizalla albergan sistemas tardíos de vetas tensionales rellenas con cuarzo y mineralización metalífera, representados por los distritos de W-Cu-Zn Ambul (Herrmann 2002), W-Bi-Au-Cu-Pb Cerro Áspero (Mutti y González Chiozza 2005a y b), Ag-Pb-Zn Villa Dolores (Lapidus y Fernández Lima 1960) y Ag-Pb-Zn Piedra Blanca (Mutti y Di Marco 1999).

Otras fajas de cizalla, consanguíneas, tardías o secundarias respecto a Tres Árboles, que alojan vetas de cuarzo mineralizadas son: Guamanes (Martino 1993) y La Higuera - Dos Pozos (Lyons *et al.* 1997) en Córdoba, y Río Guzmán (Sims *et al.* 1997) en San Luis. A la faja Guamanes (Fig. 1) se vincula la mineralización de Au-Cu-Zn-Pb del distrito Candelaria (Bonalmi y Gigena 1984, Miró 1999), mientras que la faja La Higuera - Dos Pozos alberga vetas polimetálicas del distrito El Guaico (Sureda 1978). En la faja Río Guzmán se reconocen vetas con W-

Au de los distritos Santo Domingo, El Araucano - La Higuera y La Teodolina (Brodtkorb *et al.* 1999); aunque la posible continuidad de la faja en sentido noreste esbozada por Martino (2003), permitiría incluir también los distritos de W-Cu San Martín (Etcheverry 1991) y Ag-Pb-Zn-Au-Cu Las Aguadas (Ulacco 1997).

En las fajas de cizalla de las Sierras Pampeanas, el análisis de las fábricas tectónicas macro y microestructurales de las rocas, permite obtener información geológica en aspectos tales como los mecanismos de deformación operados y sus cambios a través del tiempo y las variables termodinámicas de control ejercidas, entre ellas temperatura, presión del fluido y relación entre presión confinante - deformación. En las vetas de cuarzo del estadio final del ciclo achaliano, es posible definir además los tiempos relativos y alcances de los procesos hidrotermales y la reactivación de las estructuras hospedantes de las menas.

Entre los sistemas vetiformes relacionados con cizallas achalianas, se eligieron para efectuar este estudio los distritos mineros El Guaico, Candelaria y Cerro Áspero en la provincia de Córdoba, y San Martín y Las Aguadas en la provincia de San Luis (Fig. 1). Se incluyeron también las vetas de los distritos de W-Cu-Bi La Bismutina (Fernández 1999) de Córdoba y de Pb-Zn-Ag San Bernardo (Mutti *et al.* 2007a) y W-Bi-Cu-Au Los Cóndores (Etcheverry y Brodtkorb 1999) de San Luis, localizados fuera de las cizallas principales, pero con similares rasgos estructurales, petrográficos y metalogenéticos.

MÉTODOS ANALÍTICOS

En los distritos mineros analizados, la principal variedad de cuarzo hallada es blanco lechosa y translúcida. A esta variedad se superponen múltiples episodios de fracturamiento y sellado de cavidades, generalmente relacionados con la deposición de cuarzo gris, el cual rara vez supera el 20 % en volumen, dentro de las variedades de cuarzo citadas en Mutti *et al.* (2007b).

En el laboratorio del Área Geología Minera del Departamento de Ciencias Geológicas de la UBA, se prepararon 11 secciones microscópicas doblemente pulidas del cuarzo del estadio₃, y subordinadamente del estadio₁, para su estudio petrográfico y termobarométrico, y 18 secciones delgadas para su estudio textural. La confección de las secciones bipulidas fue realizada de acuerdo al procedimiento propuesto por Velasco (2004); para su observación petrográfica se utilizó un microscopio Olympus BX60 y las mediciones cuantitativas se hicieron con una platina de enfriamiento/calentamiento *Fluid Inc.* perteneciente al SEGEMAR. Durante los ensayos de enfriamiento se registraron las temperaturas de final de fusión del hielo ($T_{m_{ice}}$) y clatrato ($T_{m_{clatrato}}$) para determinar la salinidad de los fluidos (Bodnar *et al.* 1985 y Collins, 1979 respectivamente) y la temperatura de fusión del CO₂ ($T_{m_{CO_2}}$) obtenida para evaluar la pureza de la fase carbónica. Durante los ensayos de calentamiento de las inclusiones se obtuvieron temperaturas de homogeneización del CO₂ ($T_{h_{CO_2}}$) para determinar la densidad del CO₂ (Shepherd *et al.* 1985) y temperaturas de homogeneización total ($T_{h_{total}}$). Se obtuvieron 103 datos cuantitativos para tratamiento estadístico, que amplía la información sobre inclusiones fluidas de Skirrow *et al.* (2000) y Mutti *et al.* (2007b). No fue posible realizar mediciones en el cuarzo calcedónico rojo del estadio₄, portador de hematita finamente intercrecida y carbonatos, variedad a la que Skirrow *et al.* (2000) denominan jasperoide.

Las determinaciones por $\delta^{18}O$, se llevaron a cabo sobre un total de 19 muestras de cuarzo de las variedades blanca₁, gris₃ y calcedónica₄ de las vetas, de metamorfitas afectadas por la tectónica achaliana y de rocas ígneas famatinianas y achalianas. La separación se realizó mediante lupa binocular, con posterior molienda en el laboratorio del Área Geología Minera del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Las mediciones de $\delta^{18}O_{cuarzo}$ se efectuaron en el laboratorio *Actlabs* de Canadá, mediante

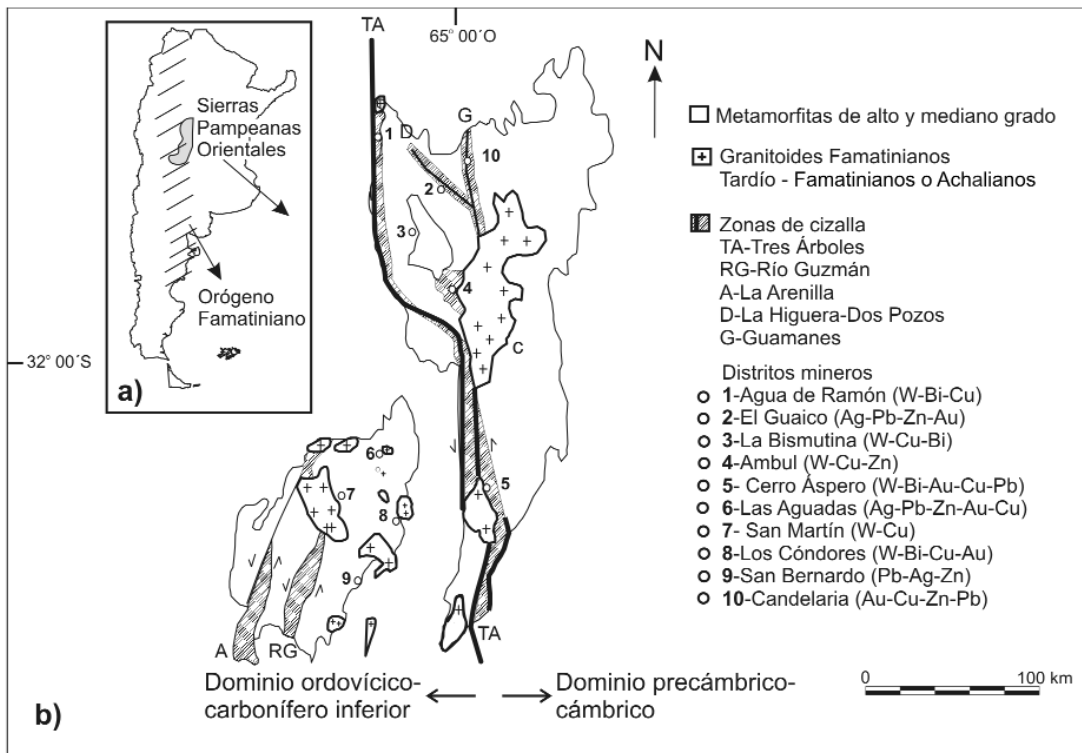


Figura 1: a) Mapa de la Argentina con indicación de las Sierras Pampeanas Orientales de San Luis y Córdoba y el orógeno famatiniano, modificado de Sato *et al.* (2003); b) Geología simplificada de las sierras de San Luis y Córdoba, con indicación de las zonas de cizalla mayores y los distritos con mineralización metalífera en vetas de cuarzo achalianas.

la técnica TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), con los estándares VSMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*) y una precisión de 0,3 ‰. Los cálculos para determinar $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$, se realizaron en gabinete mediante las ecuaciones de fraccionamiento isotópico generadas por Matsuhisa *et al.* (1979) y Kita *et al.* (1985), utilizándose en ellas las temperaturas medidas en las inclusiones fluidas del cuarzo blanco y gris de las vetas, y estimadas para el cuarzo calcedónico de las vetas y el cuarzo de las metamorfitas y rocas ígneas.

TEXTURAS DE DEPOSITACIÓN DEL CUARZO

Se detallan nuevas determinaciones mineralógicas y texturales surgidas de la observación de muestras de mano y secciones delgadas orientadas, para presentar una caracterización descriptiva del comportamiento mecánico del material portador de oro de las vetas orogénicas durante el estadio₃. Para ello se aplicó el marco conceptual de las texturas propuestas por Dowling y Morrison (1989) y

Dong *et al.* (1995), que contempla arreglos espaciales de materiales depositados en condiciones epitermales a mesotermales.

Siguiendo la clasificación de Dowling y Morrison (1989) y Dong *et al.* (1995), el material se puede agrupar bajo dos texturas macroscópicas predominantes: 1) de crecimiento primario y 2) de crecimiento secundario.

Las texturas macroscópicas de crecimiento primario reflejan el episodio inicial y principal de relleno y formación de las vetas; no obstante también responden a pulsos de crecimiento de cuarzo durante sucesivos episodios de depositación, en cuyo caso debe considerarse además la deformación de los materiales previos y neomineralización. Las texturas de crecimiento secundario, son de recristalización y/o reemplazo y mayormente, se restringen al cuarzo blanco preexistente y la generación del cuarzo gris; reflejan deformación por deslizamiento, rotación, migración de bordes de granos, reducción de límites del área cristalina, *kink bands*, presión - disolución - redepositación y sellado (*crack seal*), difusión, recristalización y brechamiento, entre otros

mecanismos.

Las texturas macroscópicas de crecimiento primario en cuarzo están representadas en las vetas orogénicas por las variedades:

1) Maciza (*buck* o *bull*): domina en el cuarzo blanco o blanco lechoso de grano grueso, generalmente estéril o con menos de 5 g/t Au. En sección delgada predomina un agregado de cristales subhedrales a euhedrales. En ocasiones, cuarzo blanco grisáceo o gris vítreo traslúcido, con aspecto similar al tipo *buck*, pareciera prevalecer en aquellas vetas alojadas en rocas graníticas, o en vetas sigmoides localizadas en migmatitas milonitizadas.

2) Fibrosa paralela: determinada por cristales elongados de cuarzo con sus ejes cristalográficos - C orientados con alto ángulo respecto a los contactos entre las vetas y rocas de caja (Fig. 2a). En ocasiones se observan cristales elongados curvilíneos que indican, entre otros aspectos, movimientos transcurrentes y/o variación durante su crecimiento, de la dirección del campo de esfuerzos local o a escala de la zona de cizalla. Las fibras son elongadas y muestran múltiples incrementos de crecimiento progresivo, sin

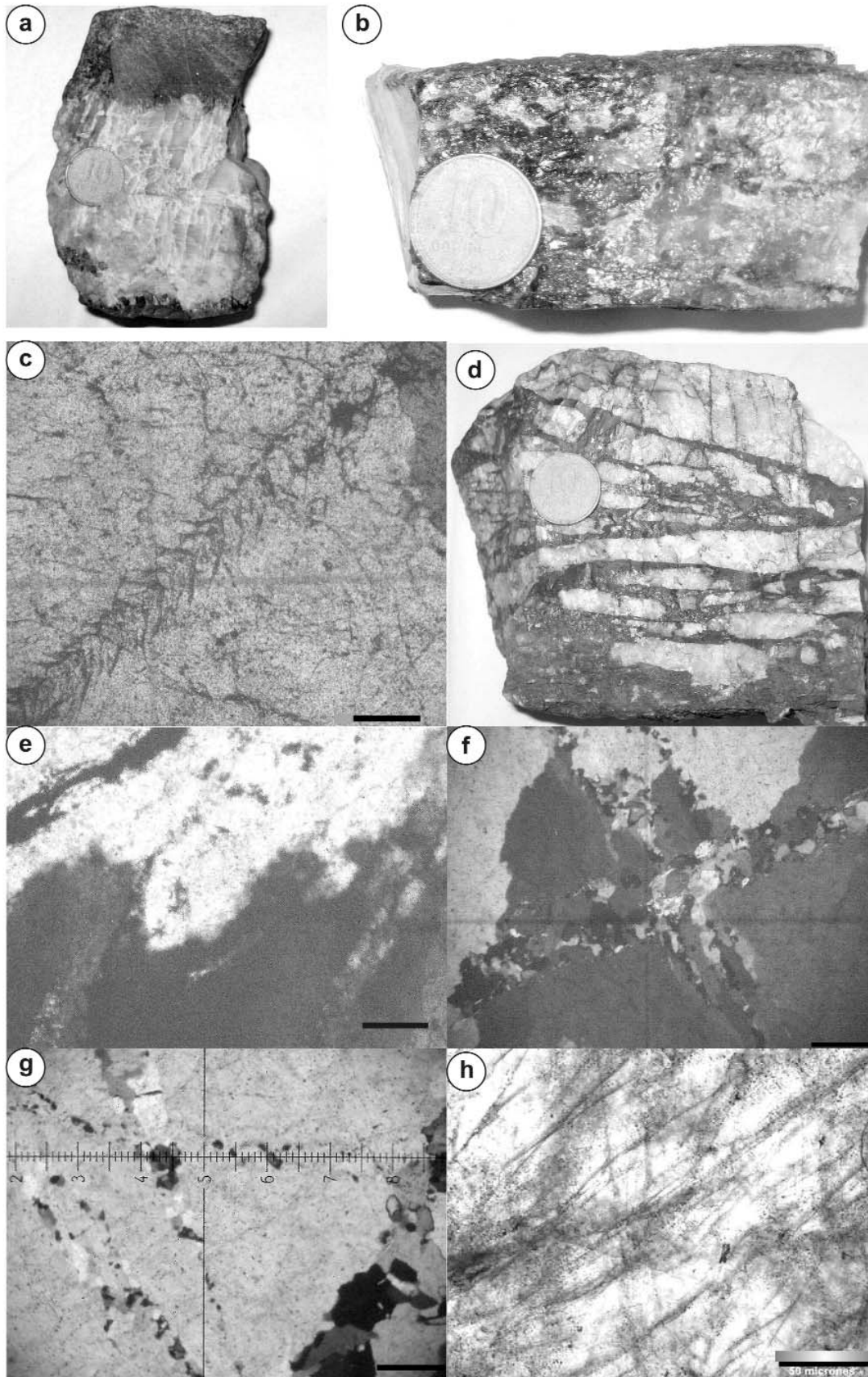


Figura 2: Fotografías (a, b, d) y microfotografías (c, e, f, g, h) de macro y microestructuras en el cuarzo de relleno de vetas tensionales en cizallas de las Sierras Pampeanas Orientales: a) fibrosa paralela; b) laminada; c) en cono; d) brechosa; e) subgranos poligonales; f) subgranos neoformados en bordes de cuarzo y en bandas; g) bandas de granos neoformados y deformación lamelar difusa (de borde izquierdo inferior hacia derecho superior); h) inclusiones fluidas en escoba. Microfotografías c, e, f y g con analizador, la barra equivale a 200 micrones. Microfotografía h sin analizador, la barra equivale a 50 micrones, véase referencias en el texto.

terminaciones idiomorfas, con superficies basales pequeñas y terminales mayores. En secciones delgadas tienen extinción ondulante, y están cortadas por bandas de cuarzo subparalelas a los márgenes de las vetas o vetas.

3) En peine: definida por cristales prismáticos paralelos dispuestos perpendicularmente a los límites vena/veta - roca de caja. Se restringe a cavidades de dilatación en vetas y vetas. En sección delgada los cristales son comúnmente más angostos en sus bases.

Las texturas de crecimiento secundario a escala macroscópica se agrupan en las variedades:

1) Laminada: integrada por bandas de cuarzo con variado tamaño de grano y/o diferente color, paralelas a subparalelas al rumbo de la veta (Fig. 2b). Los contactos entre las bandas suelen ser netos, aunque a escala microscópica pueden tener bordes aserrados y finos agregados de filosilicatos (biotita \pm moscovita) + arcillas + óxidos, con similar orientación a los cristales de cuarzo.

2) *Ribbon*: corresponde a otro subtipo muy difundido, que muestra la combinación de bandas con diseño tipo *buck* junto a otras de cristales elongados y/o deformados, y finas bandas paralelas entre sí y/o venillas de granos a subgranos de cuarzo gris. Con frecuencia incluye fragmentos laminados de roca de caja penetrativamente silicificada.

3) Estilolítica: Se visualiza por zonas oscuras de cuarzo gris con geometría curvilínea, junto a finos y escasos cristales de filosilicatos. Ocasionalmente carbonatos y sulfuros ocupan sitios de relleno y reemplazo respectivamente. Un estadio precursor de esta variedad textural está definida por microestructuras con diseño en cono de acuerdo con García *et al.* (2005). El diseño en cono es sumamente frecuente en los yacimientos estudiados (Fig. 2c) y suele transformarse en dislocaciones intercrystalinas con trazo recto y orientaciones de 15°, 30° y 0° con respecto al rumbo de la veta. Albergan cristales euhedrales de pirita a lo largo de su traza, con arreglo en cadena.

4) En mosaico: formada por cuarzo granoblástico fino de color blanco grisáceo a traslúcido, generalmente anhedral a subhedral y con uniones triples a 120° entre los individuos.

5) Brechosa: compuesta por fragmentos de roca de caja milonitizada y/o cuarzo blanco y/o gris a traslúcido, cementados por cuarzo gris y hematítico jasperoidal (Fig. 2d). Los fragmentos son angulosos y suelen desarrollar textura *jig saw* en sitios de intersección entre vetas de relleno principalmente. Este arreglo cristalino también puede preservar registros de fragmentos silicificados de roca de caja o de cuarzo de estadios previos, cementados por el cuarzo gris. En este caso, los fragmentos suelen ser elongados a subredondeados, con sus bordes difusos o transicionales.

Con respecto a las microtexturas del cuarzo gris, surgen en su mayoría por deformación intracrystalina de individuos, deslizamiento de planos dentro de cristales y pérdida de homogeneidad en la red cristalográfica debido a rotura de enlaces o dislocaciones, recuperación y generación de subgranos en bandas bajo condiciones dinámicas. Estas texturas señalan una evolución del sistema, tendiente a alcanzar su menor energía interna en presencia de fluidos intercrystalinos (Passchier y Trouw 1996, Cox *et al.* 2001).

De acuerdo con la clasificación de Passchier y Trouw (1996), la variedad de cuarzo gris aquí analizada, está espacial y temporalmente relacionada con microestructuras desde ondulante, lamelar y en cono, hasta de subgranos de forma ameboidal y/o poligonal (Fig. 2e).

En general, la migración de los bordes de granos durante la recristalización determinó nucleación de fases cristalinas del orden de los $\sim 50 \mu\text{m}$ y neoformación de subgranos, en individuos de cuarzo preexistente y menos deformado.

Las bandas de subgranos varían aproximadamente entre 50 y 500 μm (Fig. 2f) y guardan una relación curvilínea determinada por cuatro direcciones principales; dos de ellas oblicuas al rumbo de la veta/vena, guardan entre sí un ángulo me-

nor a 45° (direcciones conjugadas) y poseen la mayor extensión en el sistema; las dos restantes se disponen aproximadamente transversal y paralelas al rumbo del cuerpo mineral respectivamente (Fig. 2g). Estas últimas controlan bandas de menor extensión que las oblicuas, con una proporción $\sim 1:5$. En particular, cuando las bandas transversales se ubican en la zona de intersección de bandas o venillas oblicuas, describen formas sigmoideas y marcan un incremento del espesor de la venilla, vena o banda, generando diseños en *echelon*. Estos sitios de dilatación poseen abundante sulfuros, entre ellos pirita, y micas con *kink bands*.

En el caso del distrito Candelaria, también es posible definir dominios de clivaje paralelo a subparalelo al rumbo de las vetas/vetas, con microlitones de un espesor entre 30 y 500 μm . Es visible además un clivaje de crenulación incipiente, indicativo de deformación de grado intermedio, bajo un régimen con temperaturas menores a 300°C, mecanismos de transferencia de soluciones y acumulación del material insoluble a lo largo de planos de disolución (Passchier y Trouw 1996). En los distritos El Guaico, Candelaria, Cerro Áspero y San Martín, megascópicamente se observa además un cuarzo gris más oscuro, y al microscopio bandeamiento coliforme de cuarzo recristalizado con textura fibrosa, sacaroide y/o en mosaico.

INCLUSIONES FLUIDAS

El estudio petrográfico y tipológico se realizó sobre muestras de cuarzo blanco1 estéril portador de pirita, con cuarzo gris₃ sobrepuesto junto a sulfuros polimetálicos, pirita y oro. El cuarzo blanco1 predomina en vetas masivas poco potentes y el cuarzo gris₃ en las laminadas ribbon y/o brechosas, junto con minerales tales como esfalerita, calcopirita, galena y sulfosales.

Petrografía de inclusiones fluidas

Se diferenciaron dos tipos principales de inclusiones fluidas en las muestras de

cuarzo analizadas (Cuadro 1). Fueron clasificadas de acuerdo al número de fases presentes a temperatura ambiente y al comportamiento de las fases en los ensayos microtermométricos:

Inclusiones de tipo 1: son bifásicas acuosas, presentan una burbuja de vapor de tamaño variable que en general no supera el 60 % del volumen de la inclusión (Shepherd *et al.* 1985). Se disponen en microfracturas selladas o en grupos intragranulares. Tienen morfología regular de forma elongada y tamaños que varían entre 5 y 10 micrones.

Inclusiones de tipo 2: son inclusiones con una fase carbónica y se ubican en microfracturas y grupos intragranulares. Se diferenciaron tres subtipos: 2A son aquellas inclusiones con $\text{CO}_2_{\text{líquido}} + \text{CO}_2_{\text{vapor}}$; la proporción de la fase vapor varía entre el 20 y 90% del volumen de la inclusión. Tienen morfología regular hasta de cristal negativo, con tamaños que no exceden los 30 micrones; las inclusiones 2B presentan $\text{CO}_2_{\text{líquido}} + \text{CO}_2_{\text{vapor}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{líquida}}$ con proporciones variables de fases carbónicas. En general son igual o ligeramente mayores en tamaño que las inclusiones del subtipo 2A, con morfologías regulares e irregulares; por último las inclusiones denominadas 2C tienen $\text{CO}_2_{\text{líquido}} + \text{CO}_2_{\text{vapor}} + \text{H}_2\text{O}_{\text{líquida}} + \text{sólido}$; donde el sólido es un mineral transparente y pequeño que no pudo ser identificado. La proporción de fluidos carbónicos es variable; en general la fase vapor carbónica ocupa entre el 30 y 50% del volumen de la inclusión. Estas inclusiones fueron reconocidas en menor cantidad en las muestras de los distritos La Fortuna, Las Asperizas y La Bismutina, siempre asociadas a las otras inclusiones de tipo 2 y eventualmente a las de tipo 1. Presentan desde morfología regular alar-

gada hasta irregular. Los ensayos microtermométricos no dieron resultados positivos al no observarse fehacientemente los cambios de fase.

Es posible distinguir entre inclusiones primarias y/o pseudosecundarias siguiendo la clasificación de Roedder (1984), considerándose en este conjunto aquellas inclusiones aisladas, que forman grupos irregulares tridimensionales dispuestos a lo largo de planos de crecimiento intracristalino. Mientras que las inclusiones alineadas en planos que cortan límites de granos, fueron consideradas secundarias (Roedder 1984). Sin embargo en estas últimas, debe añadirse que el carácter secundario es con respecto a la etapa inicial de depositación del cuarzo blanco₁ lechoso tipo *bull*, pues parte de ellas son cogenéticas con el estadio₃ y episodios sucesivos de recristalización del cuarzo gris, depositación de oro y pirita, hasta llegar a la formación de calcedonia hematítica o jasperiode del estadio₄ con redepositación de oro. En algunos casos, las inclusiones tipo 1 y 2 se hallan juntas, dentro de un arreglo planar individual. Esta característica sugiere que representan fases inmiscibles de un fluido, atrapadas al mismo tiempo, tal como se evaluará posteriormente.

Termometría de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas del tipo 1 homogeneizan dentro de la fase líquida; la $T_{\text{h total}}$ varía entre 225°C y 324°C, con una media de 278,59°C (n=70) (Fig. 3a y Cuadro 1). Se encontraron en su mayoría en muestras provenientes de los distritos mineros Los Cóndores, San Martín, Cerro Áspero, Candelaria, El Guaico y La Bismutina. La T_{m} (fluido) se ubica entre -7,3°C y -1,3°C con un valor medio de -3,29°C. La salinidad presenta valores

desde 2,2 hasta 10,9 %e.p. $\text{NaCl}_{\text{equivalente}}$ con un valor medio de 5,22 %e.p. $\text{NaCl}_{\text{equivalente}}$ (Fig. 3b y Cuadro 1).

Las inclusiones tipo 2A de CO_2 , en muestras de los distritos San Bernardo, Las Aguadas, San Martín y Cerro Áspero, homogeneizan dentro de la fase líquida. La $T_{\text{m CO}_2}$ tiene lugar entre -56,2°C y -58,3°C, con un valor medio de -57,16°C (n=7). La temperatura de fusión hallada, por debajo del punto triple del CO_2 puro (-56,6°C), señala la participación de otras especies volátiles (ej. CH_4 , N_2) junto al CO_2 (Shepherd *et al.* 1985). La $T_{\text{h CO}_2}$ para las inclusiones tipo 2A muestra un rango de valores comprendido entre 10,1°C y 29,6°C, con una media de 19,61°C (n=7) (Fig. 3c y Cuadro 1).

Las inclusiones tipo 2B de $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, obtenidas de los distritos San Bernardo, Las Aguadas, San Martín y Cerro Áspero, homogeneizan el CO_2 tanto en la fase líquida como la de vapor. La $T_{\text{h CO}_2}$ se encuentra entre 14,2°C y 29,8°C y la media es de 24,42°C (n=25) (Fig. 2c y Cuadro 1). La $T_{\text{h total}}$ fue determinada entre 214°C y 313°C con una media de 278,16°C (n=25) y un rango de salinidad entre 0,3 y 7,4 % e.p. $\text{NaCl}_{\text{equivalente}}$, con un valor medio de 4,38%e.p. $\text{NaCl}_{\text{equivalente}}$. La temperatura de fusión del clatrato varía entre 6,2 °C y 9,8°C (media de 7,8°C) y la $T_{\text{m CO}_2}$ entre -55,4°C y -59,4°C, indicando la probable presencia de pequeñas concentraciones de otras fases gaseosas (Shepherd *et al.* 1985).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Correlación de datos

La presencia de inclusiones acuosas y carbónicas (tipos 1 y 2), con temperaturas de homogeneización y salinidad simi-

CUADRO 1: Valores promedio de temperaturas, presiones, salinidades y densidades, en inclusiones fluidas de tipo 1, 2A y 2B, entrampadas en el cuarzo de vetas polimetálicas de las Sierras Pampeanas Orientales, véase referencias en el texto.

Tipo de inclusión	$T_{\text{m hiel}} (\text{°C})$	$T_{\text{m CO}_2} (\text{°C})$	$T_{\text{m clatrato}} (\text{°C})$	$T_{\text{h CO}_2} (\text{°C})$	$T_{\text{h total}} (\text{°C})$	Densidad g/cm^3	X CO_2	Salinidad % NaCl_{eq}	Pf _{líquido} (bar)	Pconf. a 278°C (bar)
1 _{n=70}	-3,29	-	-	-	278,59	0,8004	-	5,22	62,94	800
2A _{n=7}	-	-57,15	-	19,61	-	0,7500	-	-	-	1000
2B _{n=25}	-	-57,50	7,80	24,42	278,16	0,9469	-11,04	4,38	1639	1900

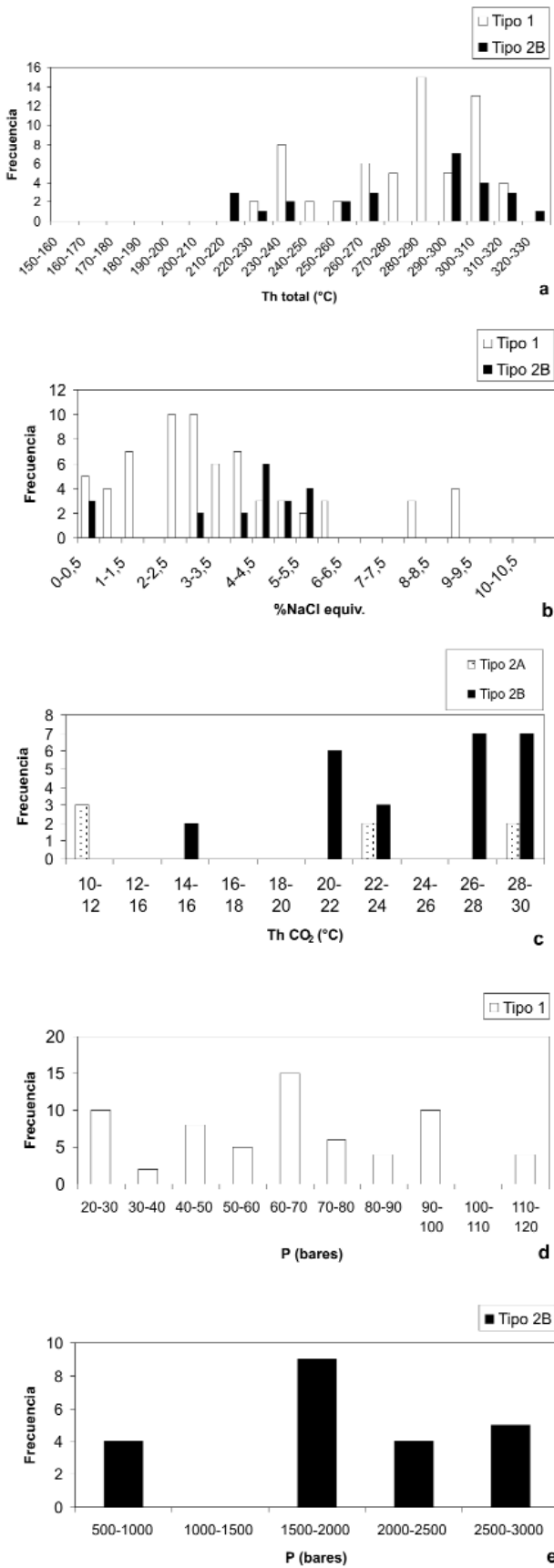


Figura 3: Histogramas de frecuencia para inclusiones fluidas del tipo 1 y 2 en cuarzo: a) vs. Th_{total} (°C); b) vs. % en peso de NaCl_{equivalente}; c) vs. Th_{CO₂}; d y e) vs. P (bares), en vetas polimetálicas de las Sierras Pampeanas Orientales, véase referencias en el texto.

lares entre sí (~ 278°C y 4,4 - 5,2%e.p. NaCl_{equivalente} respectivamente), indica inmiscibilidad de un fluido homogéneo (Ramboz *et al.* 1982), definido por el sistema H₂O - CO₂ - NaCl. Datos similares fueron calculados por Coniglio *et al.* (2001 y 2004) y González Chiozza (2004) para el sistema Cerro Áspero, por Cravero (1999) y JICA-MMAJ (1993) para depósitos de la sierra de Las Minas y por González y Mas (2000) para la mina La Bragada del distrito Candelaria. Coniglio *et al.* (2001 y 2004) y González Chiozza (2004) registran en facies de un sistema de greisen del distrito Cerro Áspero, salinidades y temperaturas ligeramente mayores (hasta ~ 12%e.p. NaCl_{equivalente} y ~ 425°C, respectivamente), a las halladas en material equivalente al estadio₁ de este trabajo.

En el caso de las vetas de la sierra de las Minas, el rango de temperatura de homogeneización citado para inclusiones en el cuarzo blanco es amplio (168°C a 317°C; JICA-MMAJ 1993). La revisión y reinterpretación de los datos de esta región sugieren que el cuarzo blanco posee una Th media de 271°C y es portador de oro con leyes < 8,97 g/t. Esta variedad de cuarzo se confunde fácilmente con la de cuerpos pegmatíticos, por su aspecto, fractura y color. A diferencia de ello, el cuarzo gris equivalente al cuarzo₃ de este estudio, presenta una Th_{inferior} a 200°C y es portador de oro con leyes > 8,97 g/t (ej. La Florida y Callana V con 38,53 g/t Au y 43,67 g/t Au, respectivamente). Desafortunadamente, no se posee documentación sistemática de los tipos de cuarzo e inclusiones fluidas y de la historia de calentamiento - enfriamiento, en el reporte JICA-MMAJ (1993). Sin embargo, Cravero (1999) identifica cuatro tipos de cuarzo que siguen tres estadios de depositación, en donde el estadio₂ tiene salinidad promedio de 12%e.p. de NaCl_{equivalente}; Th_{líquido} de 330°C y Th_{vapor} de 320 - 360°C para inclusiones enriquecidas en CO₂, con H₂O (líquida) + CO₂ (líquido y/o vapor), similares a las tipo 2B identificadas en este estudio. Dichos autores, señalan también presencia de CH₄ o N₂ e

inclusiones hipersalinas con fases acuosas, de vapor y cristales de halita.

En cuanto al distrito Candelaria, González y Mas (2000) reconocen fluidos ricos en CO₂ y H₂O, con una Th variable desde 150°C hasta 400°C. Para el sistema carbónico, registran salinidades que abarcan desde 7,5 hasta 12‰e.p. NaCl_{equivalente} y densidades entre 0,85 y 1,07 g/cm³; mientras que para el sistema acuoso las salinidades varían entre 8 y 14‰e.p. NaCl_{equivalente}, con una densidad promedio de entrapamiento del fluido de 0,97 g/cm³.

Termobarometría

La participación de un sistema bifásico con H₂O y CO₂, tanto en fase de vapor como líquida supone, junto con los rasgos texturales del cuarzo y el ambiente de depositación en zonas de cizalla, un fuerte vínculo entre deformación, presión y temperatura, como condicionantes para la depositación de los elementos químicos del estadio de cuarzo₃. En consecuencia, se investigó el comportamiento termobarométrico del sistema, siguiendo la metodología de Vityk y Bodnar (1995), utilizándose el programa FLINCOR (Brown 1989) para graficar isocoras; en particular se analizaron las condiciones de solubilización y/o depositación de la sílice (Fournier 1985) y del oro (Romberger 1988).

Los datos proyectados señalan para las inclusiones fluidas tipo 1, presiones internas o de fluidos entre 21 y 92 bares, con una media de 62,94 bares y para las tipo 2B valores entre 528 y 2.700 bares, con una media de 1.639,8 bares (Figs. 3d, 3e y Cuadro 1).

La ponderación de la temperatura de homogeneización con respecto a la presión (Figs. 4a y b), determina dos poblaciones de datos que revisten trayectorias de reequilibrio, luego del entrapamiento del fluido y bajo condiciones de deformación dinámica, y se emparentan con reactivaciones sucesivas de las zonas de cizalla. Los episodios múltiples de apertura y sellado, se preservan en las micro, meso y macrotexturas de las vetas mineraliza-

das, reportadas en este trabajo y en Mutti y González Chiozza (2005 a y b) y Mutti *et al.* (2007b).

La población de inclusiones tipo 2B, de acuerdo con el modelo experimental de Vityk y Bodnar (1995), se distribuye con un diseño recto de evolución, equivalente al de un sistema bajo condiciones de descompresión/compresión isotérmica (ITD/ITC); mientras que las inclusiones tipo 1 reflejan una distribución acorde con calentamiento/enfriamiento durante un régimen isobárico (IBH/IBC) (Fig. 4b). Al respecto, condiciones isotérmicas compresionales pueden ser el resultado del espesamiento de la corteza durante un régimen de subducción, fallamiento y sedimentación (ej. Spear 1993); mientras que un atenuamiento cortical acompañado por alzamiento tectónico, erosión y extensión, produce descompresión isotérmica. El enfriamiento isobárico usualmente está inducido por procesos de acreción de magma dentro o bajo una corteza continental, o también por fallamiento directo y extensión de la corteza engrosada, en ambientes de arcos continentales o colisionales (ej. Harley 1989). El calentamiento isobárico refleja en cambio acumulación de magma subplacado (Chapman y Furlong 1992).

El cuadro descripto, a partir de los datos provistos por el estudio de Vityk y Bodnar (1995), (Fig. 4), permite individualizar dos escenarios básicos en función de las posibles relaciones entre la presión interna o presión de fluido entrapado (Pint) y la presión confinante (Pconf). Condiciones de Pint < Pconf o de subpresión de fluido gobiernan en ambientes de compresión isotérmica y/o enfriamiento isobárico, mientras que regímenes de Pint > Pconf o de sobrepresión de fluido son consecuentes con un calentamiento isobárico y/o descompresión isotérmica.

Con el fin de establecer cuales fueron las condiciones de interacción existentes entre Pint y Pconf durante el Devónico - Carbonífero, que permitieron la depositación de la variedad de sílice gris del estadio₃ en las Sierras Pampeanas, se aplicó

el programa Flincor y se calcularon isocoras mediante ecuaciones de estado, usando valores de presión media (bares), temperatura de homogeneización (°C) y densidad (g/cm³) de fluidos de las inclusiones tipo 1 y 2 (Fig. 5). Este diagrama ilustra la relación de la presión respecto a la temperatura y la densidad del fluido, y las curvas de inmiscibilidad para los sistemas H₂O - CO₂ puro (curva 1) y H₂O - CO₂ con una salinidad de 4,7‰e.p. NaCl_{equivalente} (curva 3). Este último valor, es próximo a la salinidad media calculada para el cuarzo gris de las vetas de las Sierras Pampeanas (Cuadro 1).

De la figura 5, surge que la temperatura media de ~ 278°C coincide con la obtenida por la intersección de las isocoras de 0,752 y 0,946 g/cm³, cuyas salinidades son < 0,1‰ y 4,35‰e.p. NaCl_{equivalente}, respectivamente, y la curva de inmiscibilidad de un sistema H₂O-CO₂ puro. Asimismo, a esa temperatura le corresponde una presión (Pconf) de 1.900 bares para las inclusiones tipo 2. Este valor de Pconf supera la Pint o presión de fluido (1.639 bares), definida para las inclusiones tipo 2, y además contrasta con el valor relativamente bajo de 800 bares hallado para la Pconf de las inclusiones tipo 1 (Cuadro 1).

Por lo tanto, Pint (1.639 bares) < Pconf (1.900 bares) para las inclusiones tipo 2 y Pint (62 bares) < Pconf (800 bares) para las inclusiones tipo 1, avalan condiciones de subpresión de fluidos luego de la depositación de la sílice gris y del oro del estadio₃. Dichas condiciones involucran un enfriamiento isobárico de los fluidos entrapados en las inclusiones tipo 1, y una compresión isotérmica para el fluido, en el caso de las inclusiones tipo 2 alojadas en el cuarzo microgranoso a granoso gris. En las Sierras Pampeanas esta situación se pudo desarrollar controlada por el espesamiento de la corteza famatiniana, durante el régimen de subducción generado por la acreción de Chilena (Ramos 1999) y su orogenia achaliana resultante (Sims *et al.* 1997), procesos de acreción de magmas dentro o bajo la corteza continental engrosada en el arco colision-

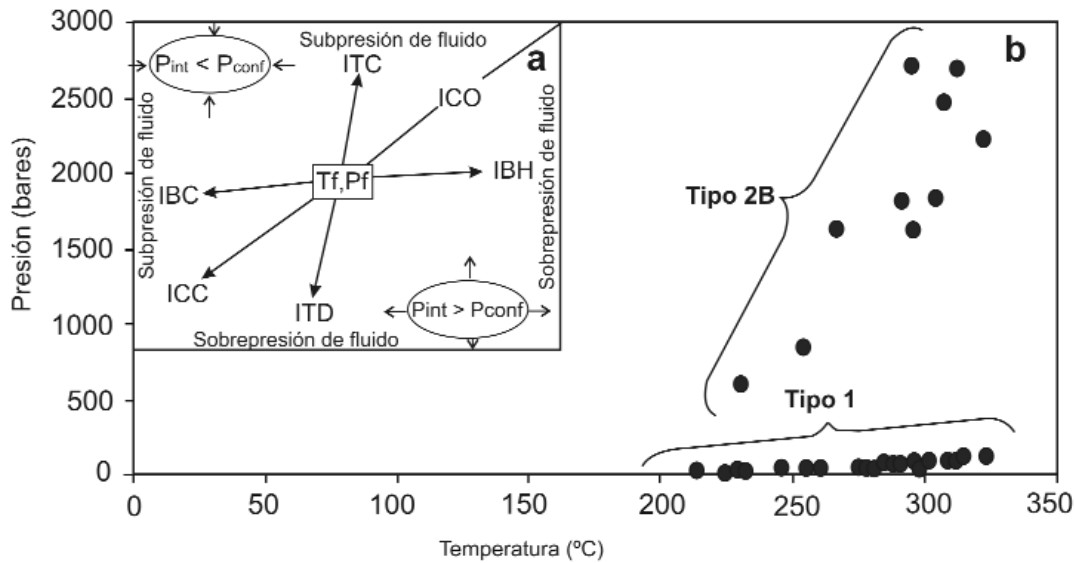


Figura 4: a) Representación esquemática de posibles trayectorias de P-T para inclusiones fluidas, luego del desarrollo de texturas de reequilibrio y entrapamiento del fluido; Tf y Pf representan temperaturas y presiones iniciales, respectivamente. Con posterioridad al entrapamiento del fluido, una posibilidad es que las inclusiones estén sujetas a calentamiento isobárico (IBH) o descompresión isotérmica (ITD): presión interna (P_{int}) > presión confinante (P_{conf}). Otra sería condiciones de enfriamiento isobárico (IBC) o compresión isotérmica (ITC): presión interna (P_{int}) < presión confinante (P_{conf}). En caso que la presión efectiva resultante sea cero ($P_{int} = P_{conf}$), la trayectoria define un enfriamiento isocórico (ICC) desde la isocora original (ICO); tomado de Vityk y Bodnar (1995); b) Trayectorias de P-T para las inclusiones fluidas tipo 1 y 2B en el cuarzo reequilibrado del estadio 3 de las vetas polimetálicas de las Sierras Pampeanas Orientales.

nal, e inicio de la extensión de la corteza engrosada.

Controles físico - químicos para la deposición de sílice, oro y sulfuros de metales base

Los fluidos integrantes de las inclusiones 1, 2A y 2B indican la separación de fases a una temperatura de $\sim 278^\circ\text{C}$, relacionada con un comportamiento del cuarzo según el campo reológico frágil. Esta etapa, no obstante, fue precedida por temperaturas superiores ($> 300^\circ\text{C}$) que corresponden a un comportamiento frágil-dúctil a dúctil para el cuarzo, de acuerdo con White y White (1993) y Simpson *et al.* (2003).

Las condiciones térmicas de $\sim 278^\circ\text{C}$ y la brusca despresurización desde 1.639 hasta 62 bares, pudo determinar la pérdida de solubilidad de la sílice en el fluido, desde valores próximos a 2.000 mg/kg hasta inferiores a 1.000 mg/kg (Fig. 6), y provocar su deposición en sitios con una menor concentración de esfuerzos (σ_3), en bandas de deformación.

La presión confinante elevada propició disolución de sílice y además, las tempe-

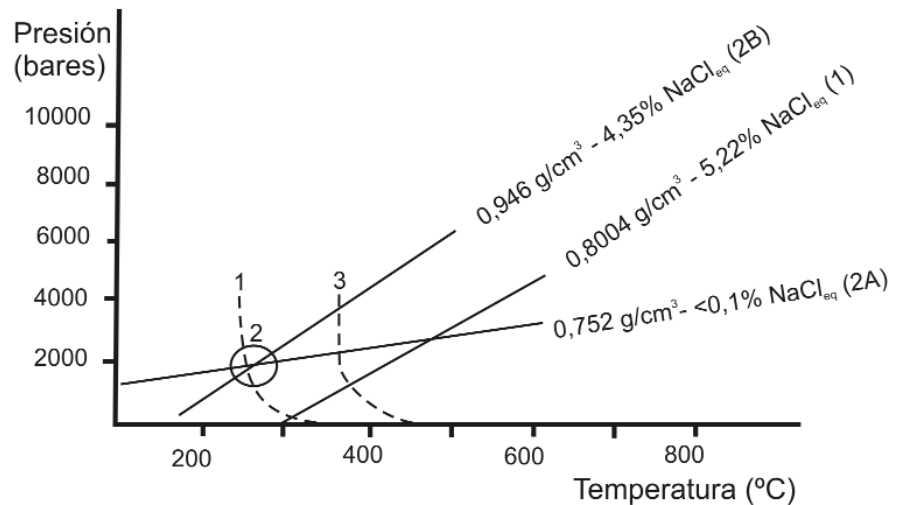


Figura 5: Diagrama evolutivo P-T para isocoras de los fluidos entrampados en las inclusiones tipo 1, 2A y 2B del cuarzo gris de los sistemas de vetas en cizallas de las Sierras Pampeanas Orientales. Las líneas discontinuas 1 y 3 corresponden a las curvas de inmiscibilidad teórica para el sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$, con grado diverso de salinidad. El área 2 representa las condiciones de equilibrio de los fluidos de las inclusiones 2A y 2B entrampadas en el cuarzo gris, véase referencias en el texto.

raturas cercanas a 400°C , señaladas por González Chiozza (2004) y Coniglio *et al.* (2004), pudieron controlar durante estadios previos a la precipitación del cuarzo gris, la solubilidad retrógrada de la sílice (campo R, Fig. 5), de modo tal de favorecer su puesta en solución y redeposita-

ción en aquellos sitios colindantes con los de mayor deformación dentro del sistema.

Una característica peculiar de las vetas orogénicas analizadas de las Sierras Pampeanas es la abundancia relativa de sulfuros ($< 15\%$ en volumen) vinculados con

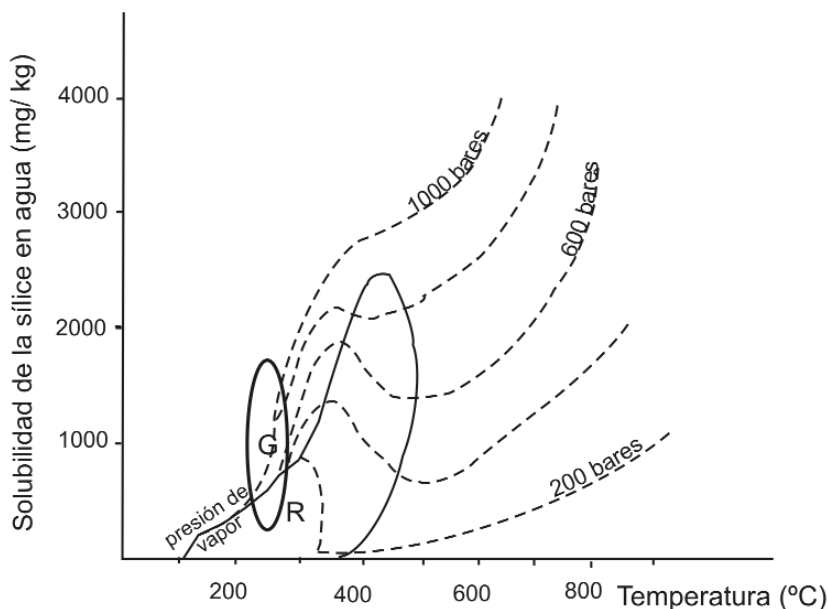


Figura 6: Diagrama modificado de Fournier (1985), que ilustra las variaciones de la solubilidad de la sílice en función de la temperatura y presión. R indica el campo de solubilidad retrógrada; G el rango de solubilidad de la sílice en solución acuosa proyectado en función de la temperatura media y presiones medidas a partir del cuarzo gris3 de las vetas achalianas, Sierras Pampeanas Orientales.

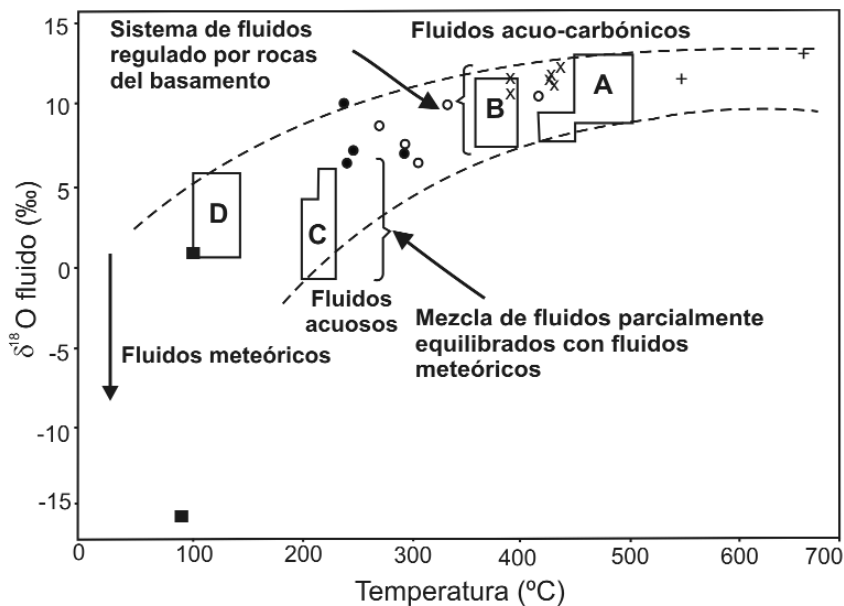


Figura 7: Diagrama de $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$, calculado a partir de datos isotópicos obtenidos en cuarzos blanco₁, gris₃ y calcedónico₄ de vetas, y de metamorfitas y rocas ígneas. Las temperaturas corresponden a las medidas en inclusiones fluidas en el cuarzo blanco₁ y gris₃ y estimadas en las rocas metamórficas e ígneas y en el cuarzo calcedónico₄, de las Sierras Pampeanas Orientales; modificado de Boiron *et al.* (2003). • cuarzo gris₃, • cuarzo blanco₁, ■ cuarzo calcedónico₄, X metamorfitas pampeanas, famatinianas y achalianas, + granitoides famatinianos y achalianos. Las líneas discontinuas limitan el campo evolutivo de los fluidos magmáticos en sus etapas finales e hidrotermales achalianos de las Sierras Pampeanas y sus similares del cinturón Varísico-Hercínico europeo. A. cuarzo lechoso y microcristalino; B. cuarzo hialino; C. cuarzo claro con sulfuros; D. cuarzo tardío estéril; campos tomados de Boiron *et al.* (2003).

Conniglio *et al.* 2001 y González Chiozza 2004), que conducen a interpretar la participación de fluidos aportados por fuentes ígneas o mixtas.

A partir de estos datos se propone que los metales base fueron transportados por ligantes clorurados y que la separación de fases, probablemente por eferescencia, ocasionó una fase con CO₂ dominante, responsable de la precipitación de los metales base en solución, debido a la pérdida de solubilidad al disminuir la salinidad en la fase gaseosa. Además, en torno a los 300°C, la solubilidad del oro en soluciones cloruradas disminuye y sólo se vuelve a incrementar de existir ligantes bisulfurados disponibles. Se destaca finalmente que la formación de pirita, favoreció el incremento de fugacidad del oxígeno del sistema y con ello la precipitación de oro luego de su transporte en complejos clorurados (Romberger 1988).

Correlación entre temperaturas de formación e isótopos de oxígeno

La variedad analizada de cuarzo gris₃ posee valores de $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ comprendidos en el rango (n= 4) 6,2 - 10,5‰, y define un campo casi continuo de valores, desde los vinculados con fluidos acuo carbónicos hasta acuosos, entre las temperaturas de ~ 300°C y ~ 240°C. Mientras que el cuarzo blanco₁ (n= 5), posee un similar rango de variación para el $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$, pero con una mayor dispersión de temperaturas (entre ~ 425°C y ~ 270°C) (Fig. 7). Las rocas de caja metamórficas afectas por la tectónica achaliana (n= 6), presentan valores de $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ entre 9 y 10,3‰, estimándose temperaturas entre 400°C y 450°C como las más probables, productos del metamorfismo retrógrado facies esquistos verdes imperante en las zonas de cizalla. Estos valores son casi equivalentes a los de la etapa inicial del sistema hidrotermal y sugieren junto con los datos isotópicos provenientes del cuarzo, una interacción entre el sistema hidrotermal y las rocas del basamento, que funcionarían como reguladoras o *buffer*, de un modo equivalente al planteado por

el oro. Al respecto, estudios previos señalan para el azufre del sistema una fuente

ígnea (Mutti *et al.* 2007b) y un estadio inicial salino (con ~ 12‰e.p. NaCl_{equivalente})

Boiron *et al.* (2003) y Cathelineau *et al.* (2003) en depósitos similares del cinturón variscico-hercínico europeo.

La variedad calcedónica roja o jasperoide del estadio₄ (n= 2) posee tenores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de 1,1 y - 17,1‰, y temperaturas estimadas en ~100°C (Fig. 7). Estos datos se pueden interpretar como parte de una evolución natural del sistema hidrotermal carbónico - acuoso, que precipitó las variedades de cuarzo blanco y gris. Pero los bajos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y la probable temperatura, indican además mezclas entre fluidos ascendentes (juveniles - metamórficos) y descendentes (meteóricos), y su precipitación como relleños de brecha de fracturas, durante el estadio₄ de formación del sistema de vetas de cuarzo; en particular, el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de - 17,1‰, señala una participación volumétrica preponderante de aguas de origen meteórico. Fluidos con similar origen han sido identificados por Lira *et al.* (1996), en estadios evolucionados de greisen en el batolito de Achala. En las Sierras Pampeanas, estas condiciones son consistentes con un régimen tectónico netamente frágil, imperante durante la descompresión final del sistema (¿ciclo gondwánico?).

AGRADECIMIENTOS

El financiamiento otorgado por la Universidad de Buenos Aires permitió ejecutar este trabajo en el marco de los proyectos de investigación UBACyT X138 y X156. Se desea agradecer al SEGEMAR, por permitir el uso de su equipo para realizar las determinaciones microtermométricas de las inclusiones fluidas. En particular queremos expresar nuestro reconocimiento a los árbitros, Dres. Raúl Lira y Leandro Bengochea, por sus precisas correcciones y sugerencias que permitieron mejorar el manuscrito original.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, G. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. 2º Congreso

Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-764, Caracas.

Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S. y Valleng, J. 2003. Mixing of metamorphism and surficial fluids during the uplift of the hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology* 194: 119-141.

Bonalumi, A. y Gigena, A. 1984. Observaciones metalogenéticas de un distrito aurífero del noroeste de la provincia de Córdoba. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 231-244, Buenos Aires.

Brodtkorb, M.K., Fernández, R. y Pezzutti, N. 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavolcanitas y metasedimentitas, San Luis. En Zappettini, E. (ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 323-335, Buenos Aires.

Brown, P.E. 1989. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist* 74: 1390-1393.

Chapman, D.S. y Furlong, K.P. 1992. Thermal state of the continental lower crust. En Fountain, D.M., Arculus, R. y Kay, R.W. (eds.) *Continental lower crust*, Elsevier, 179-199 p., Amsterdam.

Cathelineau, M., Boiron, M., Fourcade, S. y Margnac, C. 2003. The shift from "mesothermal" to "epithermal" conditions in orogenic gold: definition of a Variscian-type of quartz lode gold deposits. En Eliopoulos, D.G. *et al.* (eds.) *Proceedings of the seventh biennial SGA meeting, Mineral Exploration and Sustainable Development*, 751-754 p., Atenas.

Cerredo, M.E. 1996. Metamorphic evolution of high grade metapelites of Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 531, Buenos Aires.

Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L., D'Eramo, F., Petrelli, H. y Ducart, D. 2001. Evolución de fluidos hidrotermales y la formación de vetas de cuarzo - wolframita del distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. 7º Congreso Argentino de Geología Económica, Actas: 87-93, Salta.

Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L., D'Eramo, F., Petrelli, H., y Ducart, D. 2004. Com-

posición y condiciones P-T de los fluidos hidrotermales en vetas semicirculares y radiales del distrito wolframífero Cerro Áspero, Córdoba. *Avances en Mineralogía y Metalogénia*, 7º Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Actas: 177-182, Río Cuarto.

Cravero, O. 1999. Yacimientos auríferos en Sierras de las Minas, y Ulapes, La Rioja. En Zappettini, E. (ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 637- 646. Buenos Aires.

Cox, S.F., Knackstedt, M.A. y Braun, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. En Richards, J. y Tosdal, J. (eds.) *Structural Controls on Ore Genesis*, Society of Economic Geologists, *Reviews* 14: 24 p.

Dong, G., Morrison, G. y Jairteh, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland - Classification, Origin and Implication. *Economic Geology* 90: 1841-1856.

Dowling, K. y Morrison, G. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using north Queensland examples. En Keays, R., Ramsay, W. y Groves, D. (eds.) *The geology of gold deposits-the perspective in 1988*, Society of Economic Geologist, *Economic Geology Monograph* 6: 342 - 355.

Etcheverry, R. 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis). Un depósito tipo filón de cuarzo con scheelita. En Brodtkorb M. K. (ed.) *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, *Publicación* 1: 27- 48, La Plata.

Etcheverry, R. y Brodtkorb, M. 1999. Yacimientos de wolframio vetiformes de San Luis. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 591-600, Buenos Aires.

Fernández, R. 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: 443-448, Buenos Aires.

Fournier, R. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology* 2: 45-60.

- García, M., Ávila, J., Lazarte, J., Mas, G. y Bengochea, L. 2005. Estudio de inclusiones fluidas del cuarzo de Mutquín, Provincia de Catamarca. 8° Congreso Argentino de Geología Económica, "La Minería, Madre de Industrias es una actividad sostenible". Asociación Argentina de Geólogos Economistas, Actas: 191 - 198, Buenos Aires.
- González, M.M. y Mas, G. 2000. Termometría y texturas en mina La Bragada, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 31-43.
- González Chiozza, S. 2004. Geología y metalogénea del distrito minero Cerro Áspero, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 205 p., Buenos Aires.
- Gordillo, C. 1984. Migmatitas cordieríticas de las sierras de Córdoba: Condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68: 1-40, Córdoba.
- Harley, S.L. 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine* 126: 215-247.
- Herrmann, C. 2002. Estudio geológico del distrito wolframífero Ambul, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédita), 250 p., Buenos Aires.
- JICA-MMAJ 1993. Informe sobre exploración de minerales del área oeste de la República Argentina, Fase I. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan, SEGEMAR, (inédito), 114 p., Buenos Aires.
- Kita, I., Taguchi, S. y Matsubaya, O. 1985. Oxygen isotope fractionation between amorphous silica and water at 34 - 93°C. *Nature* 314: 83-84.
- Lapidus, A. y Fernández Lima, J.C. 1960. Yacimientos de plomo, plata y zinc de las provincias de Córdoba y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, Subsecretaría de Minería, Informe Técnico 12: 1-24, Buenos Aires.
- Lira, R., Ripley, E. y Españón, A. 1996. Meteoric water induced selvage-style greisen alteration in the Achala Batholith, Central Argentina. *Chemical Geology* 133: 261-277.
- Lyons, P., Skirrow, R. y Stuart Smith, P. 1997. Report on geology and metallogeny of the Sierras Septentrionales de Córdoba, 1: 250.000 map sheet, Province of Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project. SEGEMAR (inédito), 168 p., Buenos Aires.
- 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: 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: 549 - 571.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnoso, M. 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 60-77.
- Martino, R., Gureschi, 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* 58: 233-247.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. y Clayton, R.N. 1979. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43: 1131-1140.
- 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. 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. 2005a. Evolución petrotectónica del distrito minero Cerro Áspero y modelo de emplazamiento de los depósitos wolframíferos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 104 -121.
- Mutti, D. y González Chiozza, S. 2005b. Consideraciones metalogenéticas acerca del distrito wolframífero Cerro Áspero, Córdoba, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 705-706, La Plata.
- Mutti, D., Tourn, S., Caccaglio, O., Herrmann, C., Geuna, S., Di Marco, A. y González Chiozza, S. 2005. Evolución metalogenética de las Sierras Pampeanas de Córdoba y sur de Santiago del Estero, Argentina: Ciclos famatiniano, gondwánico y ándico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 467 - 485.
- Mutti, D., Di Marco, A. y Geuna, S. 2007a. Depósitos polimetálicos en el orógeno famatiniano de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba: Fluidos, fuentes y modelo de emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 44-61.
- Mutti, D., Méndez, C. y Di Marco, A. 2007b. Devonian polymetallic orogenic quartz vein deposits of the Sierras Pampeanas, Argentina: microstructures and isotopes. En Andrews, C. y Stanley, G. (eds.) *Digging Deeper* 1: 703-706, Navan.
- Otamendi, J. y Rabbia, O. 1996. Petrology of high-grade gneisses from Macizo Rio Santa Rosa: evidence of decompression in the Eastern Sierras Pampeanas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 527, Buenos Aires.
- 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. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 249-266, Buenos Aires.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A. 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p., Berlín.
- Ramboz, C., Pichavant, M. y Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chemical Geology* 37: 29-48.
- 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.
- Romberger, S.B. 1988. Disseminated gold deposits. En Roberts, E. y Sheahan, P. (eds.), *Ores deposit models*, Geological Association of Canadá: 21-30, Waterloo.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. En Ribbe, P. (ed.) *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America 12: 337-360.
- Sato, A., González, P. y Llabrás, E. 2003.

- Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 487-504.
- Simpson, C., Whitmeyer, S.J., De Paor, D.G., Gromet, L.P., Miró, R., Krol, M.A., y Short, H. 2001. Sequential ductile through brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. En Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Macloughlin, J.F. y Knipe, R.J. (eds.) *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*. Geological Society, Special Publications 186: 233-254, London.
- Simpson, C., Law, R., Gromet, L., Miró, R. y Northrup, C. 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de Las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 749-764.
- Sims, J., Skirrow, R., Stuart-Smith, P. y Lyons, P. 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las sierras de San Luis y Comechingones - provincias de San Luis y Córdoba 1: 250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 28: 148 p., Buenos Aires.
- Skirrow, R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Sims, J., Stuart-Smith, P. y Miró, R. 2000. Metallogeny of southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews* 17: 39-81.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., y Alderton, D.H. 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie & Son Limited, 239 p., New York.
- Spear, F.S. 1993. Metamorphic phase equilibrium and pressure - temperature - time - paths. *Mineral Society of America Monograph*, 1-23 p., Washington DC.
- 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: 299-324.
- Ulacco, H. 1997. Metalogénesis de las vetas de Plomo - Cinc del distrito Las Aguadas, provincia de San Luis. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales. Universidad Nacional de San Luis (inédita), 313 p., San Luis.
- Velasco, F. 2004. Introducción al estudio de inclusiones fluidas. 23 Curso de Metalogenia. UNESCO y SEG (eds.), 98 p., Mendoza.
- Vityk, M. y Bodnar, R. 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121: 309-323.
- White, J.C. y White, S.H. 1983. Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology* 5: 579-590.
- 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: 29 de septiembre, 2008

Aceptado: 01 de marzo, 2009