

**ESTUDIO GEOLÓGICO-
METALOGENÉTICO DEL CAMPO LAS
GUINDAS Y SUS ALREDEDORES, SIERRA DE
COMECHINGONES, CÓRDOBA.**

**Tesis de Licenciatura
Maffini, María Natalia.**

**Director: Geól. Hugo A. Petrelli
Co-director: Dr Manuel Demartis
Año 2010**



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO
Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología.**

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

I-1. FUNDAMENTACIÓN

En el flanco oriental de la Sierra de Comechingones se presenta una extensa faja de cizalla de edad famatiniana, conocida como Faja de Cizalla Guacha Corral (FCGC), estudiada por Martino et al. (1995); Martino (2003); Fagiano et al. (2002, 2004); Fagiano (2007), entre otros. Esta faja de deformación es una de las más importantes en las Sierras de Córdoba y se destaca no sólo por su extensión (aproximadamente 120 km), sino por su evolución prolongada, con deformaciones que involucran desde un grado metamórfico medio-alto hasta un grado metamórfico bajo (Fagiano et al., 2002; Martino, 2003).

Las zonas de deformación constituyen los principales metalotectos que favorecen la ocurrencia y el emplazamiento de variados depósitos minerales, entre los que se destacan las vetas mesotermales de Au (Zappettini, 1999), denominadas por algunos autores yacimientos tipo LODE (Skirrow et al., 2000), y los depósitos de minerales industriales que involucran a diversas poblaciones de pegmatitas graníticas y filones de cuarzo. En el ámbito las Sierras Pampeanas existen distritos mineros que comprenden este tipo de mineralizaciones, como por ejemplo los yacimientos auríferos en Sierras de las Minas y Ulapes en la Provincia de la Rioja (Carvero, 1999; Skirrow et al., 2000); el distrito aurífero Rio Candelaria al norte de Córdoba hospedado en la faja de cizalla Guamanes de edad famatiniana (Miró, 1999; Skirrow et al., 2000; Mutti et al., 2005); el yacimiento Natacha ubicado en la Sierra de Comechingones en el ámbito de la FCGC que hospeda mineralizaciones de Pb (\pm Au-Ag) (Estrella, 1984); y el distrito polimetálico El Guaico en la Sierra Grande de Córdoba portador de mineralizaciones de Ag-Pb-Zn (Candiani y Sureda, 1999).

Sin embargo, es escaso el conocimiento que se posee en cuanto al potencial metalogenético de la FCGC, cuya evolución geológica compleja la convierte en un ámbito propicio para la ocurrencia de diferentes estilos de mineralizaciones. A los aportes de Estrella (1984) pueden sumarse los de Hub (1994 y 1995), Demartis et al. (2005 y 2008) y Demartis (2010) que involucran a los diversos grupos de pegmatitas graníticas del Distrito Pegmatítico Comechingones (Gallisky, 1993 y 1999), las cuales se emplazaron de manera sin-cinemática con la deformación de la FCGC. Por otro lado, Rey Ripoll (2008) destaca la ocurrencia de cuerpos hidrotermales pegmatíticos portadores de sulfuros, asociados con pequeñas zonas de oxidación (*gossans*), en algunos sectores de la FCGC al sur del Batolito Cerro Áspero.

En este trabajo se realizó un estudio geológico-metalogenético de un sector aledaño al campo Las Guindas, propiedad de la UNRC en la Sierra de Comechingones. El objetivo principal es aportar información acerca del potencial metalogenético de la FCGC, que podrá luego extrapolarse a otros yacimientos de la región y así colaborar en la resolución de algunas necesidades prioritarias de desarrollo minero del sur de Córdoba. Existen diversos antecedentes de estudios petro-estructurales realizados en la zona, pudiendo citarse los trabajos de Fagiano et al., (2004), Sommaro (2005), Sommaro et al., (2006), Radice (2010) y Arangue (2010). Sin embargo no existen antecedentes que traten específicamente sobre la metalogénesis del área, razón por la cual la cartografía geológico-metalogenética resultante de este trabajo será de particular interés para la UNRC, ya que dará respuesta a la demanda de información sobre la evaluación de los recursos minerales ubicados en el campo Las Guindas, solicitada en los últimos años por las autoridades de la UNRC.

I-2. OBJETIVOS

El presente trabajo fue abordado con el fin de satisfacer los siguientes objetivos generales:

- Contribuir al conocimiento geológico-metalogenético de la Sierra de Comechingones, Córdoba.
- Establecer criterios de evaluación de la Faja de Cizalla Guacha Corral orientados a determinar su potencialidad metalogenética.

Los objetivos específicos que se plantearon fueron:

- Elaborar un mapa geológico-metalogenético del área de estudio a escala aproximada 1:20.000.
- Elaborar mapas de detalle a escala minera, de aquellas áreas que reúnan las condiciones más favorables para la ocurrencia de mineralizaciones.
- Establecer modelos descriptivos y genéticos de los depósitos minerales presentes en el área de estudio, mediante petrografía de alteraciones, análisis químicos y estudio de fluidos mineralizantes.
- Evaluar los posibles metalotectos que se podrían relacionar con cada modelo.
- Establecer criterios comparativos con otras áreas de importancia minera en la Sierras Pampeanas.

1-3. UBICACIÓN Y ACCESOS AL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de trabajo comprende una superficie aproximada de 42 km² y se encuentra ubicada en las proximidades del campo *Las Guindas* perteneciente a la UNRC, en la Sierra de Comechingones, extensión más austral de las Sierras de Córdoba, al este del Batolito Cerro Áspero, entre los 32°34' – 32°37' de latitud Sur y los meridianos 64°42' – 64°45' de longitud Oeste (Figura I.1).

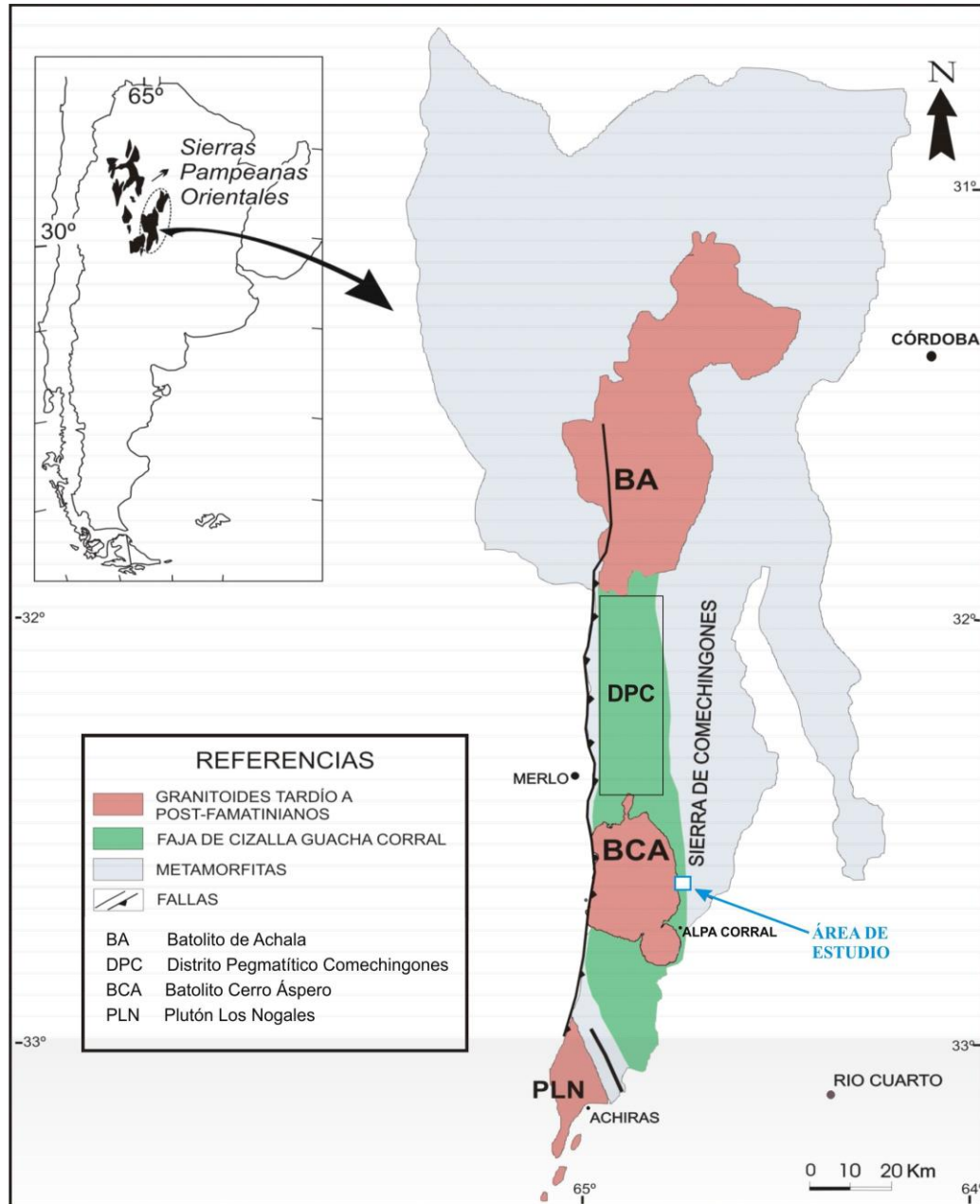


Figura I.1: Ubicación del área de estudio en el entorno de las Sierras de Córdoba.

Desde la ciudad de Río Cuarto puede accederse al área mediante dos vías principales (Figura I.2): la primera (en trazo rojo), tomando la Ruta Provincial N° 30 aproximadamente 48 km hasta el cruce con Ruta Provincial N° 23 (desvío hacia Las Albahacas), desde allí se circulan unos 50 km hasta la localidad de Alpa Corral, y finalmente mediante un camino de ripio de 14 km se llega al campo Las Guindas-UNRC y demás sectores de interés.

La segunda vía de acceso desde Río Cuarto (en trazo amarillo) se adquiere tomando la Ruta Nacional N° 36 por la que se circulan aproximadamente unos 18 km. Luego debe girarse hacia la izquierda y abordar un camino de tierra que se encuentra señalizado con un arco. Desde allí se circulan unos 40 km hasta el cruce con el camino de ripio de 14 km que dirige al Campo Las Guindas-UNRC.

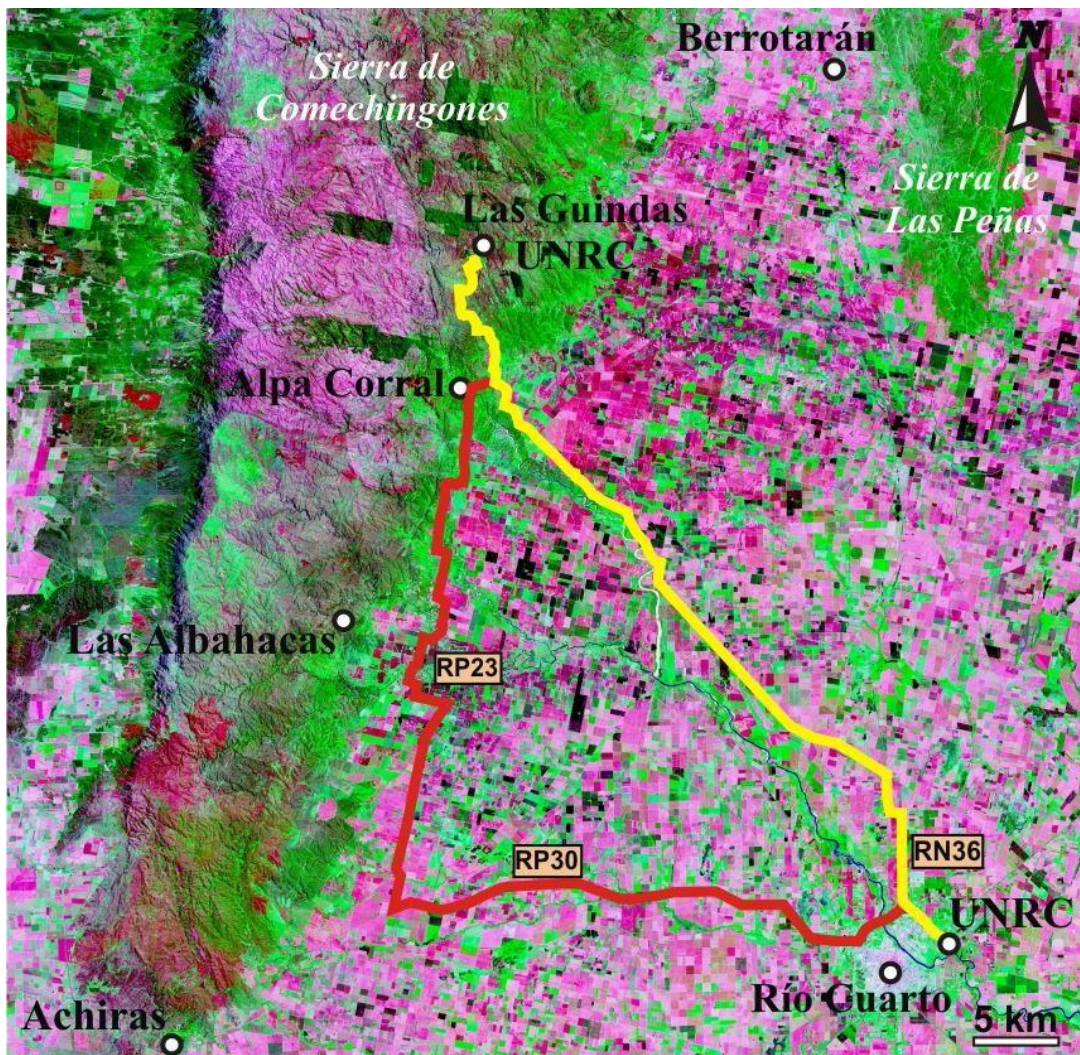


Figura I.2: Vías de acceso al área de estudio (Imagen LANDSAT 7 TM+ del sector sur de la Sierra de Comechingones).

I-4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para la realización de esta tesis se aplicó la metodología convencional de toda investigación geológica:

I-4-1 Etapa de gabinete inicial

En una primera instancia se efectuó la recopilación, lectura y análisis de antecedentes geológicos regionales y locales, como así también de bibliografía referida a la temática de investigación. Se realizó la fotointerpretación de dos tripletas aéreas a escala 1:20.000 (Corrida R29, Fotogramas 8 al 10 y Corrida R30, Fotogramas 13 al 15), con el fin de localizar vías de acceso, cursos de agua permanentes, red de drenaje, variaciones litológicas, foliaciones y principales lineamientos. En una etapa más avanzada, se efectuó el procesamiento y análisis de imágenes satelitales mediante la aplicación ENVI 4.2. Se utilizaron imágenes de alta resolución espacial adquiridas de *Google Earth*, como así también CBERS, ASTER y LANDSAT TM (las imágenes LANDSAT fueron facilitadas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales –CONAE– a través del Convenio Marco de Cooperación con la UNRC). En esta instancia fue posible identificar ciertos rasgos y elementos que resultaron de fundamental importancia en este estudio, como zonas de alteración, cuerpos mineralizados, metalotectos estructurales y litologías hospedantes. A partir de este tratamiento y de la previa fotointerpretación se elaboró un mapa base preliminar del área de estudio.

I-4-2 Etapa de campo

Esta etapa involucró cinco viajes de campo a la zona de estudio, sumando un total de ocho días de campaña. En las primeras, se realizó el reconocimiento general del área y se efectuaron las corroboraciones expeditivas del mapa base.

Se procedió con el relevamiento geológico-metalogenético de la región que incluyó la ubicación, descripción y muestreo de pegmatitas graníticas, filones y vetas de cuarzo, alteraciones hidrotermales, zonas de oxidación y cualquier otro tipo de ocurrencias minerales halladas. En los distintos afloramientos se evaluaron morfologías, dimensiones, actitud espacial, relaciones con la roca hospedante, texturas y especies minerales identificables. Se realizó la descripción de las litologías encajantes y se efectuaron mediciones de orientación de fábricas metamórficas y miloníticas. Se tomaron muestras convencionales y orientadas tanto de las zonas mineralizadas como de las rocas de caja para el posterior análisis petrográfico y microestructural. También se extrajeron muestras de sectores de interés para análisis químicos

de metales preciosos y muestras de cuarzo para el estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas.

Esta etapa incluyó además la toma de fotografías a diferentes escalas con el fin de registrar modos de yacencia, relaciones estructurales, fábricas y cualquier otro rasgo de interés presente en las rocas.

Para la toma de datos estructurales se utilizó la brújula geológica, y la ubicación geográfica de los puntos de interés se obtuvo mediante GPS Garmin GPSmap 60CS, con el fin de poder integrar la información posteriormente en un SIG.

I-4-3 Etapa de laboratorio

En esta instancia el reconocimiento macroscópico de las muestras recolectadas fue complementado con el uso de lupa binocular, especialmente para la identificación mineralógica. Se confeccionaron secciones delgadas pertenecientes a muestras de roca de caja, mineralizaciones y alteraciones hidrotermales, para su posterior descripción petrográfica e interpretación a través de microscopio de luz transmitida. También se confeccionaron secciones de grano suelto y se tomaron microfotografías de las texturas y microestructuras más representativas.

El estudio petrográfico de inclusiones fluidas (IF) se llevó a cabo en secciones bipulidas de muestras de cuarzo hidrotermal. La microtermometría de IF se realizó en el Instituto de Geociências de la Universidade Estadual de Campinas (IG-UNICAMP), São Paulo, Brasil. Para tal fin se aplicaron los procedimientos metodológicos de laboratorio descriptos por Roedder (1984) y Shepherd et al. (1985). Finalmente, se realizaron análisis químicos en laboratorios externos a 12 muestras que incluyen diferentes tipos de cuarzo, alteraciones hidrotermales y gossan, para detectar anomalías de metales preciosos (Au y Ag).

I-4-4 Etapa de gabinete final

Esta última etapa significó la integración e interpretación de toda la información obtenida en las instancias previas. Se evaluaron y analizaron los datos obtenidos en el campo, como así también los resultados de laboratorio. Se procedió a la elaboración del mapa geológico-metalogenético final del área de estudio a escala aproximada 1:20.000, como así también a la elaboración de mapas de detalle a escala minera, en tres áreas de interés seleccionadas. Para ello se empleó el programa Corel Draw 14. Los datos estructurales fueron tratados y procesados en Stereo32 versión 0.9. Finalmente se llevó a cabo la redacción del manuscrito final. Las abreviaturas minerales se presentan según Kretz (1983).

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II-1. GEOLOGÍA DE LAS SIERRAS PAMPEANAS

La provincia geológica Sierras Pampeanas, así denominada por Stelzner (1873), constituye una unidad orográfica de aproximadamente 500 km de largo y 200 km de ancho formada por cordones montañosos de orientación submeridiana. Limita al norte con la Puna y la Cordillera Oriental, al este y sur con la llanura Chaco-Pampeana y al oeste con la Precordillera (Figura II-1).

Caminos (1979) reconoció dos zonas o fajas litológicas distintas dentro del basamento polimetamórfico de las Sierras Pampeanas: La faja oriental o **Sierras Pampeanas Orientales** que comprenden de norte a sur a las Sierras de Quilmes, Cumbres Calchaquies y Aconquija en Tucumán; Sierras de Chango Real, Capillitas, Belén, Ambato y Ancasti en Catamarca; Sierras de Velasco, Los Llanos, Malazán, Chepes, Ulapes y de Las Minas en La Rioja; Sierra de Ambargasta, Sumampa y Guasayán en Santiago del Estero; Sierras Norte, Chica, Grande y Comechingones en Córdoba y Sierras de San Luis. Esta región está caracterizada por la presencia de numerosos cuerpos graníticos, desde plutones pequeños hasta cuerpos batolíticos mayores, predominando el plutonismo ácido netamente sobre los cuerpos básicos y ultrabásicos, que se hallan restringidos a delgadas fajas submeridionales. El basamento metamórfico sobre el cual se emplaza el complejo plutónico se compone principalmente de esquistos bandeados y gneises, con mármoles y anfibolitas subordinados. El grado metamórfico varía desde facies de esquistos verdes a anfibolitas y en algunos casos hasta granulitas.

La faja occidental o **Sierras Pampeanas Occidentales** abarcan de norte a sur a las Sierras de San Buenaventura y Fiambalá en Catamarca; Sierras Toro Negro, Cuminchango, Umango y Maz en La Rioja; Sierras de Valle Fértil, La Huerta, Pie de Palo y Valdivia en San Juan. Caminos (1979) caracterizó al basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales por la escasez de granitoides y ausencia de cuerpos batolíticos, abundancia de intrusivos básicos y ultrabásicos y presencia de numerosos derivados metamórficos de calizas, dolomías y rocas calcosilicáticas con paragénesis indicativas de condiciones de presión más altas que en el este de las Sierras Pampeanas.

Ramos (1999) reagrupó a las Sierras Pampeanas según criterios geotectónicos e incluyó dentro del dominio de Sierras Pampeanas Orientales sólo a las Sierras de Córdoba

Norte, sierras Grande y Chica de Córdoba y la Sierra de Comechingones, con la parte más oriental de la Sierra de San Luis (figura II-1). El autor interpreta a esta región como parte de un orógeno generado durante el Proterozoico (*Orógeno Pampeano*), con una colisión de edad Cámbrico Temprano a Medio que culmina con la acreción del terreno semi-autóctono Pampeano al margen occidental de Gondwana, y que sería responsable del magmatismo y metamorfismo de esa edad (Ramos, 1988; Rapela et al. 1998, 2001). Los afloramientos de rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas correspondientes a este ciclo orogénico (con edades comprendidas entre los 560-520 Ma) se localizan en una franja de aproximadamente 250 km de ancho, que se pierde bajo los depósitos cenozoicos de la llanura pampeana (Rapela et al., 2001).

Las Sierras Pampeanas Occidentales abarcan, según Ramos (1999), a las sierras de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan y el sector occidental de San Luis (figura II-1). Este basamento forma parte de un orógeno eopaleozoico (*Orógeno Famatiniano*), ubicado al oeste del orógeno Pampeano, caracterizado por presentar edades Grenvillianas en su porción occidental, aproximadamente 1,1 Ga. (Rapela et al., 2001). Las rocas que muestran estas edades afloran extensamente en las Sierras de Pie de Palo y Umango. El ciclo orogénico famatiniano se inicia con un período de subducción a partir del Cámbrico Superior (aproximadamente 499 Ma), con la formación de un arco magmático extenso, y en el Ordovícico Medio (460 Ma) tiene lugar una colisión continental que culmina con la acreción del terreno alóctono *Precordillera* al margen occidental de Gondwana (Rapela et al., 2001; Astini et al., 1995).

En las Sierras Pampeanas Orientales se encuentra el desarrollo más completo y volumétrico de rocas graníticas paleozoicas. Utilizando un criterio cronológico, Rapela et al. (1990) reconocieron tres grupos principales de granitoides: G1 = Granitoides cámbricos (granitoides pampeanos), G2 = Granitoides ordovícico-devónicos (granitoides famatinianos) y G3 = Granitoides carboníferos. El evento magmático más importante ocurrió en el Devónico y comprende a cuerpos ígneos emplazados sincrónica o tardíamente respecto a las fases deformacionales ordovícicas (Orogenia Famatiniana), y a los post-orogénicos. Los últimos, son los que constituyen los grandes batolitos de las Sierras Pampeanas Orientales, como el de Achala (más de 2600 Km² de extensión) y Cerro Áspero en Córdoba, y Las Chacras-Piedras Coloradas en San Luis.

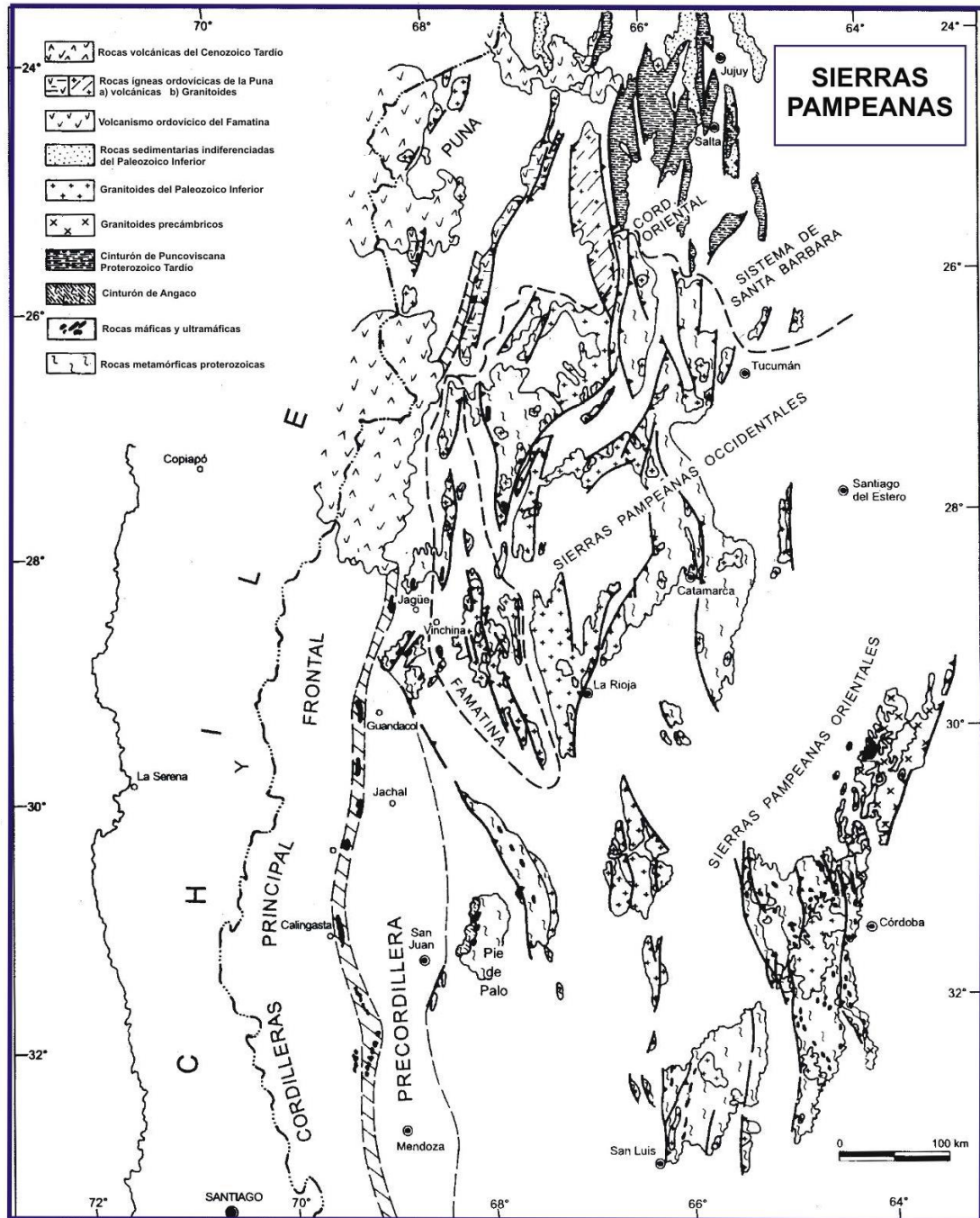


Figura II-1. Mapa de las Sierras Pampeanas en el que se muestra su relación con las provincias adyacentes (Tomado de Ramos, 1999).

La estructura de las Sierras Pampeanas fue caracterizada por Gonzalez Bonorino (1950), quien las describió como un sistema de bloques de basamento fracturados, limitados por fallas inversas de alto ángulo, con vergencia al oeste. Esta estructuración se originó principalmente a partir del Mioceno Inferior y se halla íntimamente asociada a la *Orogenia Andina*, que produjo la reactivación e inversión tectónica de antiguas líneas de debilidad previas. Se ha constatado que muchas de las fallas ándicas son inversión de fallas normales cretácicas, fallas triásicas, fallas neopaleozoicas o antiguas fajas miloníticas de edad precámbrica o eopaleozoica (Ramos, 1999). El margen de subducción andino en este sector coincide con una notable horizontalización de la Placa Nazca, que provoca gran compresión y es responsable del levantamiento del antepaís pampeano (Rapela et al., 2001).

En cuanto a las rocas neopaleozoicas de las Sierras Pampeanas, tanto en el sector oriental como en el occidental, afloran sedimentitas continentales correspondientes al Grupo Paganzo, asociadas a eventos glaciarios del Carbonífero. La yacencia de estos depósitos directamente sobre el basamento pampeano constituye una evidencia de que éste ya se encontraba parcialmente exhumado hacia el Carbonífero.

En el sector oriental y norte de las Sierras de Córdoba pueden hallarse sedimentos de sinrift cretácicos asociados a derrames de basaltos, como por ejemplo en la Sierra de Los Cóndores y Sierra Chica (Ramos, 1999).

En la porción oriental de las Sierras Pampeanas se hallan depósitos volcánicos de edad cenozoica, siendo los más representativos los volcanes de Pocho en Córdoba y El Morro en San Luis. Este evento está asociado con la migración hacia el este del arco volcánico durante la horizontalización de la Placa Nazca (Ramos, 1999).

II-2. GEOLOGÍA DE LAS SIERRAS DE CÓRDOBA

La Sierra de Córdoba es la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas (Figura II.2). Está constituida por varios cordones meridianos que se extienden aproximadamente entre los 29°00' - 33°30' de latitud S y los 64°00' - 65°30' de longitud O. En ellos aflora principalmente un basamento plutónico-metamórfico compuesto por metamorfitas de edad proterozoica-eopaleozoica, afectadas por un pico metamórfico de 700°C de temperatura y presiones que varían de O a E entre 5,6-6,4 Kb, intruídas posteriormente por batolitos graníticos. Se distinguen tres grandes unidades orográficas: la *Sierra Norte*, que nace al S y al E del valle de Deán Funes y se extiende con rumbo NNE hacia Santiago del Estero. La *Sierra Chica*, que comienza al N con la Sierra de Masa y termina al sur con la Sierra de las Peñas y cuya mayor elevación es el Cerro Uritorco (1950 m.s.n.m.). La *Sierra Grande* o de Achala, al O de la anterior, que alcanza su mayor altura en el Cerro Champaquí (2884 m.s.n.m.), desde donde continúa, hacia el S, con el nombre de *Sierra de Comechingones* (Gordillo y Lencinas, 1979).

II-2-1 Descripción del basamento metamórfico

La mayor parte de las metamorfitas de las Sierras de Córdoba alcanzaron el grado medio o facies de anfibolitas, incrementándose en sectores hasta facies de granulitas de alto grado metamórfico. Las áreas metamórficas de bajo grado son muy reducidas y limitadas al borde occidental de las sierras (Gordillo y Lencinas, 1979). La mayoría de las rocas metamórficas son de origen sedimentario (pelítico-grauváquico), siendo las litologías predominantes los esquistos micáceos, gneises y migmatitas, que localmente alternan con anfibolitas, mármoles y escasas cuarcitas. El gneis tonalítico-biotítico es la metamorfitas más típica y abundante de la Sierra de Córdoba, constituido esencialmente por plagioclasa + cuarzo + biotita, pudiendo encontrarse variedades más aluminosas con almandino y sillimanita (Gordillo y Lencinas, 1979).

Las rocas de alto grado metamórfico conocidas en las Sierras de Córdoba son gneises hipersténicos en facies de granulitas, y gneises y migmatitas cordieríticas en facies de granulitas, cuya asociación mineral más frecuente es feldespato potásico + cordierita + granate + sillimanita + biotita, reconociéndose diferentes variedades texturales desde migmatitas heterogéneas a homogéneas. Estas rocas son reconocidas en diversas fajas y macizos migmáticos en la Sierra de Córdoba, entre los que pueden mencionarse *El Diquecito*,

Atos Pampa, Cerro Pelado, El durazno, San Carlos, La Puerta y Quilpo (Gordillo y Lencinas, 1979; Gordillo, 1984).

Los mármoles y anfibolitas afloran subordinadamente en toda la serranía cordobesa. Frecuentemente se hallan asociados, y a su vez intercalados, con otras litologías tales como gneises, esquistos, rocas máficas y ultramáficas (Gordillo y Lencinas, 1979).

En diversos sectores se reconocen ortogneises, tanto en la Sierra Chica como en la Sierra Grande. En general se trata de pequeños plutones de composición granítica a granodiorítica, biotíticos y hornbléndicos, en los que la allanita es un accesorio común (Bonalumi et al., 1999).

Las rocas básicas y ultrabásicas son poco frecuentes en las Sierras de Córdoba y aparecen incluidas en el basamento metamórfico, a menudo concordante o subconcordantemente como lentejones de poco espesor o más raramente como cuerpos de mayores dimensiones. Generalmente estas rocas se hallan afectadas por el metamorfismo regional, el cual las ha transformado en metabasitas. El cuerpo básico más conocido en Córdoba es el plutón gabro-norítico del Cerro San Lorenzo en la Sierra de Comechingones (Gordillo y Lencinas, 1979).

Afectando al complejo polimetamórfico de las Sierras de Córdoba, han sido reconocidas numerosas fajas de cizalla, como las de *Guacha Corral, Guamanes, Los Túneles, Soconcho*, entre otras (Martino, 2003; Simpson et al., 2003). Estas fajas, de ancho variable (decenas a cientos de metros) están caracterizadas por la presencia de gneises de ojos, milonitas y blastomilonitas, que exponen generalmente asociaciones minerales de facies de anfibolitas y esquistos verdes, y que en algunos casos se asocian a fenómenos cataclásticos posteriores que desarrollan diversos tipos de cataclasitas. El rasgo estructural más sobresaliente es la presencia de una foliación de rumbo N a NNO con buzamiento al este, a la que se asocia una dirección de estiramiento que se dispone casi perpendicular al rumbo de la foliación indicando una cinemática inversa para las fajas descritas (Martino, 2003; Fagiano et al., 2002 y 2004; Fagiano, 2007; Cristofolini, 2008; Cristofolini et al., 2008).

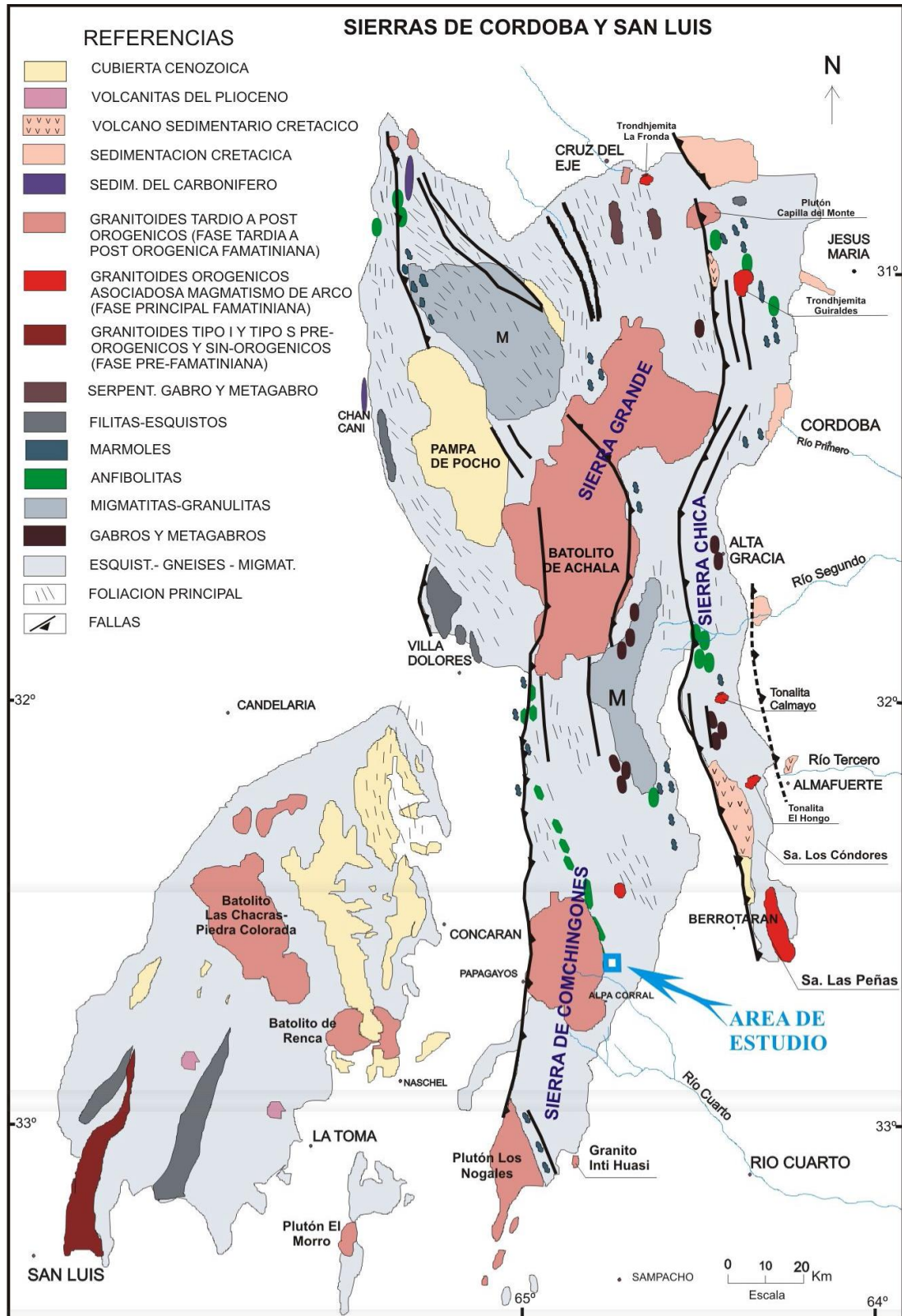


Figura II-2. Mapa geológico de las Sierras de Córdoba y San Luis en el que se indica la ubicación del área de estudio. Modificado de Pinotti (1998).

II-2-2 Unidades ígneas

El reconocimiento de granitoides pampeanos (G1; Rapela et al., 1990) en las Sierras de Córdoba es el más dificultoso, debido a que en muchos sectores poseen sobreimpuesta más de una deformación penetrativa, asociada a un evento metamórfico regional de alto grado. No obstante, este magmatismo de carácter calcoalcalino, incluye tanto secuencias metaluminosas (G1a) como secuencias peraluminosas (G1b), y sus afloramientos más representativos se restringen al ámbito de la Sierra Norte de Córdoba y al sector N de la Sierra Chica. Hacia el sur, se encuentra representado por ortogneises de alto grado, definiendo en su conjunto un arco magmático ligado a subducción (Rapela et al., 1998).

El magmatismo más voluminoso comprende a un conjunto de granitoides devónicos (G2 post-orogénicos), que en las Sierras de Córdoba alcanzan dimensiones batolíticas, siendo sus exponentes más representativos el *Batolito de Achala* en la Sierra Grande y el *Batolito Cerro Áspero* en la Sierra de Comechingones (Figura II.2). El emplazamiento de estos cuerpos se ha producido en diferentes episodios y a profundidades corticales relativamente someras (aproximadamente 1,5-3 Kb de presión). Presentan morfologías sub-circulares a elípticas, se hallan compuestos de varios plutones y muestran una clara relación de discordancia con las rocas metamórficas encajantes. En algunos casos desarrollan aureolas de metamorfismo de contacto locales. Un rasgo común a ellos es el desarrollo de facies porfiroides con megacrystales de microclino, predominando composicionalmente los monzogranitos sobre granodioritas, leucogranitos y tonalitas. Geoquímicamente comprenden granitos calcoalcalinos a alcalinos, metaluminosos a peraluminosos, y frecuentemente están enriquecidos en elementos incompatibles como K, Rb, U, Tierras Raras Livianas, y en algunos casos elementos tales como Nb e Y (Rapela et al., 1990).

Además de estos cuerpos batolíticos que involucran grandes volúmenes, existen otros plutones menores distribuidos en la Sierra de Córdoba, asignados al mismo evento, entre los que pueden mencionarse el granito Capilla del Monte emplazado en el flanco occidental de la Sierra Chica, y el Plutón Los Nogales al sur de la Sierra de Comechingones (Figura II-2).

Los batolitos devónicos post-orogénicos fueron estudiados por diversos autores, para un mayor detalle pueden consultarse, entre otros, los trabajos de Rapela (1982), Rapela et al. (1990; 1991b; 1998), Lira (1985), Lira y Kirschbaum (1990), Sims et al. (1998), Pinotti (1998), Pinotti et al. (1996, 2002, 2006), Coniglio (2006).

No obstante, este magmatismo devónico en las Sierras de Córdoba fue precedido por aisladas intrusiones de plutones pequeños de alto sodio (G2 sin- a tardío tectónicos),

principalmente trondhjemitas, tonalitas y granodioritas (complejos TTG), algunos de los cuales fueron afectados por la deformación milonítica en un grado variable. Entre ellos se destacan las trondhjemitas de La Fronda, Guiraldes, Calmayo, San Agustín y El Hongo, algunos de ellos estudiados por D'Eramo (2003) y D'Eramo et al. (2006a y 2006b) (Figura II.2).

II-2-3 Dominios estructurales

Dalla Salda (1984) identifica en el basamento de las Sierras de Córdoba numerosas estructuras deformacionales asociadas a los diversos episodios tectono-térmicos ocurridos fundamentalmente entre el Proterozoico Tardío y el Eopaleozoico. La estructura de este basamento se encuentra caracterizada por una complicada fábrica de plegamiento de escala variable, cuyos ejes de deformación se encuentran orientados en, por lo menos, tres direcciones principales. Asociadas a esta estructura de plegamiento se desarrollan una o más fábricas planares (foliaciones) y eventualmente estructuras menores tales como lineación mineral.

Se registra un primer dominio relíctico de valor regional (D1) caracterizado por estructuras orientadas en dirección casi E-O. Este dominio es asignado al Proterozoico Superior y se interpreta como producto de una fase tectónica asociada al inicio de un ciclo orogénico (Dalla Salda, 1984). Está bien preservado en la Sierra Chica de Córdoba en las asociaciones ultramáficas - máficas de Bosque Alegre, Alta Gracia y en las del macizo migmático de Atos Pampa, así como en algunos sectores de la Sierra de Comechingones (Mutti et al., 2005).

El dominio estructural D2 (Dalla Salda, 1984) de orientación NNO a NO es el de mayor implicancia regional y está definido por una evolución compleja asociada a estructuras planares penetrativas (S_2) de dirección media estadística N330° que buzando mayoritariamente hacia el este, y por ejes de pliegues de dirección N342°.

El último dominio estructural D3 establecido para las Sierras de Córdoba (Dalla Salda, 1984) también posee envergadura regional y está caracterizado por estructuras planares con orientaciones NNE, de dirección media estadística N20°, que frecuentemente se hallan sub-verticales o buzando hacia el O.

II-2-4 Evolución tectono-térmica

Los estudios estructurales, petrológicos, geoquímicos e isotópicos existentes hasta el momento permiten esbozar una evolución general para el basamento ígneo-metamórfico de las Sierras de Córdoba que se habría iniciado en el Proterozoico Superior con el desarrollo de una cuenca sedimentaria de margen pasivo, instalada en el margen gondwánico. Esta cuenca habría tenido una sedimentación grauváquico-pelítica, con intercalaciones de rocas calcáreas-margosas y rocas volcánicas básicas y ácidas (Martino, 2003). La Formación Puncoviscana con niveles metapelíticos y turbidíticos sería la expresión en el norte argentino de esta asociación neoproterozoica, con intercalaciones basálticas en las Sierras de Córdoba (Omarini y Sureda, 1993).

No obstante, esta secuencia volcano-sedimentaria que conforma gran parte del basamento de las Sierras de Córdoba, constituyó un potente prisma de acreción que fue afectado posteriormente por sucesivos eventos metamórficos, producto de la compresión, colisión y amalgamación de distintos terrenos al margen occidental de Gondwana. Otamendi et al. (2004) exponen que las rocas cristalinas de las Sierras de Córdoba han evolucionado durante tres ciclos orogénicos distintos durante el Eopaleozoico: **1)** El primer acontecimiento tectono-térmico, la **Orogenia Pampeana** (550 a 505 Ma), que alcanzó su punto máximo en el Cámbrico Temprano, fue el responsable de un metamorfismo extenso y progradante, fusión parcial, magmatismo y persistente actividad tectónica. Gran parte de la sección cortical que residía en niveles medios (c. 27 km) fue calentada por encima de 800°C durante el pico térmico. Esta etapa condujo, en los niveles profundos del orógeno, a la formación de los macizos migmatíticos de las sierras de Córdoba. **2)** A comienzos del Ordovícico Temprano, la **Orogenia Famatiniana** produjo un acortamiento general, causando una adaptación textural penetrante de las secuencias metamórficas cámbricas que absorbieron la deformación impuesta a lo largo de una zona cortical dúctil. Dentro de esta zona las rocas metamórficas de alto grado fueron reequilibradas y re-hidratadas a menores condiciones de temperatura y presión (< 600°C y 3-6 kbar). La expresión más significativa de este evento en las Sierras de Córdoba son las fajas de cizalla, que constituyen extensas alineaciones de rocas miloníticas. La actividad ígnea relacionada a subducción, manifestada como pequeños plutones, intruyó a las rocas cristalinas cámbricas, experimentando adaptaciones texturales durante la exhumación tectónica en el Famatiniano Tardío. **3)** En los períodos post-famatinianos (360-400 Ma) la perturbación de la corteza derivó en un magmatismo granítico, caracterizado por la intrusión de batolitos monzograníticos, principalmente de edad devónica, dentro de las

secuencias cristalinas pampeanas y famatinianas residiendo en la corteza superior (Otamendi et al., 2004). Algunos autores (Sims et al., 1998) definen a este período como *Ciclo Achaiano*.

En función de lo dicho anteriormente, se concluye que la actividad tectono-térmica que generó las principales unidades litoestratigráficas de las Sierras de Córdoba duró hasta el Paleozoico Medio. Desde el Neoproterozoico (c. 550 Ma) hasta el Devónico Tardío (c. 360 Ma) la actividad tectónica actuó de manera intermitente, indicando continuas convergencias sobre el margen protopacífico de Gondwana (Otamendi et al., 2004).

II-3. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE COMECHINGONES

La Sierra de Comechingones constituye la unidad orográfica de las Sierras de Córdoba en la que se encuentra comprendida el área de estudio (Figura II-2). Las rocas que componen el basamento de esta sierra han sido agrupadas bajo la categoría de complejos, grupos y unidades por diferentes autores. Nullo et al. (1995) dividieron el extremo sur de la Sierra de Comechingones en dos asociaciones lito-estructurales: una oriental denominada Complejo Las Lajas y otra occidental denominada Complejo Achiras. Otamendi (1995) identificó en ambos complejos diferentes unidades lito-estratigráficas: las unidades Los Nogales e India Muerta conforman el Complejo Achiras, mientras que el Complejo Las Lajas está constituido por las unidades Monte Guazú y Loma Blanca. Posteriormente Stuart-Smith y Skirrow (1997) asignaron la categoría de Complejo a la Unidad Monte Guazú y propusieron la denominación de Las Lajas para la faja de cizalla que limita ambos complejos. No obstante, mantuvieron la nomenclatura del Complejo Achiras aunque propusieron la denominación de Complejo Conlara para las rocas metamórficas de la Unidad India Muerta. Otamendi et al. (2004) describen estas unidades lito-estratigráficas de la Sierra de Comechingones.

En este apartado sólo se tratará con detalle al Complejo Monte Guazú ya que parte de este basamento aflora en el extremo oriental del área de estudio.

II-3-1 Complejo Monte Guazú

El Complejo Monte Guazú se reconoce como la unidad lito-estratigráfica de mayor distribución areal de la Sierra de Comechingones (Fagiano, 2007). Otamendi et al. (2000) ampliaron la extensión de este complejo hasta el extremo sur del Batolito Cerro Áspero y posteriormente Fagiano et al. (2004) propusieron su continuidad norte en el basamento aflorante al este del Batolito Cerro Áspero.

El Complejo Monte Guazú está constituido por una asociación litológica producto de metamorfismo regional y derivada en su gran mayoría de protolitos sedimentarios (grauvacas y areniscas) y, en menor proporción, de protolitos ígneos de diversa naturaleza (félsicos y máficos). Las litologías dominantes son rocas migmáticas estromatíticas no cordieríticas con menor participación de núcleos diatexiticos, anfibolitas y gneises biotítico granatíferos (Fagiano et al., 2004). Gran parte de este conjunto rocoso fue transformado textural y mineralógicamente por la Faja de Cizalla Guacha Corral de orientación submeridiana. La sección media del Complejo Monte Guazú es a su vez intruída discordantemente por el

Batolito Cerro Áspero (440 km²) el cual generó una aureola de contacto en facies de hornfels hornbléndicos (Esparza et al., 1997).

Se reconocen al menos tres eventos deformacionales para este basamento (Fagiano et al., 2004; Fagiano, 2007). El evento más antiguo D₁ es de carácter relíctico y se encuentra preservado en restos paleosomáticos en migmatitas. Este evento generó una foliación S_{1a} que se encuentra afectada por un plegamiento cerrado isoclinal originando una foliación de plano axial S_{1b} paralela a la primera. El metamorfismo M₁ es de alcance regional y equilibró sus paragénesis en la facies de anfibolitas almandínicas. El segundo evento de deformación D₂ está representado por la foliación S₂ de migmatitas, gneises y anfibolitas, siendo ésta la estructura penetrativa dominante en el Complejo Monte Guazú. El metamorfismo M₂ es de carácter regional y representa el clímax metamórfico estabilizado en facies de anfibolita alta a facies de granulitas con grados variables de fusión parcial. Durante el pico metamórfico se alcanzaron temperaturas con un rango estimado entre 700 y 800 °C y presiones de 7 kb que corresponden aproximadamente a una profundidad de 25 km, y las litologías más representativas de estos procesos son las migmatitas estromatíticas heterogéneas (Fagiano, 2007). Ambos eventos tectono-térmicos (D₁-M₁ y D₂-M₂) se desarrollaron bajo un régimen tectónico compresivo durante el Ciclo Orogénico Pampeano.

II-3-2 Faja de Cizalla Guacha Corral

El evento deformacional D₃ es de naturaleza dinámica y se encuentra vinculado a la actividad de la Faja de Cizalla Guacha Corral (Fagiano et al., 2002; Martino, 2003) durante el Ciclo Orogénico Famatiniano. Esta amplia zona de deformación se extiende desde el sur del Batolito de Achala hasta la culminación austral de la Sierra de Comechingones, con una extensión aproximada de 120 km en sentido sub-meridional. El ancho de la faja es variable en sus diferentes tramos, con un máximo de 20 km al norte, en su sección media es segmentada parcialmente por la intrusión del Batolito Cerro Áspero y en el tramo sur se resuelve en estrechas fajas de 100 a 200 m de potencia. La traza en superficie no es recta sino que presenta inflexiones en su dirección. Al norte posee una orientación NO mientras que al sur cambia a NE, y la intensidad de buzamiento también varía desde 25 a 45° hacia el cuadrante este (Fagiano et al., 2002; Fagiano, 2007). Según lo establecido por diversos autores (Fagiano et al., 2002 y 2004; Martino 2003) la FCGC presenta una cinemática de tipo inverso con movimiento del techo hacia el oeste.

Esta faja deformacional abarca una gran parte de la Sierra de Comechingones e imprime a las rocas del basamento una foliación milonítica penetrativa (S_3) que se sobrepone a una anterior de desarrollo regional (S_2). Al evento deformacional D_3 se lo subdivide en un primer evento D_{3a} desarrollado en un ambiente dúctil, que generó la foliación S_{3a} circunscripta a la FCGC. El metamorfismo M_{3a} es de carácter dinámico y sus principales productos litológicos son rocas de la serie milonítica cuyas paragénesis minerales se encuentran equilibradas en la facies de anfibolita media, en condiciones de 3,5 a 5 kb y aproximadamente 600°C. El segundo evento D_{3b} es de naturaleza dúctil-frágil y está restringido localmente a estrechas zonas de cizalla. La fase M_{3b} corresponde a un metamorfismo retrógrado y sus principales productos litológicos son filonitas con paragénesis equilibradas en la facies de esquistos verdes, en condiciones de menores presiones y temperaturas que el anterior. La foliación S_{3b} desarrollada en estas rocas posee una orientación subparalela a S_{3a} (Fagiano et al., 2004; Fagiano, 2007).

II-3-3 Batolito Cerro Áspero

En períodos post-famatinianos, la intrusión del Batolito Cerro Áspero trunca a la faja de deformación (Pinotti, 1998) incorporando xenolitos de rocas miloníticas dentro del granito y generando una aureola de metamorfismo térmico, cuya mayor expresión se manifiesta en la zona sur del batolito entre los plutones Alpa Corral y El Talita (Esparza et al., 1997; Pinotti, 1998).

En el BCA se obtuvo una edad Rb/Sr de 369 ± 9 M.a. correspondiente al Devónico Tardío (Pinotti, 1998; Pinotti et al., 2006). Este batolito constituye el complejo intrusivo más importante de la Sierra de Comechingones, abarcando un área aproximada de 440 km², y está compuesto de tres plutones principales que se encuentran emplazados siguiendo una orientación NNO-SSE. De sur a norte y según el orden relativo de emplazamiento fueron denominados Plutón Alpa Corral, Plutón El Talita y Plutón Los Cerros (Pinotti, 1998). Oddino (2008) determinó la existencia de un cuarto plutón denominado Cerro Asprezas que representa la culminación de la secuencia de emplazamiento del BCA.

Cada uno de los plutones identificados constituyen entidades intrusivas independientes en las que es posible distinguir diferentes unidades graníticas, denominadas internas, externas y cuspidales (Pinotti et al., 2006). Más del 60% de la superficie aflorante del BCA está representada por las unidades internas de composición monzogranítica. En las unidades externas y cuspidales predominan los leucogranitos.

Los plutones que conforman el BCA se emplazaron en un ambiente cortical frágil a aproximadamente 2 kb de presión. El ascenso del magma durante el emplazamiento se produjo mediante un mecanismo de propagación de fracturas, en el que el espacio ha sido generado tectónicamente en combinación con la fuerza boyante del magma, fracturación térmica y stoping (Pinotti et al., 2002).

El BCA pertenece a la serie de rocas calcoalcalinas de alto potasio y posee un elevado contenido de elementos litófilos, fósforo y titanio (Pinotti, 1998). Este magmatismo evoluciona desde monzogranitos con tendencia alcalina hacia leucogranitos de feldespato alcalino (granitos alcalinos ricos en sílice). El BCA posee asociada una gran variedad de depósitos minerales que, según Coniglio (2006), se originaron en dos épocas diferentes denominadas sin-batolítica y post-batolítica.

II-4. RESEÑA METALOGÉNICA DE DEPÓSITOS MINERALES RELACIONADOS CON FAJAS DE CIZALLA EN EL ÁMBITO DE LAS SIERRAS PAMPEANAS.

A continuación se realizará una breve descripción de diversos depósitos minerales hospedados en fajas de cizalla en las Sierras Pampeanas. Éstos volverán a ser tratados en el Capítulo V de este trabajo, en el cual se realiza un análisis comparativo con las mineralizaciones del área de estudio.

II-4-1. Pegmatitas portadoras de Be – Nb – Ta – W – P – U - ETR

II-4-1-1. Distrito Pegmatítico Comechingones (DPC)

El DPC es uno de los veinte distritos que conforman la Provincia Pegmatítica Pampeana (PPP) definida por Galliski (1993 y 1994). Este autor abordó con un enfoque regional la distribución de las pegmatitas en la República Argentina y estableció la denominación de PPP debido a que más del 95% de las pegmatitas del país se encuentran en la provincia geológica Sierras Pampeanas.

El DPC 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, abarcando un área aproximada de 800 km². Las litologías encajantes que predominan en el distrito corresponden a rocas miloníticas de la FCGC provenientes de migmatitas, gneises y anfibolitas. Galliski (1993) clasifica a las pegmatitas del DPC dentro de la signatura geoquímica LCT (Li-Cs-Ta) de la clase Elementos Raros, subtipo berilo-columbita-fosfato, aunque algunos cuerpos pueden ser transicionales a la clase Muscovita. En base al nuevo esquema de clasificación de Čenrý y Ercit (2005), estas pegmatitas se ajustan mejor a la clase Muscovita-Elementos Raros (Demartis, 2010). Constituyen cuerpos tabulares a lenticulares con longitudes de 100 a 300 metros aunque excepcionalmente pueden alcanzar los 1000 metros. Sus espesores promedios generalmente resultan inferiores a los 12 m. Las pegmatitas son en su mayoría concordantes con la foliación de las rocas miloníticas encajantes y sus rumbos fluctúan entre NNO y NNE. Es común que presenten estructura zonal, con zonas de borde aplíticas, zonas externas, una a tres zonas intermedias y núcleos de cuarzo con berilo y triplita. Existen unidades menores que contienen columbita-tantalita, gahnita, allanita o uraninita y sus productos de alteración (Galliski, 1993).

Hub (1994, 1995) dividió al DPC en cinco grupos de pegmatitas, denominados de norte a sur: Grupo el Catre, Grupo Cerro de Agustín Grupo Cerro Redondo, Grupo Cerro de las Ovejas y Grupo Cerro el Tren. Este autor efectuó una caracterización y mapeo a escala minera de los yacimientos más importantes desde el punto de vista económico de cada grupo.

Entre otros antecedentes importantes, pueden citarse los aportes de Demartis (2005), Demartis et al. (2005 y 2008) y Demartis (2010), quienes realizaron un estudio de las pegmatitas graníticas del sector sur del DPC. Demartis (2010) define para este sector dos nuevos grupos de pegmatitas, denominados Grupo Electra y Grupo Otto.

II-4-2. Vetas mesotermales de Au y Ag

II-4-2-1. Yacimiento Natacha

El yacimiento Natacha se encuentra ubicado en el faldeo oriental de la Sierra de Comechingones, unos 30 km al SO de la localidad de Río de Los Sauces. La veta portadora de los minerales de Pb y Ag se encuentra emplazada en fracturas producidas en las rocas de caja, las cuales poseen un rumbo aproximado de N330°, y buzamientos que varían entre 20 y 70° hacia el SO (Estrella, 1984).

Las vetas poseen anchos variables entre 0,1 y 0,7m y están compuestas principalmente de cuarzo con galena diseminada y menores proporciones de pirita y calcopirita como minerales primarios. Los minerales secundarios constan principalmente de limonita, malaquita y azurita. Los análisis químicos realizados a distintas muestras han revelado tenores de Au que varían entre < 2 y 4 g/t y tenores de Ag entre 80 y 260 g/t (Estrella, 1984).

El mismo autor describe una fuerte alteración y fracturación de las rocas de caja en las adyacencias de las vetas con una milonitización evidente, aunque no realiza un análisis detallado de las alteraciones presentes.

II-4-2-2. Distrito La Candelaria

El Distrito La Candelaria está ubicado a 20 km al SE de la localidad de Villa de Soto, al norte de las Sierras Grandes de Córdoba. Los depósitos de este distrito constituyen un sistema de vetas auríferas que se encuentran emplazadas dentro de una zona de cizalla de orientación N-S conocida como Faja de Cizalla Guamanes (Martino, 1993). La cizalla se ha desarrollado a en gneises cuarzo-biotítico-muscovíticos-granatíferos dentro del Complejo Metamórfico Cruz del Eje (Stuart-Smith y Lyons, 1997) originando numerosas zonas miloníticas.

La mineralización de oro se encuentra en vetas simples y complejas de cuarzo, con rumbos N330° a 30° y buzamientos de 20° a 45° al este (Miró, 1999). La mineralogía primaria que acompaña al cuarzo consta de pirita con trazas de esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita (Petrelli, 1988), siendo este último mineral un metalotecto importante en los depósitos de Au tipo LODE. El mismo autor determinó que la mineralización de Au aparece en dos estilos texturales principales, asociado a sulfuros en zonas de mineralización primaria y como oro grueso libre (hasta 200 μm) en zonas de mineralización secundaria. Los tenores de Au son variables aunque los valores promedio se encuentran entre 5,44 y 21,86 g/t (Petrelli, 1988),

La alteración hidrotermal más pervasiva consiste de sericitización de las rocas de caja hasta a un metro de distancia de las vetas, y en algunos depósitos (por ejemplo en Puígari y Monserrat) fue observada una hematización penetrativa acompañada de cloritización y venillas carbonáticas (Miró, 1999).

Las edades obtenidas por el método Ar-Ar sobre sericita del Distrito Candelaria dan 376 a 378 M.a (Camacho, 1997). En base a estas dataciones Miró (1999) estableció que la mineralización aurífera posdató el magmatismo ocurrido entre los 405 y 385 M.a., considerado por Stuart-Smith y Lyons (1997) como perteneciente al Ciclo Achaliano. A su vez, Miró (1999) interpretó a estos depósitos como miembros de un amplio grupo de vetas mesotermales con fuerte control estructural, encontradas en terrenos orogénicos regionalmente metamorfizados. Por su parte Skirrow et al. (2000) los consideraron yacimientos tipo LODE.

II-4-2-3. Yacimientos auríferos de Sierras de las Minas, La Rioja.

Las vetas auríferas de las Sierras de las Minas se encuentran emplazadas principalmente en migmatitas y en granodioritas y tonalitas calco-alcalinas metaluminosas, que se encuentran milonitizadas por anchas fajas de deformación de edad famatiniana. Las vetas que concentran la mineralización son generalmente de fuerte buzamiento y discordantes con las rocas de caja y en varios de los distritos (por ejemplo en Las Callanas) los sistemas estructurales principales presentan orientaciones NO-SE y E-O (Cravero, 1999).

Las vetas están constituidas principalmente de cuarzo y los minerales hipogénicos asociados son electrum (15% de Ag) de grano muy fino, pirita y sulfuros de cobre. Los minerales supergénicos son oro de grano grueso, hematita, goethita, crisocola, malaquita y calcedonia entre otros. La asociación mineral de las vetas puede ser simple o compleja pero

sólo hay cinco elementos guía que están presentes en todos los cuerpos con mineralización aurífera: cuarzo blanco lechoso, pirita, hematita, limonitas y oxidados de cobre (Cravero, 1999).

La alteración hidrotermal consta esencialmente de sericitización a unos pocos metros de las vetas que en algunos casos pasa transicionalmente a alteración propilítica. También existe carbonatación y silicificación, ésta última se presenta como stockworks de finas venillas de cuarzo (Cravero, 1999).

El potencial minero de la región está ligado a la presencia de Au, sin embargo en algunos yacimientos se registran tenores importantes de Ag, Cu y Pb. Las leyes de Au varían en los diferentes distritos mineros y los valores promedios se encuentran entre 1 y 35,6 g/t. Por otro lado, los tenores de Ag registrados en la mayoría de los distritos varían entre 1-100 g/t, con valores excepcionales de 500 g/t en la mina Callana III y Veta Ortiz (Cravero, 1999). Este autor clasificó a estos depósitos como yacimientos auríferos mesotermales relacionados con zonas de cizalla, mientras que Skirrow et al. (2000) los consideraron yacimientos tipo LODE.

II-4-2-4. Distrito El Guaico

El distrito El Guaico abarca un área aproximada de 120 km² al SO de la localidad de Villa de Soto. Las vetas de cuarzo polimetálicas se encuentran emplazadas en fracturas dentro del denominado Complejo Metamórfico Pichanas (Stuart-Smith y Lyons, 1997), compuesto por migmatitas, gneises, esquistos cuarzo-biotíticos y granitos anatéticos. El control estructural es bien definido y las vetas yacen según dos sistemas principales que agrupan un importante número de pertenencias mineras (Candiani y Sureda, 1999). Las vetas del primer sistema son discordantes y poseen rumbos NE-SO y buzamientos subverticales o de alto ángulo hacia el NO. El segundo sistema incluye vetas con rumbos NO-SE subconcordantes con la foliación principal del basamento metamórfico.

En comparación con los depósitos tratados hasta ahora, las vetas del distrito El Guaico poseen la mayor variedad de especies minerales asociadas, tanto hipogénicas como supergénicas, las cuales fueron estudiadas por Candiani y Sureda (1999), entre otros. Los sulfuros primarios identificados en las menas consisten de esfalerita, galena, pirita y arsenopirita como minerales esenciales, con algunos accesorios como calcopirita, tetraedrita, pirargirita, entre otros. También ocurren otros minerales primarios menos frecuentes, tales como polibasita, argentita, magnetita, marcasita y oro nativo. Los minerales hipogénicos de la

ganga incluyen cuarzo, calcita y siderita. En las zonas de oxidación se han identificado cerusita, anglesita, pirolusita, calcedonia, ópalo, goethita, hematita, malaquita, caolinita y limonita, entre muchos otros. La mineralización dominante es de Pb, Ag y Zn, a la cual se le suman cantidades menores de V, Cu, Sd, As, Mn, Cd y Sn. Las leyes medias obtenidas por Candiani (1989) en la Mina Rara Fortuna son de 326 g/t de Ag, 1,97% de Pb, 2,03% de Zn y tenores de Au característicamente bajos de 0,1 a 0,5 g/t.

La alteración hidrotermal de las rocas de caja comprende silicificación, sericitización y argilización que no se extienden más allá de unos pocos decímetros de los contactos con las vetas Candiani y Sureda (1999).

Estos depósitos fueron interpretados por varios autores (Candiani y Sureda, 1999; Skirrow et al., 2000) como vetas mesotermales polimetálicas de Ag-Pb-Zn, y han sido vinculados genéticamente con el magmatismo devónico ocurrido en las Sierras de Córdoba.

II-4-3. Depósitos pegmatíticos portadores de sulfuros

Rey Ripoll describió la ocurrencia de sulfuros (calcopirita, bornita y piritita) y sombreros de hierro en cuerpos pegmatíticos ubicados al sur del Batolito Cerro Áspero. El cuarzo portador de los sulfuros se encuentra asociado a feldespatos potásicos y a muscovita conformando texturas pegmatíticas. Estos depósitos yacen concordantes con la foliación de las rocas encajantes las cuales no presentan evidencias de alteración hidrotermal. Los análisis químicos realizados tanto en la zona con mineralización primaria como en la zona oxidada no han revelado tenores en Au y Ag significativos. Rey Ripoll (2008) sugiere que el emplazamiento de estos depósitos fue sin-cinemático con la actividad de la FCGC.

A modo de síntesis, en el cuadro II-1 se comparan las principales características de los depósitos abordados anteriormente y se incluyen además las vetas mineralizadas con Pb-Ag-Au del área de estudio, las cuales serán descritas en el apartado IV-3 de este trabajo.

Yacimiento o Distrito	Modelo de depósito	Estructuras mineralizadas	Litologías hospedantes	Alteración hidrotermal	Mineralogía	Leyes de Au-Ag
Natacha. Sierra de Comechingones. (Estrella, 1984)	No definido. Posee semejanzas con vetas mesotermales hospedadas en fajas de cizalla.	Vetas de rumbo N330° y Bz entre 20 y 70° hacia el SO.	Milonitas provenientes de gneises esquistosos.	Existe pero no se encuentra definida.	Primaria: cuarzo, galena, pirita, calcopirita. Secundaria: limonita, malaquita, azurita.	Au: < 2 a 4 g/t. Ag: 80 a 260 g/t.
Sierra de Las Minas, La Rioja. (Cravero, 1999).	Yacimientos auríferos mesotermales relacionados a zonas de cizalla (Cravero, 1999). Yacimientos auríferos tipo LODE (Skirrow et. al., 2000)	3 direcciones de mineralización: N30°/75°E N45°/75°O N85°/subvertical. En algunos distritos los sistemas principales presentan orientaciones NO-SE y E-O.	Migmatitas, granodioritas y tonalitas calcoalcalinas metaluminosas afectadas por una faja de deformación con generación de rocas miloníticas.	Sericitización hasta unos pocos metros de las vetas que puede pasar transicionalmente a alteración propilítica. Carbonatación y silicificación en stockworks.	Primaria: cuarzo, electrum, pirita y sulfuros de cobre. Secundaria: oro grueso, hematita, goethita, malaquita, crisocola, calcedonia y otros.	Au: 1 a 35,6 g/t. Ag: 1 a 100 g/t con valores excepcionales de hasta 500 g/t.
La Candelaria, Sierra Grande de Córdoba. (Miró, 1999)	Vetas mesotermales de Au asociadas a fajas de cizalla (Miró, 1999). Yacimientos auríferos tipo LODE (Skirrow et. al., 2000)	Vetas simples y complejas con rumbos N330° a N30° y Bz de alto ángulo hacia el E.	Milonitas de la Faja de Cizalla Guamanes, provenientes de gneises cuarzo-biotíticos-muscovíticos-granatíferos.	Sericitización pervasiva hasta a 1m de las vetas. En algunos depósitos se observa hematización penetrativa acompañada de cloritización y venillas carbonáticas.	Primaria: Cuarzo, pirita, esfalerita, galena, calcopirita y arsenopirita. Secundaria: Oro grueso, goethita, hematita.	Au: 5,44 a 21,86 g/t. Ag: insignificante.
El Guaico, Sierra Grande de Córdoba. (Candiani y Sureda, 1999)	Vetas mesotermales polimetálicas de Ag-Pb-Zn (Candiani y Sureda, 1999; Skirrow et. al., 2000)	2 sistemas estructurales principales: 1) Vetas discordantes con Rb NE-SO y Bz subverticales o de alto ángulo hacia el O. 2) Vetas con Rb NO-SE subconcordantes con la foliación metamórfica.	Migmatitas, gneises, esquistos qtz-bt y granitos anatócticos que componen el Complejo Metamórfico Pichanas.	Silicificación, sericitización y argilización que no se extienden más allá de unos pocos decímetros del contacto con las vetas.	Primaria: Esfalerita, galena, pirita, arsenopirita. Accesorios: calcopirita, tetraedrita, pirargirita, entre otros. Poco frecuentes polibasita, argentita, oro nativo, etc. Secundaria: cerusita, anglesita, calcedonia, malaquita, caolinita, limonita, etc	Au: 0,1 a 0,5 g/t Ag: 326 g/t (tenor medio)

<p>Área de estudio. Las Guindas-UNRC, Sierra de Comechingones. (Este trabajo)</p>	<p>Vetas mesotermiales portadoras de Au asociadas a fajas de cizalla.</p>	<p>8 sistemas estructurales (ordenados según grado de frecuencia): 1) Rb N130-140° y Bz entre 55 y 85° hacia el SO. 2) Rb N130-140° y Bz de alto ángulo hacia el NE. 3) Rb E-O y Bz de alto ángulo al S. 4) Rb N110° y Bz entre 55 y 60° hacia el SO. 5) Rb N150° y Bz entre 20 y 30° hacia el SO. 6) Rb N20° y Bz de alto ángulo hacia el SE. 7) Rb E-O y Bz de alto ángulo hacia el NNE. 8) Rb N-S y Bz de mediano a bajo ángulo hacia el E.</p>	<p>Milonitas y protomilonitas de la FCGC provenientes de migmatitas metatexíticas y diatexíticas.</p>	<p>Sericitización pervasiva hasta varios metros de las vetas mayores. Hematización de moderada a fuerte intensidad que se manifiesta en venillas y grietas tensionales. Carbonatación pervasiva proximal a las vetas y de ocurrencia local.</p>	<p>Primaria: cuarzo, galena, calcopirita, pirita, bornita, hematita, especularita, rutilo, siderita. Secundaria: limonita, malaquita, cerusita, anglesita.</p>	<p>Au: <0,03 a 3,57 g/t. Ag: 4 a 216 g/t.</p>
<p>Sector sur del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones. (Rey Ripoll, 2008)</p>	<p>Cuerpos hidrotermales-pegmatíticos portadores de sulfuros (Rey Ripoll, 2008).</p>	<p>Cuerpos mineralizados concordantes de rumbos N120° y Bz de 30° hacia el NE.</p>	<p>Filonitas de la FCGC. También existe asociación con granitoides milonitizados</p>	<p>No se observa en las rocas huéspedes.</p>	<p>Primaria: cuarzo, calcopirita, bornita, pirita. Secundaria: óxidos de hierro (limonitas)</p>	<p>Au: <0,03 a 0,13 g/t. Ag: <1 a 13 g/t.</p>

Cuadro II-1. Cuadro comparativo que incluye a diferentes depósitos minerales hospedados en el ámbito de las Sierras Pampeanas.

CAPÍTULO III: GEOLOGÍA DEL BASAMENTO HOSPEDANTE

III-1. CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL

A continuación se realizará la descripción petro-estructural de las rocas que conforman el basamento cristalino del área de estudio. Como se verá en capítulos siguientes, este basamento es huésped de variados depósitos minerales, los cuales constituyen el eje central de este trabajo.

Existen antecedentes de estudios geológicos realizados en la zona, pudiendo citarse los trabajos de Fagiano et al., (2004), Sommaro (2005), Sommaro et al., (2006), Radice (2010) y Arangue (2010). Estos autores realizan un análisis del basamento metamórfico del área Las Guindas, abarcando aspectos petrológicos, estructurales, deformacionales y evolutivos.

El sector en estudio abarca un área aproximada de 42 km² y tal como puede observarse en el mapa geológico-metalogenético presentado al final de este capítulo (figura III-1) se han delimitado cuatro grandes unidades lito-estructurales que resultan representativas para esta región:

III-1-1. Asociación migmática (Complejo Monte Guazú)

Comenzando desde el extremo oriental, la primera unidad está constituida por migmatitas metatexíticas y diatexíticas que forman parte de un gran macizo migmático de edad pampeana, definido en esta área por Fagiano et al. (2004) como la continuidad norte del Complejo Monte Guazú. Intercalados con estas litologías se hallan cuerpos de anfibolitas de escasa representatividad areal y pequeños tabiques de gneises biotítico-granatíferos, que no son perceptibles en la escala de mapeo. En este sector de la Sierra de Comechingones el Complejo Monte Guazú limita al O con la Faja de Cizalla Guacha Corral (FCGC) de edad famatiniana, mientras que hacia el E el basamento se pierde bajo una cubierta de sedimentos cuaternarios, que no se presenta dentro de los límites del área de mapeo.

Las migmatitas bandeadas, denominadas *metatexitas* en la clasificación de Brown (1973), son la variedad litológica más abundante en este sector del Complejo Monte Guazú. Sus afloramientos son generalmente sub-redondeados y en ocasiones se hallan elongados en el sentido del rumbo presentando un típico aspecto de “lomos de ballena”. Los afloramientos

más frescos y mejor expuestos pueden observarse sobre las márgenes del Río de los Sauces (foto 3.1), cuyas aguas atraviesan la unidad migmatítica en sentido NO-SE.



Foto 3.1. Afloramientos de migmatitas del Complejo Monte Guazú buzando hacia el este (Vista panorámica hacia el N).

Los planos de foliación en las migmatitas poseen un rumbo promedio N145° con buzamientos entre 30° y 60° hacia el este. Sin embargo en algunos tramos, como al norte de la Quebrada de Gómez (ver mapa de la figura III-1), puede observarse cómo las líneas de forma que representan la trayectoria de la foliación se flexuran, adquiriendo un rumbo aproximado N110°.

A escala mesoscópica las rocas presentan colores grisáceos, variando desde claros a oscuros, aunque a menudo pueden observarse colores rosados cuando contienen mayor cantidad de feldespato potásico. La estructura de estas rocas consta de un bandeamiento caracterizado por la alternancia de bandas claras (leucosomas) con bandas oscuras (melanosomas) y bandas de color intermedio (mesosomas) (foto 3.2). A menudo el bandeamiento es bastante regular y configura una típica estructura estromatítica (Mehnert, 1968), pero en ocasiones las bandas se tornan discontinuas y presentan estructuras deformadas y plegadas (foto 3.3). Los leucosomas son generalmente de grano medio a grueso, presentan colores blanquecinos a rosados y están constituidos principalmente de minerales félsicos como cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. También pueden contener algo de granate, sillimanita y muy escasa biotita. Los melanosomas son de grano fino, su coloración varía desde gris oscuro a negro y se hallan constituidos esencialmente de biotita, sillimanita y granate. Finalmente, los mesosomas presentan coloraciones y composiciones intermedias entre los leucosomas y los melanosomas.

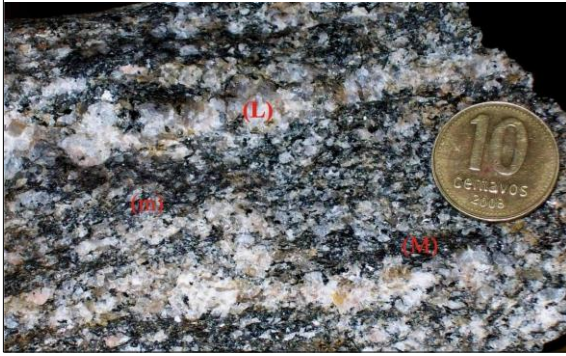


Foto 3.2. Aspecto de metatexita en muestra macroscópica. Se indican sus partes constitutivas: leucosoma (L), melanosoma (M) y mesosoma (m). (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).



Foto 3.3. Leucosomas plegados en metatexita (Escala: capuchón de bolígrafo, largo: 56 mm).

En el microscopio, las metatexitas exhiben texturas granoblásticas a granolepidoblásticas según se observe el leucosoma o el melanosoma respectivamente, y la microestructura corresponde a una foliación metamórfica dada principalmente por la orientación de las láminas de biotita y de los prismas de sillimanita.

La estructura bandeada de las migmatitas puede variar transicionalmente a una estructura masiva, evidenciando un mayor grado de fusión parcial. En estos casos la roca corresponde a una *diatexita* (Menhert, 1968). Los afloramientos de estas rocas presentan morfologías redondeadas o bochiformes, colores grisáceos a rosados y la foliación metamórfica es menos marcada que en las metatexitas (Foto 3.4). Están constituidas esencialmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, sillimanita y granate, y a escala macroscópica exhiben una textura equigranular de grano medio a grueso (foto 3.5).



Foto 3.4. Afloramientos de diatexitas (Escala: maza de 30 cm. de largo).



Foto 3.5. Aspecto de diatexita en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

Tal como fuera descrito por Fagiano et al. (2002, 2004) y posteriormente por Fagiano (2007), las migmatitas de la porción occidental del Complejo Monte Guazú han sufrido en este sector de la Sierra de Comechingones los efectos de un metamorfismo dinámico atribuido a la FCGC. Como resultado de este evento, se han originado extensos afloramientos de rocas miloníticas, cuya descripción será tratada en el apartado siguiente.

III-1-2. Serie milonítica (Faja de Cizalla Guacha Corral)

La segunda unidad lito-estructural está representada por rocas de la serie milonítica que afloran en el ámbito de la FCGC, y en discretas áreas dentro del macizo migmático (ver figura III-1). En el área de estudio, la faja de cizalla presenta rumbo N-S y un ancho máximo aproximado de 3 km. Es en este dominio donde se concentra la mayor deformación, las estructuras precinemáticas se ven obliteradas y las litologías previas son re TRABAJADAS textural y mineralógicamente en grados variables. La principal microestructura generada durante el evento de metamorfismo dinámico es una foliación milonítica penetrativa a escala regional, que se caracteriza por presentar un patrón anastomosado en el que los planos de foliación presentan variaciones en sus orientaciones. Los valores de rumbo medidos con mayor frecuencia se aproximan a N170° con buzamientos entre 20° y 60° hacia el este, aunque también se han medido orientaciones NO-SE con valores que varían entre N135° y N155°, y buzamientos entre 25° y 55° al NE.

Fagiano et al. (2004) definen en el área de estudio un límite transicional entre la FCGC y el complejo migmático, caracterizado por la presencia de rocas deformadas intercaladas con cizallas discretas en las que existe reducción del tamaño de grano. En el mapa de la figura III-1 pueden observarse varios filetes de deformación milonítica situados dentro de la unidad migmática, como al NO del Puesto Romero y al E del campo Las Guindas. En estas áreas afloran esencialmente protomilonitas y milonitas cuyas orientaciones y características son similares a las observadas dentro del dominio de la faja de cizalla, por lo que puede considerárselas genéticamente asociadas. Por lo tanto, tal como fuera definido por los autores ya mencionados, es común hallar de E a O una secuencia de rocas que varía desde metatexitas deformadas hasta protomilonitas, milonitas y menos frecuentemente ultramilonitas. Así mismo, dentro de la zona de cizalla es posible encontrar cuerpos de migmatitas que no han sufrido considerablemente los efectos de la deformación y por lo tanto sus fábricas migmáticas previas no han sido totalmente obliteradas.

Las milonitas de la FCGC constituyen afloramientos extensos que en ocasiones presentan un aspecto aplanado o lajoso (foto 3.6). A escala mesoscópica estas rocas exhiben una textura porfiroclástica con una marcada reducción del tamaño de grano si se las compara con sus protolitos migmáticos y gnéisicos (foto 3.7). Generalmente son de color gris aunque a menudo pueden mostrar tonos verdosos debido a la presencia de clorita entre sus constituyentes minerales. Los porfiroclastos presentan tamaños que varían desde unos pocos milímetros hasta unos pocos centímetros de diámetro, y son comúnmente de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, siendo más frecuentes las morfologías de tipo σ que las de tipo δ . También pueden hallarse porfiroclastos de granate, que al microscopio presentan una textura poiquilítica, incluyendo frecuentemente a cuarzo, biotita y sillimanita.



Foto 3.6. Afloramientos de milonitas en la FCGC buzando hacia el E (Vista panorámica hacia el N).



Foto 3.7. Aspecto de milonita en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

Los porfiroclastos, que durante la deformación dúctil permanecieron como elementos resistentes, se hallan inmersos en una matriz oscura de grano muy fino compuesta esencialmente de cuarzo recristalizado, biotita y sillimanita neoformadas. La matriz de algunas milonitas presenta altas proporciones de clorita, sericita y muscovita que, según Fagiano (2007), resultan de una fase retrógrada del evento de metamorfismo dinámico. Particularmente sericita también puede hallarse afectando a los porfiroclastos, aunque nunca los reemplaza completamente. El mismo autor denomina *filonitas* a esta variedad litológica.

En diversos afloramientos se han reconocido fábricas S-C bien marcadas aunque en sectores donde la deformación ha sido más intensa, los elementos estructurales se paralelizan y no es posible su reconocimiento.

En el microscopio la matriz de las milonitas exhibe una textura granolepidoblástica sobre la que se destacan los porfiroclastos deformados, que han sido utilizados para

determinar la cinemática de la cizalla (Foto 3.8). La microestructura desarrollada es una foliación milonítica dada principalmente por la orientación de láminas de filosilicatos y de fibras de sillimanita, que se disponen con sus ejes cristalinicos mayores paralelos entre sí. Los porfiroclastos desarrollan sombras de presión compuestas principalmente de cuarzo, y colas de recristalización dinámica constituidas por filosilicatos neoformados. El cuarzo de la matriz a menudo se halla formando cintas que bien, pueden estar orientadas con la foliación milonítica, o pueden hallarse deformadas y configurando pliegues intrafoliares (foto 3.9).

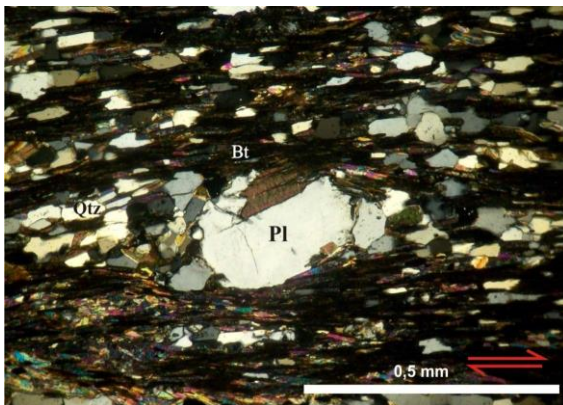


Foto 3.8. Porfiroclasto de plagioclasa de morfología sigmoide, con desarrollo de sombras de presión y colas de recristalización dinámica (Microfotografía a nicoles cruzados).

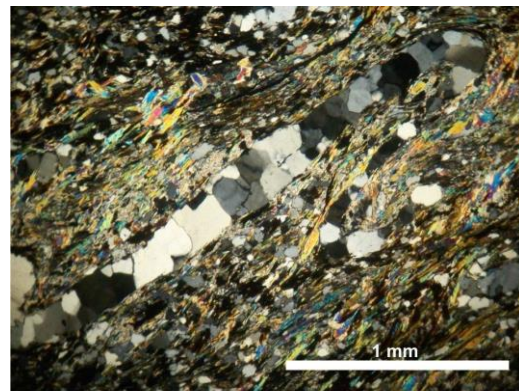


Foto 3.9. Pliegue intrafoliar de cuarzo en matriz milonítica (Microfotografía a nicoles cruzados).

Se ha advertido en este estudio la presencia de estaurolita en algunas milonitas de la FCGC, lo que resulta de gran utilidad para realizar inferencias en cuanto a los protolitos de estas rocas. La estaurolita en las milonitas se presenta como porfiroclastos de tamaño fino, anhedrales a subhedrales y con bordes irregulares. A nicoles paralelos exhibe un alto relieve, color amarillo pálido y pleocroísmo muy leve. Los porfiroclastos desarrollan sombras de presión rellenas de cuarzo y colas de recristalización dinámica constituidas por filosilicatos neoformados (foto 3.10). Los cristales suelen encontrarse elongados con sus ejes mayores paralelos a la dirección de la foliación milonítica, además de presentar gran cantidad de inclusiones orientadas de cuarzo y minerales opacos. También es común observar cristales fracturados, de un aspecto *corroído*, en los que cuarzo crece rellenando las fracturas (foto 3.11).

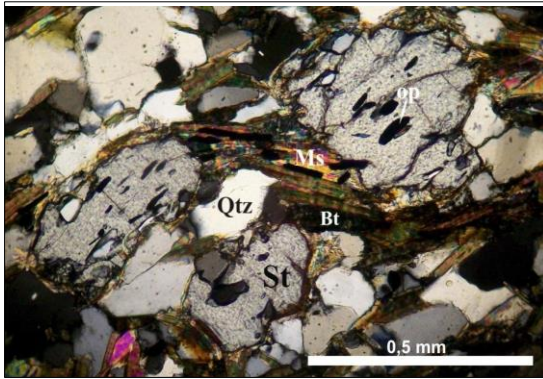


Foto 3.10. Porfiroclastos de estaurólita con desarrollo de colas de recristalización y numerosas inclusiones orientadas de minerales opacos y cuarzo (Microfotografía a nicoles cruzados).

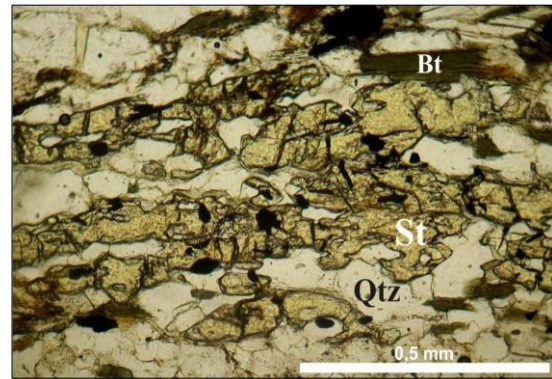


Foto 3.11. Cristal de estaurólita fracturado y de aspecto *corroído*, con cuarzo rellenando las fracturas (Microfotografía a nicoles paralelos).

De acuerdo a los criterios de Sibson (1977), las protomilonitas se diferencian principalmente de las milonitas por presentar un mayor porcentaje de porfiroclastos como así también un mayor tamaño de los mismos. A escala de afloramiento es posible observar cómo los leucosomas previos de las metatexitas se hallan discontinuos, estirados y adelgazados por efecto de la deformación (foto 3.12), configurando en ocasiones porfiroclastos de varios centímetros de diámetro, generalmente compuestos de cuarzo, feldespatos y biotita (foto 3.13). En estas rocas se reconoce una foliación milonítica anastomosada y estructuras S-C bien marcadas.

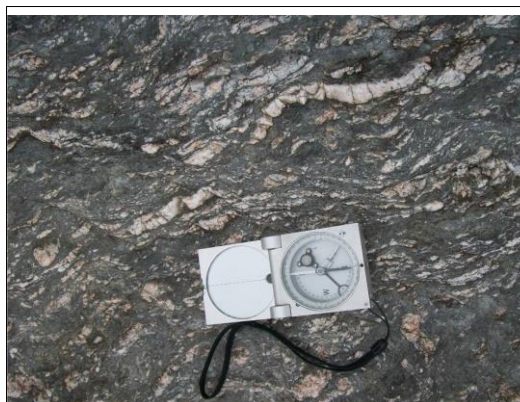


Foto 3.12. Sección mesoscópica de protomilonita con estiramiento, adelgazamiento y boudinaje de bandas leucocráticas (leucosomas). (Escala: brújula geológica, largo: 14 cm).

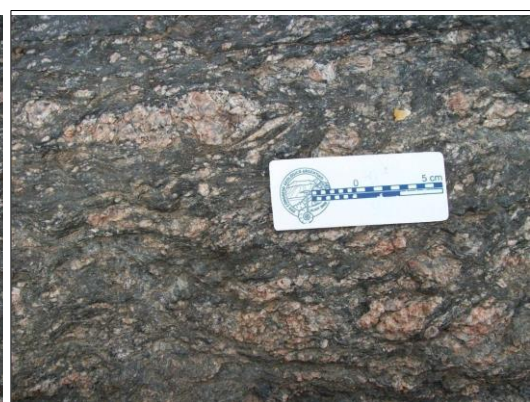


Foto 3.13. Sección mesoscópica de protomilonita con megaporfiroclastos cuarzo-feldespáticos.

Una visión representativa de la deformación dúctil progresiva, a partir de la cual una migmatita metatexítica se transforma en una milonita, puede obtenerse observando las fotografías 3.2, 3.14 y 3.7 en ese orden.



Foto 3.14. Aspecto de protomilonita en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18mm).

III-1-3. Anfibolitas

La tercera unidad está integrada por potentes bancos de anfibolitas que afloran dentro de la FCGC y que son particularmente dominantes en el sector occidental del área de estudio, en proximidades al contacto con el Batolito Cerro Áspero (figura III-1). Los cuerpos de anfibolitas poseen extensiones decamétricas a kilométricas, generalmente son concordantes con la estructura regional aunque algunos se hallan rotados y plegados presentando flexuramientos en el rumbo. Las orientaciones más frecuentes varían desde N-S a N15° aunque también son habituales las orientaciones NO-SE con valores entre N130° a N150°. Los buzamientos son de mediano a alto ángulo hacia el este. Hacia el interior de la faja de deformación y también en la unidad migmatítica las anfibolitas conforman cuerpos aislados y de menores dimensiones, hallándose interdigitados con las demás litologías.

Los afloramientos de estas rocas presentan morfologías tabulares a ovoidales y generalmente sobresalen en el relieve como filos o crestones agudos (foto 3.15). Son de colores oscuros, gris verdoso a negro, presentan textura equigranular de tamaño fino a medio y la estructura consta de una foliación generalmente bien marcada. Sus principales constituyentes minerales, distinguibles a escala macroscópica, son hornblenda, plagioclasa y cuarzo, con cantidades menores de piroxenos.



Foto 3.15. Afloramientos de anfibolitas al E del Batolito Cerro Áspero (Vista panorámica hacia el NE).

En algunos sectores las anfibolitas presentan segregaciones leucocráticas concordantes con la foliación, de algunos milímetros hasta pocos centímetros de espesor y tamaño de grano medio a grueso. La composición de estas segregaciones es esencialmente granítica, de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (foto 3.16). También se pueden hallar secuencias plegadas de anfibolitas intercaladas con lentes y bandas pegmatíticas que se disponen tanto concordantes como discordantes con su estructura (foto 3.17).



Foto 3.16. Segregaciones leucocráticas concordantes de composición granítica en anfibolita.



Foto 3.17. Lentes y bandas pegmatíticas concordantes y discordantes en secuencia plegada de anfibolitas (Escala: maza de 30 cm de largo).

III-1-4. Monzogranitos (Batolito Cerro Áspero)

La cuarta unidad lito-estructural aflora en el extremo occidental del área de estudio (ver figura III-1) y está compuesta por las rocas monzograníticas del plutón El Talita, que corresponde a la unidad de mayores dimensiones del Batolito Cerro Áspero (Pinotti, 1998). Este cuerpo ígneo de edad devónica intruye discordantemente a las milonitas de la FCGC, truncando a la foliación milonítica y generando, en algunos sectores, una aureola de metamorfismo de contacto.

Esta unidad no será tratada con mayor detalle en este estudio. Para ello pueden revisarse los apartados II-2-2 y II-3-3 en los que se realiza una caracterización general del Batolito Cerro Áspero en el entorno de la Sierra de Comechingones y se detalla la bibliografía más relevante.

III-2. DISCUSIÓN DE ASPECTOS PETRO-ESTRUCTURALES Y EVOLUTIVOS

Como se ha mencionado en los comienzos de este capítulo, el eje central del presente trabajo es el estudio y la caracterización de los diversos tipos de depósitos minerales que se hospedan en el basamento metamórfico de los alrededores del campo Las Guindas. Un análisis metalogénico como el realizado en este trabajo, requiere conocer aquéllos procesos y eventos a los que han sido sometidas las rocas hospedantes de las mineralizaciones. El relevamiento de campo y el reconocimiento de diversas litologías, asociaciones minerales y dominios estructurales permiten establecer condiciones metamórficas, deformacionales e incluso tectónicas que afectaron al basamento.

En el complejo migmático Monte Guazú se identifica una foliación metamórfica penetrativa, paralela al bandeo composicional de las migmatitas metatexíticas, que ha sido definida por Fagiano et al., (2004) y Fagiano (2007) como S_2 . Esta foliación, que se habría originado durante un evento deformacional D_2 , posee un rumbo promedio $N145^\circ$ con buzamientos entre 30° y 60° hacia el E. Las paragénesis observadas en las rocas migmáticas ($Qtz+Pl+Bt+Kfs+Sil\pm Grt$) indican que el evento de metamorfismo regional M_2 se habría equilibrado en condiciones de facies de anfibolita alta a facies de granulitas, correspondientes a un grado metamórfico alto, con grados variables de fusión parcial. El evento M_2 representa el clímax metamórfico en la región, llegando a alcanzar temperaturas entre 700° y 800° C y presiones aproximadas de 7 Kb (Fagiano, 2007).

La foliación observada en las rocas de la serie milonítica ha sido definida por los citados autores como S_{3a} . Esta foliación se habría originado por los efectos de un evento deformacional desarrollado en condiciones dúctiles (D_{3a}) asociado a la FCGC, que reorientó y obliteró parcial o totalmente las estructuras metamórficas previas. La foliación milonítica se caracteriza por presentar un patrón anastomosado, cuyo rumbo más frecuente es $N170^\circ$ pudiendo variar a $N135^\circ$ - $N155^\circ$, con buzamientos de mediano a alto ángulo hacia el E. Las observaciones e interpretaciones de indicadores cinemáticos (sigmas y estructuras S-C) realizadas a escala mesoscópica en los afloramientos y a escala microscópica en secciones delgadas orientadas, permitieron establecer una cinemática inversa para la FCGC con movimiento del techo hacia el oeste, tal como ya fuera definido en otros sectores por diversos autores. Las milonitas y protomilonitas son el producto de un metamorfismo dinámico M_{3a} con asociaciones minerales equilibradas en la facies de anfibolita media ($Qtz+Bt+Sil$), en condiciones aproximadas de presión y temperatura de 3,5-5 kb y 600° C.

Las milonitas retrogradadas denominadas *filonitas* por Fagiano et al. (2004) y Fagiano (2007), compuestas por clorita, sericita y muscovita en la matriz, y sericita afectando a los porfiroclastos feldespáticos, son el producto de una fase retrógrada del evento de metamorfismo dinámico, definida como M_{3b} , que ha equilibrado sus paragénesis en la facies de esquistos verdes ($Qtz+Chl+Ms+Ser$), en menores condiciones de presión y temperatura que el anterior. Al observar estas rocas en secciones delgadas, resulta frecuente que la asociación $Qtz+Chl+Ms+Ser$ coexista con la asociación $Qtz+Bt+Sil$. Estos aspectos se tratarán y discutirán en el siguiente capítulo, ya que en el área de estudio algunas de las rocas miloníticas se ven afectadas por una alteración sericítica muy pervasiva de origen hidrotermal, asociada a mineralizaciones de sulfuros y otros metales. Por lo tanto, el origen de sericita no estaría restringido sólo a un evento puramente metamórfico (M_{3b}) sino que puede vincularse con procesos hidrotermales mineralizantes, que habrían actuado incluso en períodos en los que la actividad de la faja de cizalla hubiera cesado. Según los autores citados, la fase deformacional D_{3b} está limitada a estrechas cizallas de alcance local y se habría desarrollado en condiciones dúctil-frágiles generando la foliación S_{3b} en las filonitas, de orientación subparalela a S_{3a} . A modo de síntesis, Fagiano (2007) considera al evento tectono-térmico D_3 - M_3 como un proceso continuo, que comienza en un dominio dúctil y cuyos principales productos litológicos son rocas de la serie milonítica, y culmina en un dominio dúctil-frágil cuyos productos litológicos son filonitas.

Los efectos de la deformación (D_3) son visibles incluso fuera de los límites de la FCGC. En diversos sectores dentro del Complejo Monte Guazú las rocas migmatíticas se alternan con discretas bandas o filetes miloníticos, en los que se hallan rocas similares a las que afloran dentro del dominio de la faja. Las variaciones que existen entre los productos litológicos desde afuera hacia adentro de la zona de cizalla, esto es en sentido E-O, desde migmatitas deformadas hasta protomilonitas, milonitas y en menor medida ultramilonitas, permiten establecer un aumento de la tasa de deformación hacia el O.

Tal como fue mencionado en el apartado III-1-2, el hallazgo de porfiroclastos precinemáticos (pre- M_3) de estaurolita en algunas milonitas de la FCGC resultó de interés y utilidad para realizar inferencias en cuanto a los protolitos de estas rocas. Sommaro (2005) y Sommaro et al., (2006) ponen de manifiesto la presencia de blastos de estaurolita en la asociación mineral de las rocas migmatíticas estromatíticas del área Las Guindas, y determinan los campos de estabilidad en los que ha ocurrido el metamorfismo regional (M_2). Teniendo en cuenta estos antecedentes es posible correlacionar genéticamente a las migmatitas

estromatíticas con estaurolita mencionadas por los autores, con las milonitas con estaurolita descritas en este trabajo, siendo las primeras los precursores de las segundas.

La historia evolutiva de este basamento culmina con la intrusión del Batolito Cerro Áspero, cuya yacencia y relaciones de contacto con las metamorfitas indican un emplazamiento postcinemático, que trunca discordantemente a las estructuras previas (Pinotti, 1998; Pinotti et al., 1996, 2002, 2006).

CAPÍTULO IV: DEPÓSITOS MINERALES

Tal como se ha mencionado en páginas anteriores, en el área de investigación, especialmente en el ámbito de la FCGC, ocurren diversos tipos de depósitos minerales, tales como pegmatitas graníticas zonadas y no zonadas, filones de cuarzo no mineralizados y vetas de cuarzo con Pb-Ag-Au. En el presente capítulo se realizará la descripción y caracterización no sólo de estos depósitos sino también de las alteraciones que se les asocian, tanto de origen hidrotermal como supergénico. En el mapa geológico-metalogenético de la figura III-1 se identifica la totalidad de las mineralizaciones halladas y se indican las alteraciones presentes en las rocas de caja.

IV-1. PEGMATITAS GRANÍTICAS

Teniendo en cuenta fundamentalmente la estructura interna, yacencia y complejidad mineralógica, pudieron diferenciarse en el área de estudio dos tipos de pegmatitas graníticas: no zonadas y zonadas.

IV-1-1 Pegmatitas no zonadas

Este grupo de pegmatitas posee una distribución espacial restringida al sector centro-oriental del área de estudio y se emplazan en las rocas migmatíticas del Complejo Monte Guazú (ver puntos P1, P2, P3 y P4 en mapa de la figura III-1). Se caracterizan por ser uniformes en composición y textura, por lo tanto no muestran internamente zonación mineralógica ni textural. Conforman cuerpos de morfologías ovoidales a irregulares de dimensiones discretas (foto 4.1), cuyos ejes mayores pueden variar desde 3 a 10 metros y sus ejes menores desde 1 a 5 metros. Son concordantes con la foliación de la roca encajante (migmatitas metatexíticas y diatexíticas), la cual generalmente presenta rumbos NNO-SSE y buzamientos entre 30° y 55° hacia el E-NE.

La composición mineralógica de estas pegmatitas es relativamente sencilla, están constituidas principalmente de cuarzo, microclino y muscovita, de grano grueso a muy grueso, con cristales que llegan a alcanzar los 10 cm en su eje mayor. Cuarzo y microclino con frecuencia se hallan intercrecidos configurando texturas gráficas, típicamente pegmatíticas, en las que el cuarzo crece a favor de los planos de clivaje del microclino (foto 4.2). En ocasiones suele observarse biotita en los contactos con la roca de caja metamórfica.

Las pegmatitas no zonadas no están mineralizadas y no generan ningún tipo de alteración a la roca hospedante.



Foto 4.1. Afloramiento de pegmatita granítica no zonada de morfología ovoidal (fotografía tomada mirando hacia el SO).

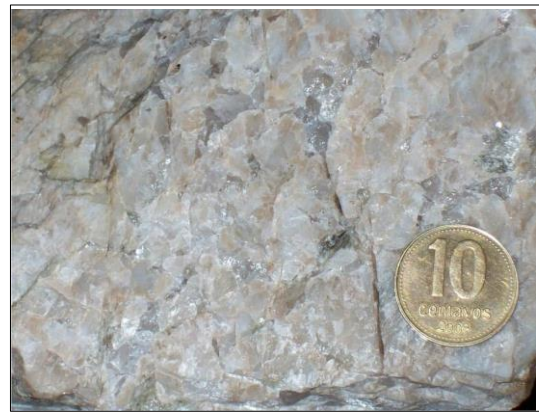


Foto 4.2. Aspecto de pegmatita no zonada en muestra macroscópica. Notar la textura gráfica entre cuarzo y microclino (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro 18 mm).

IV-1-2 Pegmatitas zonadas

Las pegmatitas zonadas se emplazan en las rocas miloníticas y en anfibolitas de la Faja de Cizalla Guacha Corral (ver P5, P6, P7 y P8 en mapa de la figura III-1), generalmente de forma concordante con la foliación milonítica. Con frecuencia presentan variaciones de rumbo y buzamiento, acompañando la actitud estructural de las rocas encajantes que definen un patrón anastomosado propio de la zona de cizalla. Se ha observado en diversos sectores que las pegmatitas se encuentran emplazadas preferencialmente en los sitios donde ocurren quiebres en el rumbo, es decir, ocupan los espacios generados por las inflexiones de la foliación milonítica. El rumbo promedio de las pegmatitas concordantes es $N165^\circ$ con buzamientos entre 50° y 70° hacia el E. No obstante, también se han reconocido pegmatitas subconcordantes y discordantes respecto a la foliación milonítica, con rumbos entre $N130^\circ$ a $N140^\circ$ y buzamientos de mediano a alto ángulo hacia el SO.

Las pegmatitas zonadas poseen mayores dimensiones que las del primer grupo, pudiendo alcanzar los 100 metros de largo y los 30 metros de ancho (foto 4.3). Son generalmente de morfologías lenticulares a tabulares y en los afloramientos exhiben colores grisáceos claros, rosados o blanquecinos (foto 4.4). Son pegmatitas heterogéneas que se caracterizan por presentar una zonación mineralógica y textural desde el contacto con la roca

encajante hacia el interior del cuerpo, por lo tanto se pueden reconocer diferentes unidades o zonas con composiciones y texturas particulares.



Foto 4.3. Pegmatita zonada emplazada en la Faja de Cizalla Guacha Corral (fotografía tomada mirando hacia el S).



Foto 4.4. Aspecto de pegmatita zonada en afloramiento (escala: maza de 30 cm de largo).

La *zona de borde* corresponde a la unidad más externa, posee un tamaño de grano medio a fino y se halla constituida esencialmente de plagioclasa albítica, cuarzo y muscovita, con cantidades menores de feldespato potásico y biotita (foto 4.5). También se advirtió la presencia de vermiculita en algunos contactos entre las pegmatitas y anfibolitas. En el microscopio el cuarzo se observa como individuos anhedros de límites irregulares y suturados que evidencian recristalización dinámica por migración de bordes de grano, producida a altas temperaturas (Passchier y Trow, 2005). A menudo suelen presentar un patrón de extinción en damero o “tabla de ajedrez” como resultado de la deformación intracristalina ocurrida también a altas temperaturas (foto 4.6). Las plagioclasas y feldespatos se hallan alterados con pátinas de argilominerales y laminillas de sericita y cuando están en contacto con cuarzo presentan bordes lobulados. La biotita en ocasiones suele observarse transformada casi completamente en clorita.



Foto 4.5. Aspecto de zona de borde en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

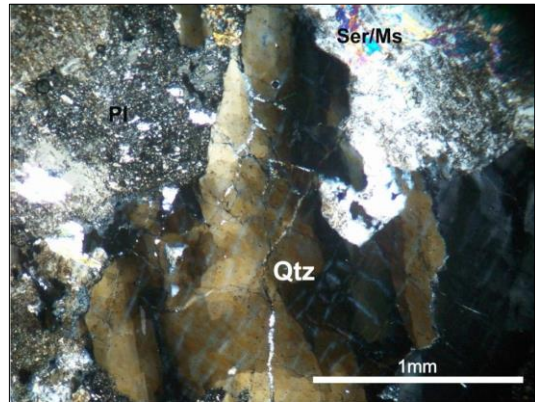


Foto 4.6. Cuarzo de zona de borde con límites de grano irregulares y patrón de extinción en damero (Microfotografía a nicoles cruzados).

La *zona intermedia* presenta un tamaño de grano grueso a muy grueso y está compuesta principalmente de microclino, cuarzo, muscovita y plagioclasa albitica. En esta zona se desarrollan texturas gráficas entre microclino y cuarzo, y la muscovita suele presentarse en agregados de hasta varios centímetros de espesor (foto 4.7). En el microscopio los granos de cuarzo evidencian texturas de recrystalización y deformación de alta temperatura similares a las observadas en la zona de borde. No obstante, en la zona intermedia son más frecuentes los puntos triples entre granos de cuarzo, como así también se observan cristales estirados que forman incipientes cintas. Los feldspatos y plagioclasas presentan sus típicos maclados y es común que contengan abundantes inclusiones de muscovita y cuarzo en forma de gotas. Las láminas de muscovita suelen mostrar microestructuras de tipo “escama de pez” (*mica fish*) que evidencian deformación por cizalla simple en estado dúctil (foto 4.8).



Foto 4.7. Aspecto de zona intermedia en muestra macroscópica. Notar la textura gráfica entre cuarzo y microclino y los agregados gruesos de muscovita.

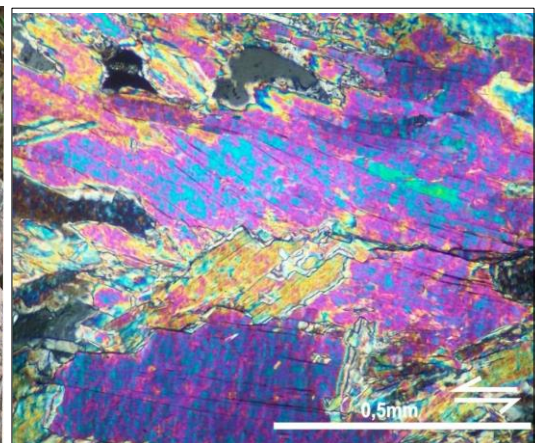


Foto 4.8. Muscovita en “escama de pez” originada por cizalla simple en estado dúctil (Microfotografía a nicoles cruzados).

La *zona de núcleo* constituye una masa sólida compuesta esencialmente de grandes cristales de cuarzo y gruesas láminas de muscovita (foto 4.9).

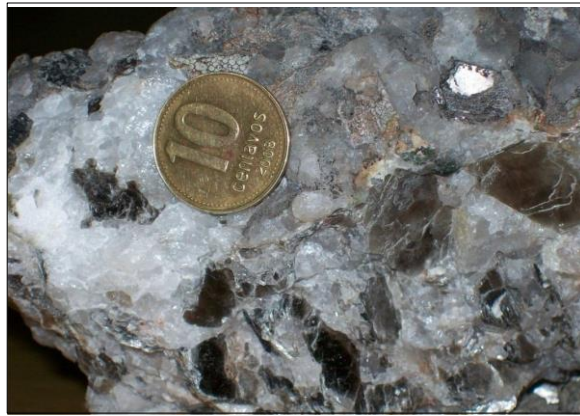


Foto 4.9. Aspecto de zona de núcleo en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro 18 mm).

Las pegmatitas zonadas no están mineralizadas y no generan ningún tipo de alteración a la roca hospedante. En todos los casos se encuentran intruídas por filones de cuarzo blanco, de espesores centimétricos a decamétricos, que se disponen tanto en relación de concordancia como de discordancia con la actitud estructural de las pegmatitas (foto 4.10). Las rocas de caja (milonitas y anfibolitas) también se hallan intruídas por estos cuerpos con relaciones estructurales similares. El rumbo de los filones concordantes puede variar desde $N60^\circ$ a $N160^\circ$ con buzamientos de mediano a alto ángulo hacia el E, mientras que los filones discordantes pueden presentar orientaciones que varían desde $N100^\circ$ a $N130^\circ$ con buzamientos tanto hacia el E como hacia el O.

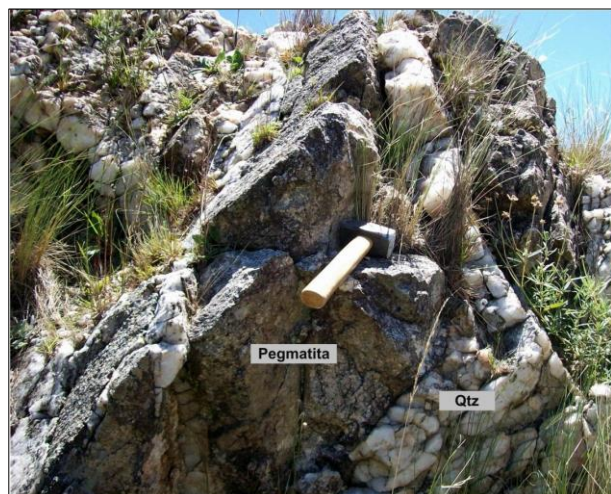


Foto 4.10. Filones de cuarzo concordantes y discordantes intruyendo a pegmatita granítica (Escala: maza de 30 cm de largo).

IV-2. FILONES DE CUARZO NO MINERALIZADOS (CUARZO TIPO I).

Tal como puede observarse en el mapa geológico-metalogenético de la figura III-1, estos depósitos de cuarzo se encuentran emplazados en la FCGC y son particularmente abundantes en un sector ubicado al norte del área de estudio, donde se encuentran los afloramientos más representativos y de mayores dimensiones. No obstante, existen cuerpos menores distribuidos en otros sectores de la zona de cizalla, algunos de los cuales se mencionaron en el apartado anterior, específicamente como filones de cuarzo que intruyen a las pegmatitas zonadas. En imágenes satelitales son claramente visibles e identificables ya que resaltan en la superficie por su característico color blanco, contrastante con el tono más oscuro de las rocas del entorno (figura IV-1).



Figura IV-1. Imagen satelital de un sector de la FCGC al norte del área de estudio, en la que se destacan los filones de cuarzo (Extraída de *Google Earth*. Resolución espacial: 1m).

La figura IV-2 es un mapa de detalle que abarca a todo el sector de interés referido anteriormente (ver ubicación en figura III-1), en el que puede observarse claramente el patrón anastomosado definido por la foliación milonítica, con variaciones significativas de rumbo y buzamiento. En todos los casos los filones cuarcíferos se hallan concordantes con esta foliación y copian armónicamente la actitud estructural de las rocas encajantes (milonitas). Si se comparan los datos estructurales representados en el mapa de la figura IV-2 mediante proyecciones estereográficas, se puede apreciar una clara correlación entre la foliación milonítica (I) y la orientación de los filones (II). Se distinguieron dos sistemas principales de filones según su actitud espacial: un primer sistema de rumbo N150°-N160° y buzamientos de 30° a 55° hacia el NE, que agrupa un número importante de cuerpos de cuarzo incluyendo a los de mayores dimensiones; y un segundo sistema de rumbo N-S a N10° y buzamientos de 40° a 60° hacia el E, que involucra a gran cantidad de filones menores distribuidos en el sector.

Los afloramientos de cuarzo sobresalen de la superficie del terreno como lomas alargadas de color blanco. Presentan generalmente morfologías tabulares a lenticulares (fotos 4.11 y 4.12) y dimensiones muy variables, los cuerpos más volumétricos pueden alcanzar hasta aproximadamente 60 metros de largo y 8 metros de ancho. Si se observa el mapa de la figura IV-2, algunos filones de pequeñas dimensiones presentan variaciones significativas en el rumbo y adquieren morfologías en planta de tipo sigmoide.



Foto 4.11. Afloramiento de cuarzo en la FCGC (vista panorámica hacia el SE).



Foto 4.12. Afloramientos tabulares de cuarzo (fotografía tomada mirando hacia el S).

figura IV-2
(mapa Ottos)

El cuarzo que compone estos depósitos, definido en este trabajo como cuarzo tipo I, es de color blanco lechoso, posee textura masiva y no presenta ningún otro tipo de mineralización asociada (foto 4.13). En algunos sectores el color blanco puede verse afectado por tenues pátinas de óxidos de hierro que lo tornan rosado o rojizo. Hacia las terminaciones de algunos filones puede ocurrir feldespatos potásico en pequeñas proporciones, de tamaño de grano grueso y textura pegmatítica, y en casos poco frecuentes aparece clorita como accesorio. Finalmente, los depósitos cuarcíferos no generan ningún tipo de alteración en las rocas miloníticas hospedantes.



Foto 4.13. Aspecto de cuarzo tipo I en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

IV-2-1 Petrografía del cuarzo: texturas y microestructuras de deformación

El estudio petrográfico del cuarzo permitió identificar diferentes texturas y microestructuras que evidencian diversos procesos de recristalización y deformación intracristalina. El cuarzo tipo I presenta en sección delgada una fábrica casi completamente recristalizada, con un tamaño de grano bastante uniforme y en la que existe una orientación cristalográfica preferente. Un primer estadio de deformación ocurrido en condiciones de alta temperatura (aproximadamente 500°C, Passchier y Trow, 2005) probablemente cerca de la cristalización del cuarzo, es evidenciado por la presencia de límites de grano irregulares y suturados, que reflejan recristalización dinámica por migración de bordes de grano (foto 4.14). En este proceso, dos cristales vecinos deformados sufren desplazamientos de sus redes cristalinas con el fin de eliminar las imperfecciones y reducir la energía interna del conjunto. El movimiento de los átomos se realiza desde el cristal más deformado hacia el menos

deformado, lo que da como resultado el desplazamiento del borde de grano y el crecimiento del cristal menos deformado a expensas del más deformado (Passchier y Trow, 2005).

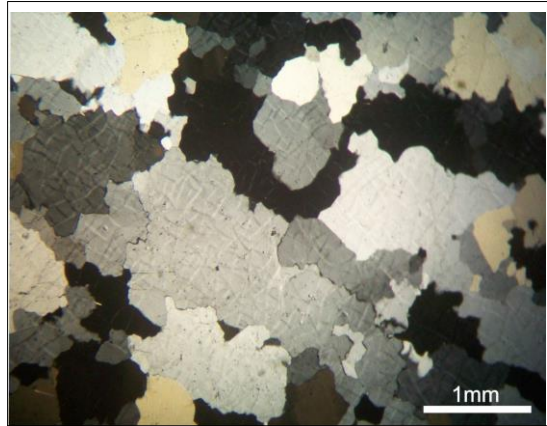


Foto 4.14. Cuarzo tipo I policristalino con límites de grano irregulares formados por recristalización dinámica por migración de borde de grano (Microfotografía a nicols cruzados).

Un segundo estadio de deformación sucedido en condiciones de menor temperatura (300-400°C) es evidenciado por texturas de abultamiento (*bulging*) en torno a los límites de grano (foto 4.15). A temperaturas relativamente bajas la migración de los bordes de grano ocurre de manera local y el cristal menos deformado invade y se abulta sobre el más deformado. Si el proceso continúa, el cristal que crece hacia el vecino más deformado puede dar lugar a la formación de un pequeño cristal independiente (Passchier y Trow, 2005). Este último estadio también ha generado deformación intracristalina en el cuarzo, que se ve manifestada en cristales con extinción ondulosa y bandas de deformación (foto 4.16).

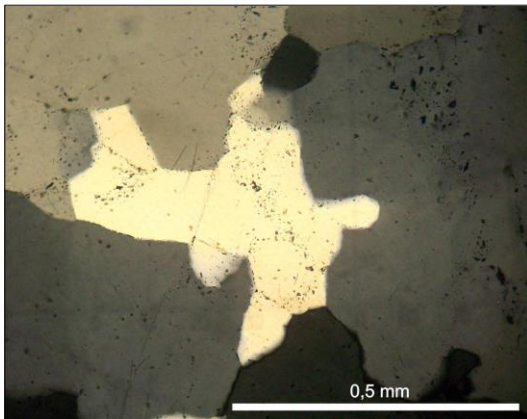


Foto 4.15. Textura de abultamiento (*bulging*) en cuarzo tipo I, generada por recristalización dinámica por migración local de borde de grano. Observar que el cristal central (no extinto) invade y se abulta sobre su vecino derecho (Microfotografía a nicols cruzados).

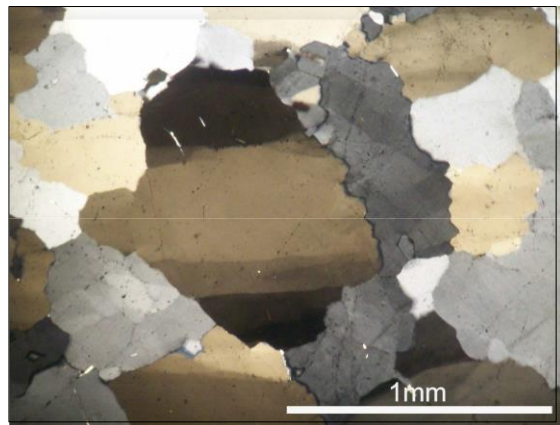


Foto 4.16. Banda de deformación en un cristal de cuarzo tipo I. El cristal central posee una banda no extinta rodeada por dos zonas que sí lo están. Notar que la transición entre la banda central y las laterales no es brusca (Microfotografía a nicols cruzados).

IV-2-2. Estudio de inclusiones fluidas

IV-2-2-1. Conceptos teóricos preliminares

La técnica de inclusiones fluidas (IF) se ha convertido actualmente en una herramienta ampliamente utilizada en trabajos metalogénicos, mineralógicos o petrológicos, y su mayor desarrollo está ligado a los últimos veinte o treinta años. Durante el crecimiento de cristales a partir de un fluido hidrotermal pueden quedar atrapados líquidos o gases dentro de las imperfecciones de la estructura cristalina, al formarse cavidades que se cierran y quedan selladas a medida que el cristal sigue creciendo. Consecuentemente, las IF constituyen pequeñas burbujas que ocupan cavidades microscópicas dentro de los minerales depositados a partir de una solución hidrotermal, y pueden estar compuestas de fases líquidas, gaseosas y/o sólidas. Por lo tanto pueden proporcionar una información muy valiosa sobre las condiciones de temperatura, presión y composición de los fluidos que han formado los minerales.

El estudio de IF incluye fundamentalmente dos etapas las cuales requieren de la confección de secciones bipulidas: la primera etapa involucra el análisis petrográfico de las muestras y la segunda etapa el análisis microtermométrico.

El estudio petrográfico permite discriminar aquellas inclusiones *primarias* formadas durante la cristalización del mineral que las hospeda, de las inclusiones *secundarias* formadas durante procesos posteriores (Roedder, 1984). En cualquier instante, después de la cristalización, efectos mecánicos, térmicos y/o químicos pueden influir, superponer o destruir las asociaciones de IF atrapadas en los minerales, lo que se ve reflejado en fenómenos de estrangulamiento, decrepitación o vaciamiento. A través del análisis petrográfico es posible observar los modos de yacencia de las IF, sus morfologías y las relaciones de fase de sus componentes a temperatura ambiente.

La microtermometría es el método de medir las temperaturas correspondientes a transiciones o cambios de fase en las IF mediante una platina de calentamiento-enfriamiento adosada a un microscopio petrográfico convencional. Cada análisis microtermométrico consta de dos rutinas, una primera de enfriamiento y la segunda de calentamiento. Durante la rutina de enfriamiento pueden alcanzarse temperaturas de hasta -190°C y los fluidos que componen la inclusión se transforman al estado sólido, es decir, se congelan. Luego, la muestra comienza a calentarse y se miden los cambios de fase que ocurren hasta la temperatura ambiente (aproximadamente $+20^{\circ}\text{C}$). Durante la rutina de calentamiento la muestra se calienta por encima de la temperatura ambiente pudiéndose alcanzar valores de hasta 600°C . Las temperaturas registradas en la rutina de calentamiento son las que proporcionarán información

sobre las condiciones de temperatura, presión y composición de los fluidos en el momento de entrapamiento de la inclusión. Los cambios de fase dependerán del tipo de inclusión que se esté midiendo, en otras palabras, dependerán de la composición de los fluidos contenidos dentro de la inclusión. En las figuras IV-3A y IV-3B se ilustra de modo esquemático lo que le ocurre a una IF, de composición acuosa y acuocarbónica respectivamente, durante las rutinas de enfriamiento y calentamiento. Para IF acuosas, compuestas por dos fases ($H_2O_{líquida} + H_2O_{gas}$), la primera temperatura que se registra es la correspondiente a la *primera fusión del hielo*, que define la composición del eutéctico y determina el sistema H_2O -sal. Como es sabido, la temperatura de fusión de un fluido depende entre otros factores de su salinidad. Por lo tanto, la temperatura a la que ocurre la última fusión del hielo (*Tfh*) dentro de una IF permite determinar la salinidad del fluido acuoso, mediante la aplicación de ecuaciones de estado. Finalmente, se registra la temperatura de homogeneización total (*Tht*) de las fases, es decir aquella en la que ambas fases fluidas se convierten en una sola (líquido o gas). Ésta corresponde a la temperatura mínima de entrapamiento del fluido hidrotermal (para el caso de IF primarias), menor que la temperatura verdadera, debido a que en los métodos experimentales de laboratorio se obtiene en condiciones ambientales de presión que no siempre son las mismas condiciones que existían en el sistema hidrotermal. Es por ello que para determinar la verdadera temperatura de atrapamiento resulta necesario realizar correcciones por presión o complementar la técnica de IF con otras técnicas que sirvan de geobarómetros o geotermómetros. Esta corrección no es significativa en depósitos formados a bajas temperaturas y poca profundidad, como en el caso de ambientes epitermales, pero en aquellos casos de minerales formados a profundidades mayores a los 10 km, la corrección puede exceder los 300°C.

Para IF acuocarbónicas (figura IV-3B), compuestas de tres fases ($H_2O_{líquida} + CO_2_{líquido} + CO_2_{gas}$), se registra la temperatura de fusión del CO_2 (*TfCO₂*) mediante la cual es posible determinar la composición de la fase volátil, la cual puede estar compuesta no sólo de CO_2 sino que puede contener otros componentes (por ejemplo N_2 , CH_4 , etc). De la misma manera que para IF acuosas se mide la temperatura a la que ocurre la primera fusión del hielo, que define el sistema H_2O -sal. No obstante, en las inclusiones acuocarbónicas ocurre la formación de un compuesto denominado *clatrato*, de fórmula $7,5H_2O \cdot 2,5CO_2$, cuya temperatura de fusión (*Tfclat*) es la que define la salinidad del fluido acuocarbónico. Las ecuaciones de estado utilizadas para el cálculo son específicas para este tipo de fluidos con presencia de

clatrato. Finalmente se registran las temperaturas de homogeneización tanto del CO_2 (ThCO_2) como la total.

El cuarzo es uno de los minerales más frecuente en la aplicación de la técnica de IF debido a su enorme ubicuidad en la mayoría de los depósitos y por sus características de completa transparencia.

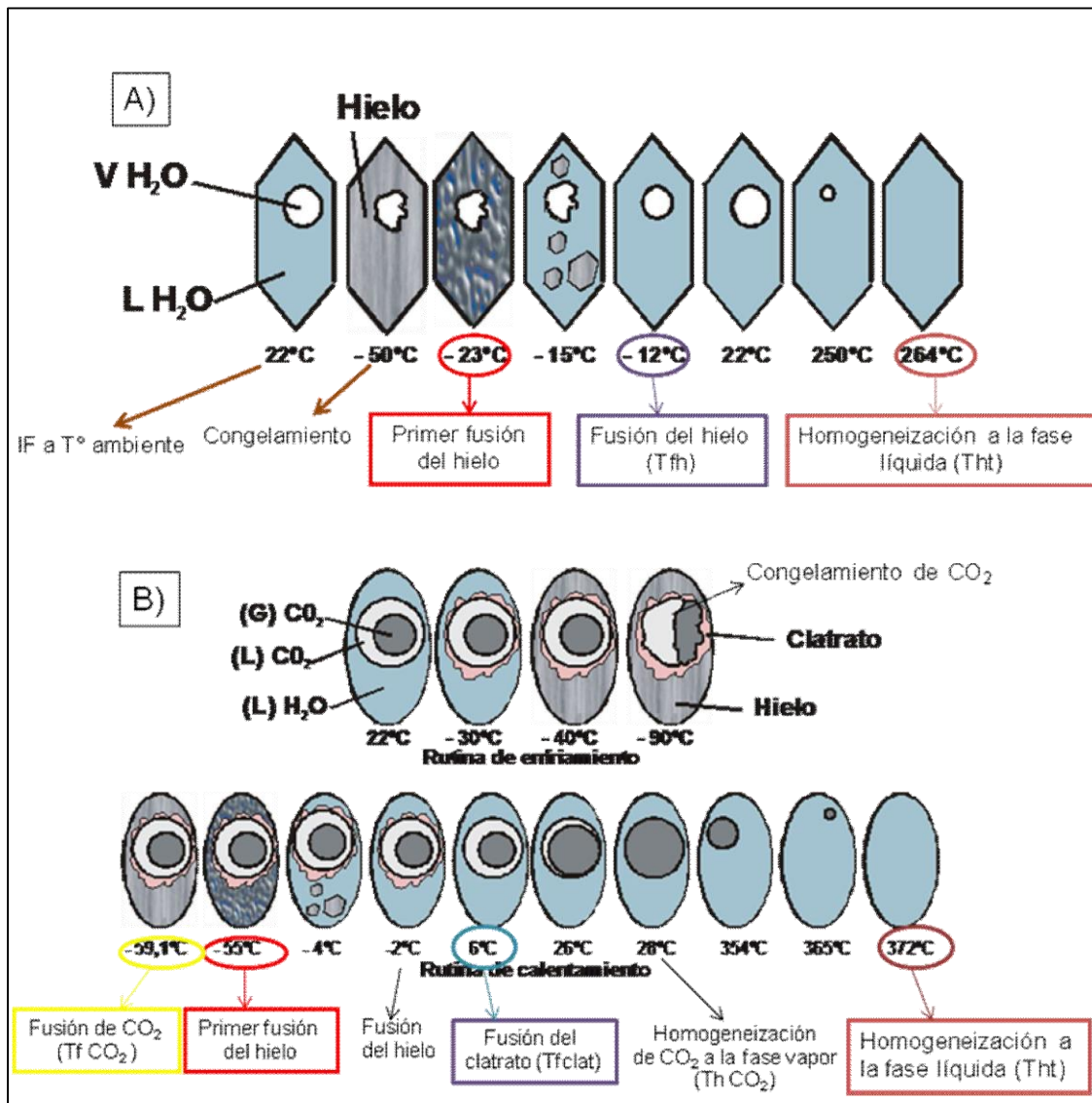


Figura IV-3. Ilustración esquemática de los cambios de fase que ocurren en una IF durante una rutina de enfriamiento-calentamiento en un estudio microtermométrico. A) Caso de una IF de composición acuosa en un sistema H₂O-Sal B) Caso de una IF de composición acuocarbónica en un sistema H₂O-CO₂-Sal (Se remarcan con colores los cambios de fase que revisten mayor relevancia en el procedimiento y sus respectivas temperaturas).

IV-2-2-2. Petrografía de IF en cuarzo tipo I

En el estudio petrográfico se identificaron dos tipos de IF, esencialmente en función de sus relaciones de fase a temperatura ambiente y de sus composiciones:

IF Tipo I

Son inclusiones acucarbónicas que en la petrografía suelen observarse bifásicas, pero durante la rutina de enfriamiento pudo comprobarse la formación de una pequeña burbuja de CO₂ gas. Son por lo tanto IF trifásicas compuestas de H₂O_{líquida} + CO₂_{líquido} + CO₂_{gas}. Se diferencian dos subtipos en base a la relación de volúmenes entre las fases:

Ia) Poseen un amplio predominio de CO₂, con un grado de relleno (GR) entre 0.8 y 0.9, donde $GR = V_{CO_2}/V_t$ (proporción volumétrica de la fase CO₂ respecto del volumen total de la inclusión). Estas IF son muy abundantes, ocurren aisladas distribuidas aleatoriamente dentro de los cristales o agrupadas en *clusters* de pocos individuos sin presentar ninguna dirección preferencial de crecimiento, por lo que son consideradas IF primarias. Sus tamaños varían aproximadamente entre 5 y 25 μm y exhiben morfologías irregulares, ovoidales, de cristal negativo y menos frecuentemente prismáticas (foto 4.17). Las IF de este grupo también pueden observarse alineadas en trenes cortos intracristalinos, denominándose según Roedder (1984), IF pseudosecundarias. Éstas son más pequeñas que las anteriores, generalmente no superan los 8 μm y en ocasiones debido a su diminuto tamaño no resulta fácil distinguir sus relaciones de fase. Presentan GR y morfologías similares a las IF primarias, predominando las formas irregulares y ovoidales, y se encuentran orientadas según la dirección del tren en el que se hospedan.

Ib) Estas inclusiones poseen aproximadamente la misma proporción volumétrica de CO₂_{líquido} y H₂O_{líquida} con un GR ~ 0,5. Son menos abundantes que las de tipo Ia aunque sus modos de ocurrencia, morfologías y tamaños son esencialmente similares. Las IF primarias se encuentran aisladas dentro de los cristales o en grupos y sus formas más frecuentes son las irregulares y ovoidales, aunque también pueden encontrarse de cristal negativo (foto 4.18). Las IF pseudosecundarias son más pequeñas y se hallan alineadas en trenes intracristalinos.

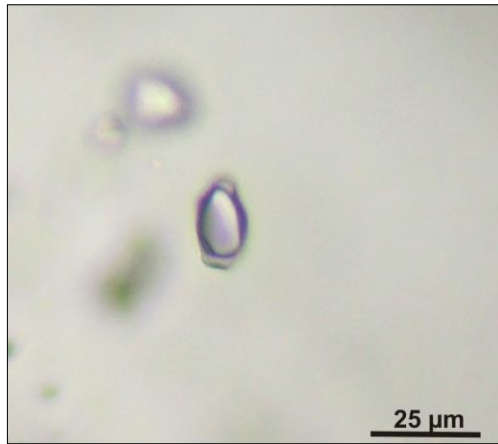


Foto 4.17. IF tipo Ia aislada, de morfología ovoidal y bifásica a temperatura ambiente.

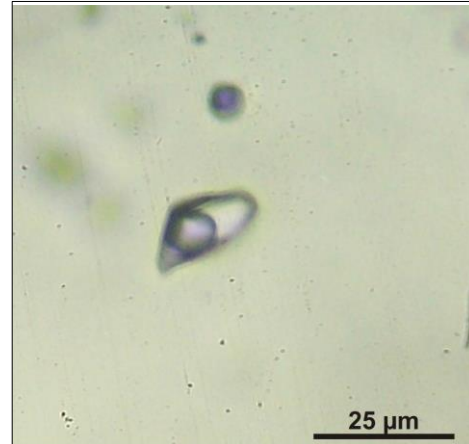


Foto 4.18. IF tipo Ib aislada, de morfología irregular y bifásica a temperatura ambiente.

Además de los dos subtipos de IF acuocarbónicas existe un tercero de escasa frecuencia estadística. Se trata de inclusiones que, a diferencia de las anteriores, se observan trifásicas en la petrografía, es decir, es posible distinguir en ellas la burbuja de CO₂ gas que en las de tipo Ia y Ib sólo fue visible al efectuar la microtermometría. Presentan relaciones de fase algo diferentes, donde el volumen de la fase CO₂ (líquido + gas) es aproximadamente el 20% del volumen total de la inclusión (GR ~ 0,2). La ocurrencia de estas IF es aleatoria y sólo se han observado individuos aislados, de morfologías irregulares y ovoidales y dimensiones no superiores a los 10 μm.

IF Tipo II

Son inclusiones de composición predominantemente acuosa constituidas de dos fases H₂O_{líquida} + H₂O_{gas}, aunque al realizar el análisis microtermométrico demostraron la presencia de pequeñas cantidades de CO₂ disuelto, por lo que su composición se redefine a H₂O_{líquida} + H₂O_{gas} ± CO₂. El GR en IF acuosas se expresa como $V_{líq}/V_t$ (proporción volumétrica de la fase líquida respecto del volumen total de la inclusión). Estas IF poseen GR ~ 0,9 indicando que la fase líquida ocupa aproximadamente el 90% del total de la inclusión. Las inclusiones primarias se presentan aisladas o en grupos de escasos individuos sin presentar lineamientos característicos, generalmente son más pequeñas que sus equivalentes de tipo I con tamaños que varían entre 3 y 12 μm, y las morfologías más comunes son ovoidales, prismáticas e irregulares (foto 4.19). Las IF pseudosecundarias son de tamaños muy pequeños, menores a 5 μm, aunque en pocas ocasiones pueden encontrarse de hasta 10-12 μm, y conforman trenes

alineados intracrystalinos. El GR es $\sim 0,9$ igual al que presentan las inclusiones primarias, aunque en ocasiones es dificultoso determinarlo debido a su minúsculo tamaño.



Foto 4.19. IF tipo II, aislada y de morfología irregular

Un rasgo importante y destacable observado en el análisis petrográfico es la usual coexistencia de ambos tipos de IF, tanto en los grupos o *clusters* de IF primarias como en los trenes intracrystalinos de inclusiones pseudosecundarias. En otras palabras, es muy frecuente que grupos de varios individuos contengan IF acuocarbónicas de tipo I (*Ia* y/o *Ib*) coexistiendo con IF de composición predominantemente acuosa de tipo II (foto 4.20). Las mismas asociaciones pueden observarse en el interior de los trenes de IF pseudosecundarias (foto 4.21), en los cuales la cantidad de individuos suele ser considerablemente mayor que en los agrupamientos de inclusiones primarias.

Algunos *clusters* y trenes cortos de IF, primarias y pseudosecundarias respectivamente, a menudo se observan intersectados oblicua y/o transversalmente por trenes más largos compuestos de numerosas inclusiones muy pequeñas (generalmente $< 5 \mu\text{m}$), denominadas secundarias por Roedder (1984), que atraviesan los límites de grano. Son por lo tanto lineamientos intercrystalinos cuyas relaciones de corte indican un origen cronológicamente posterior al de las demás inclusiones. Presentan morfologías ovoidales, sub-circulares e irregulares y sus relaciones de fase no pudieron observarse en la petrografía aún utilizando los mayores aumentos.

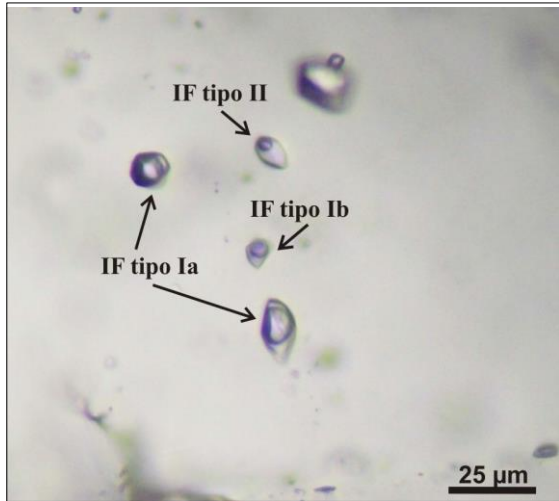


Foto 4.20. Coexistencia de IF primarias tipo I y tipo II en un *cluster* de pocos individuos.

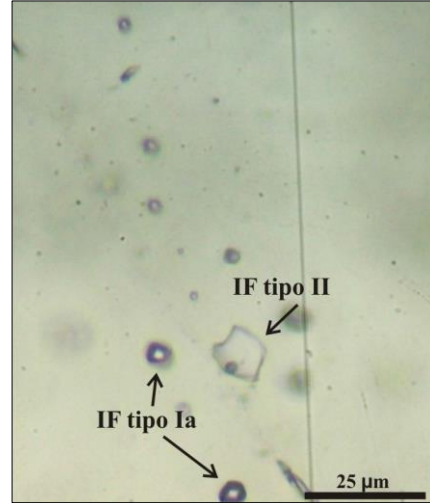


Foto 4.21. Coexistencia de IF tipo I y tipo II en un tren de pseudosecondarias.

IV-2-2-3. Microtermometría de IF en cuarzo tipo I

Para este trabajo las mediciones microtermométricas fueron realizadas en el Instituto de Geociências de la Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Brasil, mediante una platina LINKAM THMS600 programable, cuya precisión es de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ en rutina de enfriamiento y de $\pm 5,0^{\circ}\text{C}$ en rutina de calentamiento, por encima de los 200°C . Los datos obtenidos fueron procesados y tratados estadísticamente y para la determinación de valores de salinidad, densidad, presión y temperatura se empleó el programa FLINCOR 1.4 (Brown, 1989).

El procedimiento se realizó tanto en IF primarias como pseudosecondarias, ya que representan a los fluidos entrampados en el momento de la cristalización del cuarzo y, por consiguiente, los datos obtenidos reflejan las condiciones de los fluidos originales. Por su parte, las IF secundarias fueron excluidas del análisis ya que representan eventos posteriores. A continuación se expondrán los resultados obtenidos en la microtermometría cuya síntesis se realiza en la tabla IV-1 y en la figura IV-4 al final de este apartado.

IF tipo I

Dentro de este grupo las IF medidas con mayor representación estadística corresponden a las primarias de tipo Ia. No obstante, aunque el número de mediciones en IF de tipo Ib fue escaso, éstas mostraron comportamientos microtermométricos similares a las

primeras. En este trabajo no pudieron medirse las temperaturas del punto eutéctico del sistema salino (T_e) debido a que estos cambios de fase no resultaron claramente observables.

La fusión del CO_2 ocurrió siempre a temperaturas muy próximas a $-56,6^\circ\text{C}$, que corresponde al valor del punto triple para CO_2 puro. Esto indica que CO_2 es el componente predominante de esta fase y que el contenido de otros volátiles como N_2 y/o CH_4 podría ser muy escaso o nulo. La homogeneización del CO_2 ocurrió invariablemente al estado líquido entre $+19,6^\circ\text{C}$ y $+29,6^\circ\text{C}$. Durante la etapa de observación petrográfica es frecuente trabajar a temperaturas ambientales levemente superiores a las ThCO_2 medidas. Por lo tanto la fase CO_2 se encuentra completamente homogeneizada a líquido y las IF se observan bifásicas.

Las IF tipo I presentaron valores relativamente bajos de salinidad, entre 3,89 y 7,38 % eq. en peso de NaCl , con un valor medio de 6,06 % (figura IV-4A). Éstos fueron determinados a partir de temperaturas de fusión del clatrato entre $+6$ y $+8^\circ\text{C}$.

La homogeneización total de las IF primarias ocurrió, excepto en un solo caso, al estado líquido, y el rango de temperaturas medidas varía entre 230°C y 296°C , con un valor medio de $276,2^\circ\text{C}$. Las IF pseudosecundarias homogeneizaron tanto a líquido como a vapor en proporciones similares, entre 250°C y 298°C (figura IV-4B). Es necesario mencionar que un número importante de IF, especialmente aquéllas con altas proporciones de CO_2 líquido (tipo Ia), decrepitaron antes de alcanzar la homogeneización total.

IF tipo II

Tal como fue mencionado en el apartado anterior, las IF que integran este grupo son bifásicas a temperatura ambiente y desde un primer momento se consideraron de composición acuosa. No obstante, al llevar a cabo la microtermometría la fusión del hielo no ocurrió antes de los 0°C sino que se produjo a temperaturas mayores, entre aproximadamente $+5$ y $+8^\circ\text{C}$. Esto evidencia la existencia de clatrato y por consiguiente la presencia de CO_2 disuelto en la fase fluida. A diferencia de las IF acuocarbónicas tipo I, la proporción molar de CO_2 es tan pequeña que no llega a nuclear una fase separada, es decir, permanece disuelta y al congelarse forma clatrato.

Las salinidades obtenidas para estos fluidos son similares a las que presentan las IF tipo I, con valores entre 4,25 y 8,66% eq. en peso de NaCl , con un valor promedio de 6,74% (figura IV-4A).

La homogeneización total de las fases ocurrió invariablemente al estado líquido, tanto en IF primarias como pseudosecundarias, en un rango mayor de temperaturas que para IF tipo

I aunque con promedios menores. La temperatura de homogeneización en IF primarias varía desde 180 a 207°C con un promedio de 191,2°C, mientras que en IF pseudosecundarias las temperaturas se ubican en un intervalo aún mayor entre 152 a 294°C, con un valor medio de 191,4°C (figura IV-4C)

Tipo de IF	Modo de ocurrencia	TfCO ₂	Tfclat	Salinidad	ThCO ₂		Tht	
		(°C)	(°C)	% eq NaCl	(°C)	%L	(°C)	%L
Ia	P	-56,8 ± 0,2 n=12	6,9 ± 0,9 n=9	6,07 ± 1,36 n=8	21,8 ± 1,8 n=12	100	287,8 ± 14,52 n=4	75
	PS	–	–	–	–	–	253 ± 4,2 n=2	0
Ib	P	-56,7 n=1	7,2 n=1	5,33 n=1	27,6 ± 2,8 n=2	100	253 ± 16,3 n=2	100
	PS	–	–	–	–	–	297 ± 1,4 n=2	100
II	P	–	6,4 ± 1,1 n=6	6,7 ± 1,8 n=6	–	–	191,2 ± 9,5 n=13	100
	PS	–	–	–	–	–	191,4 ± 47,7 n=11	100

Tabla IV-1. Síntesis de datos microtermométricos.

Los valores corresponden a las medias aritméticas, ± es la desviación estándar y n es el número de IF medidas. Abreviaturas: P (IF primarias), PS (IF pseudosecundarias), TfCO₂ (Temperatura de fusión de la fase CO₂), Tfclat (Temperatura de fusión de clatrato), ThCO₂ (Temperatura de homogeneización de la fase CO₂), Tht (Temperatura de homogeneización total), %L (Porcentaje de IF, de las n medidas, en las que la homogeneización se produjo al estado líquido, ya sea la de la fase CO₂ o la total).

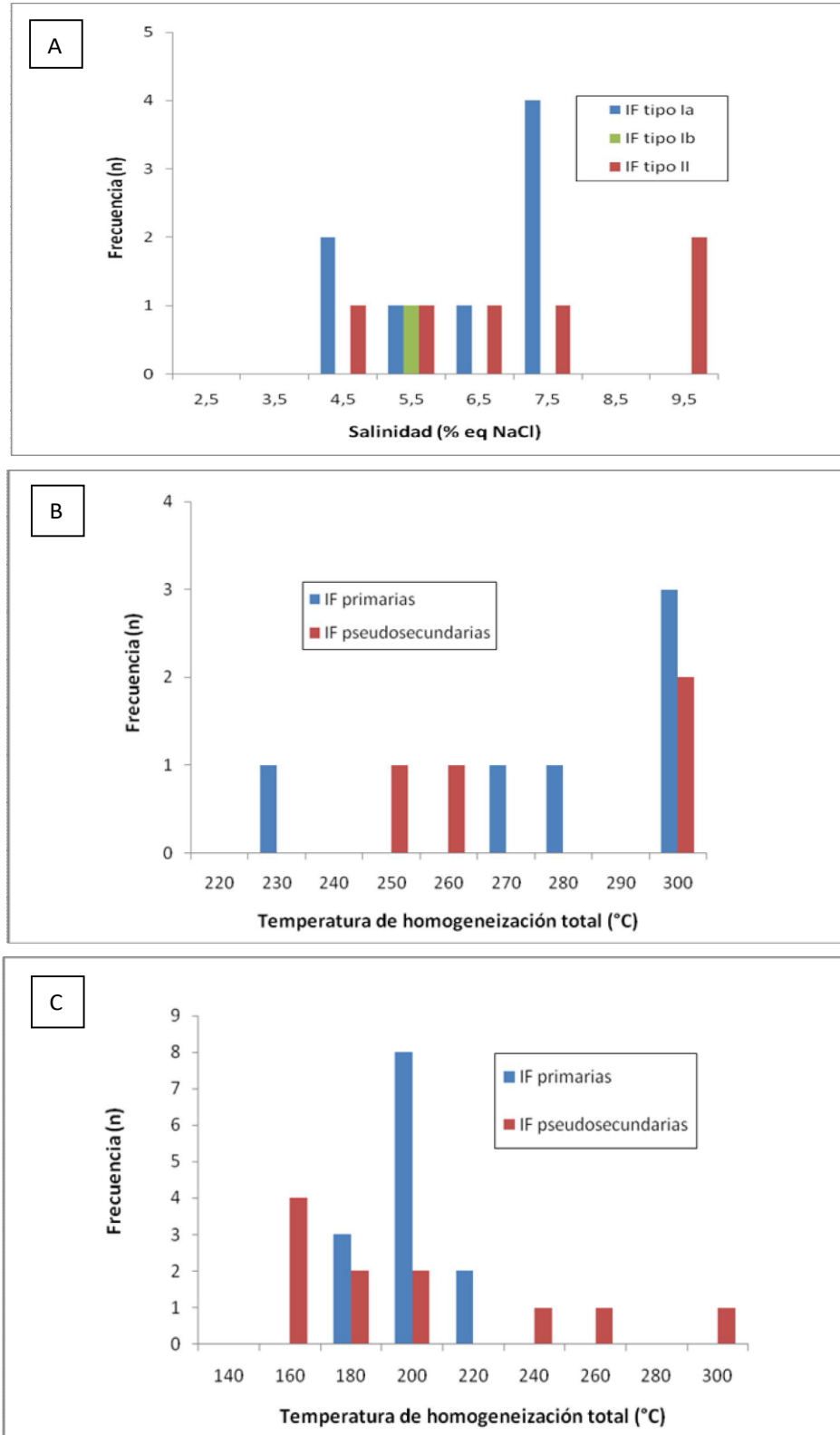


Figura IV-4. Histogramas de frecuencia en los que se representan: **A)** Salinidades en IF tipo I (*a* y *b*) y tipo II. **B)** Temperaturas de homogeneización total en IF tipo I. **C)** Temperaturas de homogeneización total en IF tipo II.

IV-3. VETAS DE CUARZO CON Pb-Ag-Au (CUARZO TIPO II)

IV-3-1. Morfologías, dimensiones y estructura

Las vetas de cuarzo que a continuación serán tratadas poseen características muy diferentes a los filones descritos en el apartado anterior, fundamentalmente en cuanto a sus condiciones de yacencia, rasgos estructurales, relaciones con la roca hospedante, tipologías de cuarzo y mineralizaciones asociadas. En el relevamiento metalogénico de la región se localizaron tres vetas principales de cuarzo, las cuales se ubican en el mapa de la figura III-1. Se trata de cuerpos tabulares, hospedados invariablemente en rocas miloníticas, orientados en dirección NO-SE con un variado desarrollo longitudinal y potencias desde 0,2m a 1m. Las vetas mayores se hallan típicamente acompañadas por otras menores que definen diversos sistemas o juegos de vetillas que se anastomosan dentro de las principales o pueden presentarse separadas por algunos centímetros o unos pocos metros. La característica principal es que conforman vetas de fuerte buzamiento hasta subverticales que yacen en clara relación de discordancia con la foliación de la roca hospedante.

La *veta 1* es la de mayor longitud y tal como puede observarse en el mapa de la figura III-1 posee un definido control estructural, ya que yace dentro de un lineamiento de aproximadamente 2 km de extensión de rumbo general NO-SE, en el dominio de la FCGC. Esta estructura ha sido identificada preliminarmente en imágenes satelitales lo que permitió su localización y seguimiento en la etapa de campo, y probablemente puede ser miembro de un conjunto importante de estructuras de orientación noroeste, distribuidas ampliamente en el sur de las Sierras Pampeanas. En la imagen satelital de la figura IV-5 puede apreciarse el desarrollo longitudinal discontinuo de la veta, donde su traza se pierde y vuelve a aflorar con la misma orientación a unos metros de distancia.

La figura IV-6, presentada al final de este apartado, es un mapa de detalle de un segmento de aproximadamente 1 km de longitud de la veta 1, al N del Río de los Sauces (ver ubicación en figura III-1). La fotografía 4.22 corresponde a una vista panorámica del área dirigida hacia el NO, en la que es posible observar a la veta 1 aflorando de manera discontinua a lo largo del lineamiento de rumbo NO-SE. A su vez en el extremo N puede apreciarse el sector de filones de cuarzo no mineralizados descritos en el apartado anterior.



Figura IV-5. Imagen satelital en la que se muestra un segmento de la veta 1 sobre la margen izquierda del Río de los Sauces. Nótese la traza discontinua de la veta que por sectores desaparece y luego vuelve a aflorar con la misma orientación a unos metros de distancia (Extraída de *Google Earth*, Resolución espacial: 1m).

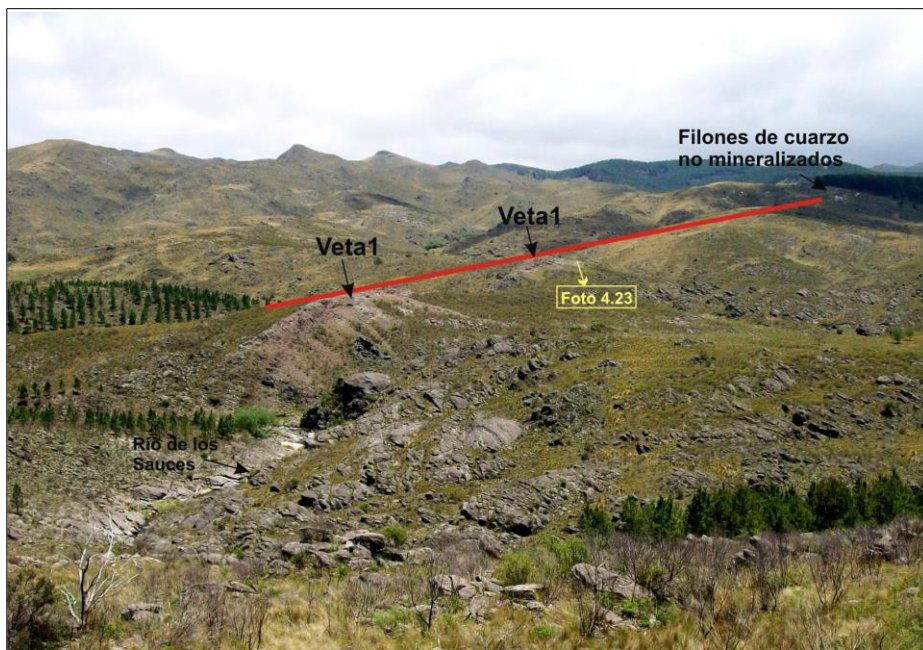


Foto 4.22. Panorámica tomada hacia el NO en la que se aprecia a la veta 1 aflorando de manera discontinua a lo largo de un lineamiento de rumbo NO-SE (traza de color rojo). Notar que en su extremo N la estructura finaliza en el sector de filones de cuarzo no mineralizados (El área de la fotografía abarca a las figuras IV-2 y IV-6).

Los afloramientos de estos depósitos son de fácil reconocimiento en el campo, se caracterizan por sobresalir de la superficie del terreno como crestones agudos de aspecto filoso en los cuales la roca de caja se halla muy alterada y en sectores fracturada (fotos 4.22 y 4.23). La potencia de la veta 1 no es uniforme, varía generalmente desde 0,2 a 0,5m y excepcionalmente en algunos sectores puede alcanzar 1m. Las vetillas poseen espesores considerablemente menores, que pueden variar desde algunos milímetros hasta 10 o 15 cm. La foliación milonítica presenta un patrón anastomosado en el sector de la veta 1 con rumbos que varían desde N-S a N135-155° y buzamientos entre 20° y 55° hacia el E.

Por su parte, las vetas pueden agruparse según diferentes sistemas o juegos estructurales, definidos en función de sus actitudes espaciales:

- El sistema principal (1) según el cual se dispone la veta mayor, además de un número importante de vetillas menores, posee un rumbo de N130-N140° con buzamientos de alto ángulo (55°-85°) hacia el cuadrante SO.

- Otro sistema (2) de igual rumbo pero con buzamientos hacia el NE también involucra un significativo número de vetas y vetillas, y adquiere especial importancia hacia el extremo SE de la estructura mineralizada, cuya traza no se presenta dentro de los límites de mapeo de la figura IV-6.

- Subordinadamente a los anteriores, se identifican varios sistemas secundarios de vetillas, entre los que se destacan por orden de frecuencia:

- (3) Rumbo E-O y buzamientos de alto ángulo hacia el S,
- (4) Rumbo de N110° y buzamientos de mediano ángulo (55°-60°) hacia el SO,
- (5) Rumbo de N150° y buzamientos de 20°-30° hacia el SO,
- (6) Rumbo de N20° y buzamientos de alto ángulo hacia el SE y
- (7) Rumbo aproximadamente E-O y buzamientos de alto ángulo hacia el NNE.

Si se comparan los datos estructurales representados en el mapa mediante proyecciones estereográficas, se pueden apreciar las diferencias en los patrones de estos diagramas y comprobar que no existe correlación entre la foliación milonítica (I) y la orientación de las vetas y vetillas de cuarzo (II). Los cuerpos mineralizados son claramente discordantes con las rocas de caja.

En el recuadro de detalle (b) presentado en el mapa de la figura IV-6 pueden observarse las relaciones entre la veta principal y los juegos de vetillas, sus dimensiones, disposiciones y actitudes estructurales. También es posible apreciar la existencia de fragmentos o remanentes de roca de caja englobados dentro de las vetas, lo que constituye un

rasgo bastante común y repetitivo en la mayoría de los afloramientos. Estas mismas relaciones pueden observarse con un mayor grado de representatividad en las fotografías 4.24a y 4.24b.



Foto 4.23. Aspecto de la veta 1 en afloramiento. Notar el grado de alteración y trituración de la roca de caja (Fotografía tomada hacia el SE. Barra de referencia 1m).

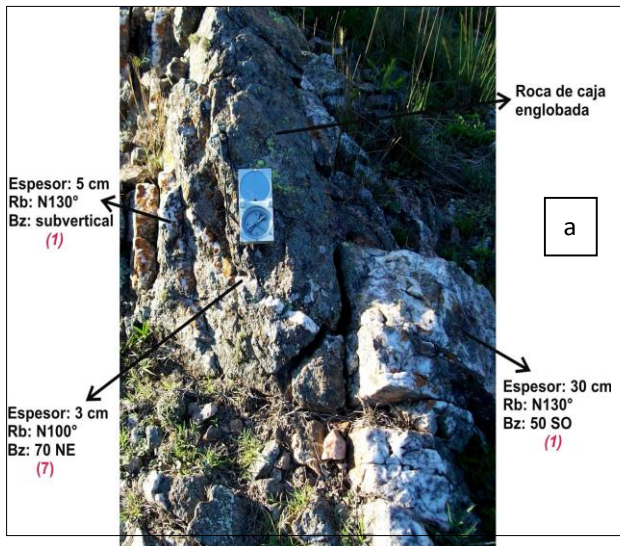
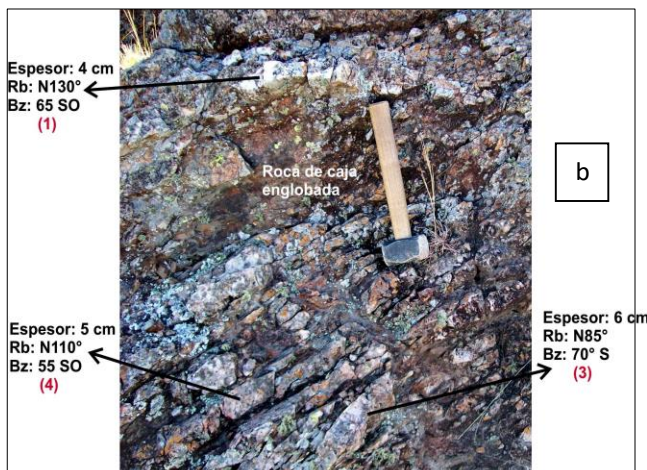


Foto 4.24 (a y b). Secciones de afloramiento en las que se muestran diferentes relaciones entre vetas y vetillas de cuarzo en el sector de la veta 1. Los números en color rojo indican el sistema estructural al que pertenece cada una, de los definidos en el texto. Notar tanto en a) como en b) cómo fragmentos de la roca de caja quedan englobados entre estos sistemas. Escalas: en a) brújula geológica, largo 14 cm; en b) maza de 30 cm.



La *veta 2* posee un menor desarrollo longitudinal que la *veta 1*, alrededor de 450 metros en sentido NO-SE. Suele presentar potencias entre 0,3m y 1m, con un valor promedio de aproximadamente 0,6-0,7m. Estas vetas exhiben en superficie morfologías típicamente tabulares, es común que sobresalgan como crestones (foto 4.25) y, a diferencia de lo observado en el sector de la *veta 1*, las rocas de caja no están fracturadas y se presentan con un menor grado de alteración. Estas características serán tratadas con mayor detalle en el apartado IV-3-4. Las rocas hospedantes son principalmente milonitas que afloran en filetes de deformación discretos dentro de la unidad migmática (figura III-1)).



Foto 4.25. Aspecto de la *veta 2* en afloramiento (Fotografía tomada hacia el SE, el buzamiento de la *veta* es hacia el SO. Escala: maza de 30 cm).

En la figura IV-7 (al final del apartado) se presenta el mapa de detalle de la *veta 2*. Comparando las figuras IV-6 y IV-7 pueden observarse ciertas similitudes entre ambas vetas, tales como el trazado longitudinal discontinuo a lo largo del rumbo y la reiterada presencia de diversos juegos de vetillas que acompañan a la *veta* principal. La foliación milonítica en este sector presenta menores variaciones en cuanto a sus orientaciones. Si se observan en el mapa las líneas de forma que representan la trayectoria de la foliación, éstas se disponen

aproximadamente N-S a N30°, y los buzamientos varían entre 35° y 60° hacia el E. Las mediciones estructurales realizadas en los diferentes juegos de vetas y vetillas permitieron agruparlas según 3 sistemas principales. El sistema medido con mayor frecuencia y bajo el cual se dispone la veta mayor corresponde al (1) definido anteriormente para el sector de la veta 1. El sistema (3) es el que le sigue en orden de importancia y agrupa a un significativo número de vetillas. Finalmente se determinó un nuevo juego (8) de representatividad estadística poco importante, pero que puede resultar algo atípico si se lo compara con los demás sistemas definidos. Se trata de vetillas con rumbos aproximadamente N-S y buzamientos de mediano a bajo ángulo hacia el E, subconcordantes con la roca hospedante. Los ángulos medidos entre vetas de esta orientación y los planos de la foliación milonítica presentaron valores cercanos a 10-15°.

Los datos estructurales anteriores pueden observarse representados en proyecciones estereográficas en la figura IV-7. Si se compara el diagrama correspondiente a la foliación milonítica (I) con el correspondiente a los sistemas de vetas y vetillas de cuarzo (II), casi no pueden establecerse correlaciones, pues en la mayoría de los casos los cuerpos mineralizados son discordantes con la roca hospedante. No obstante, el sistema (8) proyectado en el diagrama II es correlacionable con la foliación milonítica, ya que representa la orientación de las vetas subconcordantes.

De manera similar a lo que fue presentado para la veta 1, en los recuadros de detalle (a y b) de la figura IV-7 es posible observar las relaciones y actitudes estructurales de la veta principal, los juegos de vetillas y las rocas de caja. Estas relaciones también se pueden observar en la fotografía 4.26. Algunas vetas de espesores centimétricos mostraron típicas estructuras de acortamiento-estiramiento denominadas *pinch and swell* (foto 4.27). Particularmente el recuadro (b) es una figura de detalle del lugar de terminación de la veta 2, y allí puede apreciarse cómo ésta se bifurca en dos tramos antes de su culminación definitiva. Lo representado en esta figura puede complementarse con la fotografía 4.28, tomada precisamente en el punto de bifurcación.

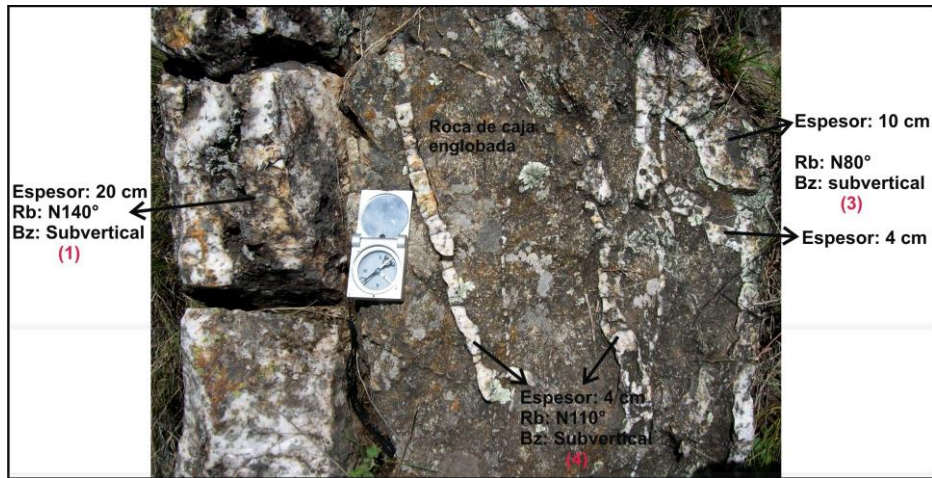


Foto 4.26. Sección de afloramiento en la que se muestran las diferentes relaciones entre vetas y vetillas de cuarzo en el sector de la veta 2. Los números en color rojo indican el sistema estructural al que pertenece cada una, de los definidos en el texto. Nótese la similitud con las fotografías 4.24a y 4.24b tomadas en el sector de la veta 1 (Escala: brújula geológica, largo: 14cm).



Foto 4.27. Estructura *pinch and swell* en vetilla de cuarzo (Escala: capuchón de bolígrafo, largo 56 mm).



Foto 4.28. Terminación de la veta 2 en su extremo SE. Notar cómo ésta se bifurca en dos segmentos unos metros antes de su culminación definitiva (Fotografía tomada hacia el S. Escala: maza de 30 cm).

La *veta 3* es la de menor desarrollo, tanto desde el punto de vista de su longitud como de su potencia. Aflora en proximidades de la unión del Río de los Sauces y el Arroyo Las Tunas, casi en el extremo E del área de estudio (ver figura III-1). Se extiende aproximadamente unos 100 metros en sentido NO-SE y su espesor rara vez supera los 0,2m (foto 4.29). Este cuerpo también se halla emplazado dentro de una banda de deformación milonítica situada en la unidad migmatítica, aunque a diferencia de lo observado en el sector de la veta 2, aquí predominan protomilonitas y migmatitas deformadas en lugar de milonitas. La foliación de estas rocas presenta rumbos NO-SE y buzamientos entre 30° y 60° hacia el E. Las vetas son subconcordantes con la roca de caja ya que poseen rumbos similares pero con buzamientos de alto ángulo hacia el SO o hacia el NE, según los sistemas (1) y (2) respectivamente, o incluso subverticales.



Foto 4.29. Veta subvertical de 10 cm de espesor aflorando al ras de la superficie en el sector de la veta 3 (Escala: brújula geológica, largo: 14 cm).

IV-3-2. Caracterización del cuarzo

El cuarzo, definido en este trabajo como cuarzo tipo II, es el principal mineral que compone las vetas. Su origen está estrechamente vinculado a procesos hidrotermales y en la mayoría de los casos suele estar acompañado de otras especies minerales, que generalmente se presentan diseminadas o rellenando cavidades. No obstante, la descripción y caracterización de estas mineralizaciones asociadas se realizará en el apartado siguiente.

El análisis macroscópico de diferentes texturas, estructuras y relaciones de corte en las vetas, permitió la identificación de al menos tres tipos de cuarzo que claramente se corresponden con distintos pulsos o eventos de generación:

Cuarzo II-1): Su color es blanco lechoso y posee una textura masiva a débilmente bandeada.

En algunas vetas este tipo de cuarzo presenta grietas de tensión paralelas al rumbo selladas por óxidos de hierro (*crack seals*). También son frecuentes las pátinas de limonita de moderada a débil intensidad que tornan el color blanco a rojizo (foto 4.30). El cuarzo II-1 ocurre en las vetas mayores y en vetillas discordantes y subconcordantes según todos los sistemas estructurales definidos anteriormente, aunque con mayor frecuencia según (1) y (3).

Cuarzo II-2): Es de color blanco aunque su aspecto es más hialino que el anterior. Su textura es crustiforme, también denominada “diente de perro” o “en peine” (foto 4.31). Este tipo de cuarzo se asocia frecuentemente a diversas especies minerales, como óxidos, carbonatos y/o sulfuros, que pueden presentarse diseminados o rellenando cavidades entre cristales. Ocurre en vetas y vetillas discordantes cuyas actitudes espaciales responden a los sistemas (1) al (7), y resulta común encontrar bandas de cuarzo crustiforme cortando en relación de discordancia a *Cuarzo II-1* (foto 4.32).

Cuarzo II-3): Es de color gris a rojizo debido a que se asocia a una importante cantidad de óxidos de hierro y sulfuros, los cuales se encuentran diseminados o en pátinas. Su textura es crustiforme y comúnmente se halla en las vetas mayores y en vetillas centimétricas que a menudo cortan discordantemente a las variedades *II-1* y *II-2* (foto 4.33).

Cabe aclarar que en la mayoría de las vetas y vetillas ocurren los tres tipos de cuarzo descritos anteriormente. Por lo tanto no se componen exclusivamente de una variedad, sino

que se trata de vetas complejas que han sufrido múltiples reaperturas y rellenos dentro de una misma estructura. Las fotografías 4.32 y 4.33 son ejemplos representativos de ello.



Foto 4.30. Aspecto de cuarzo II-1 en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).



Foto 4.31. Aspecto de cuarzo II-2 en muestra macroscópica (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

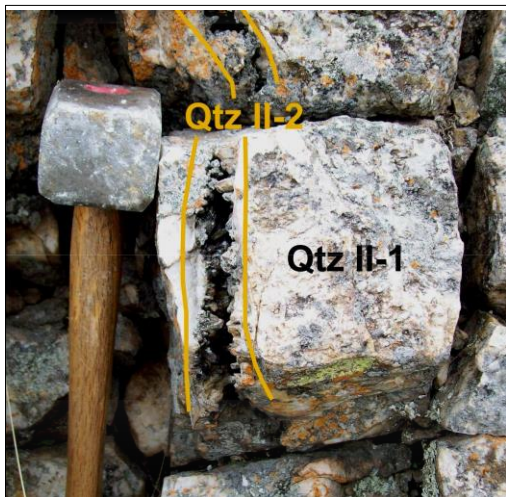


Foto 4.32. Sección mesoscópica de la veta 2 donde se observa una banda de cuarzo crustiforme (Qtz II-2) cortando en relación de discordancia al cuarzo masivo a débilmente bandeado (Qtz II-1). (Escala: maza de 30 cm).



Foto 4.33. Sección mesoscópica de la veta 2 donde se observa una banda de cuarzo II-3 cortando en relación de discordancia a cuarzo II-1.

IV-3-2-1. Petrografía

El cuarzo tipo II presenta en sección delgada una fábrica poco o nada recrystalizada en la que los individuos se disponen sin ninguna orientación cristalográfica preferencial. La textura es inequigranular con tamaños de grano que varían entre 0,5 y 5 mm. Los cristales se presentan euhedrales a subhedrales exhibiendo generalmente su típico hábito hexagonal (foto 4.34). Los límites entre granos son rectos y no presentan texturas particulares que reflejen algún tipo de recrystalización. En muy escasos individuos se hallaron evidencias de deformación intracrystalina ocurrida a relativamente altas temperaturas como por ejemplo la generación de subgranos, los cuales se reconocen como partes de un mismo cristal separadas de las partes adyacentes por límites abruptos de bajo relieve óptico (Passchier y Trow, 2005) (foto 4.35). Dentro de una misma sección delgada pueden encontrarse sectores muy restringidos en los que el cuarzo exhibe una textura caótica conformada por individuos subhedrales a anhedrales de menor tamaño que los anteriores y de crecimiento muy aleatorio. En estas zonas los límites entre granos se convierten en irregulares y a menudo presentan abultamientos de unos sobre otros. No obstante, estos rasgos texturales son muy restringidos y probablemente representen fenómenos locales de recirculación de fluidos.

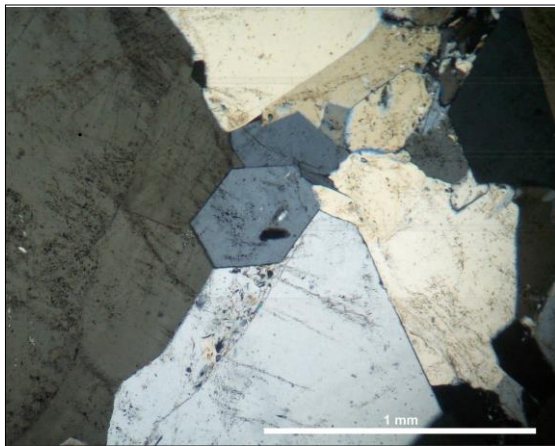


Foto 4.34. Aspecto de Cuarzo tipo II en sección microscópica. Obsérvese el cristal euhedral del centro perfectamente hexagonal y los límites rectos entre granos (Microfotografía a nicole cruzados).

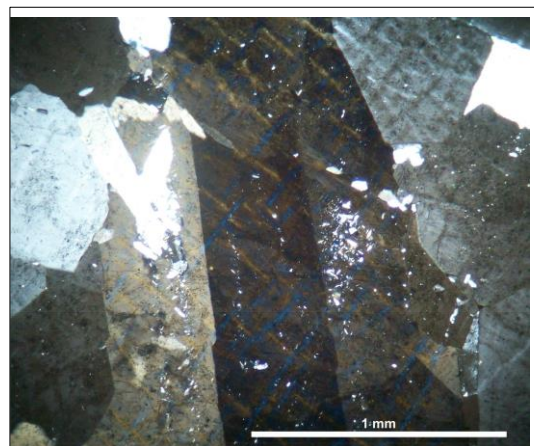


Foto 4.35. Subgranos y bordes de subgranos (verticales) en un cristal de cuarzo tipo II (Microfotografía a nicole cruzados).

IV-3-3. Mineralogía

Haciendo una breve síntesis sobre lo que ya fue definido en las páginas anteriores, las estructuras mineralizadas configuran sistemas de vetas hidrotermales complejas en las que el cuarzo tipo II es el mineral primario más abundante, y es portador de una variedad de especies minerales tanto de origen hipogénico como supergénico. A continuación se realizará la descripción de estas mineralizaciones, sus asociaciones, distribución y modos de ocurrencia.

Los minerales hipogénicos son:

- Sulfuros: Galena (PbS)
Calcopirita (CuFeS_2)
Pirita (FeS_2)
Bornita (Cu_5FeS_4)
- Óxidos: Hematita (Fe_2O_3)
Espeularita (Fe_2O_3)
Rutilo (TiO_2)
- Carbonatos: Siderita (FeCO_3)

Los minerales supergénicos identificados en las coberteras de oxidación son:

- Óxidos de hierro: Limonita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)
- Carbonatos: Malaquita ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$)
Cerusita (PbCO_3)
- Sulfatos: Anglesita (PbSO_4)

En los mapas de las vetas 1 y 2 (figuras IV-6 y IV-7 respectivamente) se encuentran identificadas la totalidad de las muestras extraídas en el campo y sobre cada una de ellas se reseña muy brevemente la mineralización contenida como así también las correspondientes fotografías y los rótulos de análisis químicos. El cuarzo correspondiente a las variedades II-2 y II-3 es el principal portador, mientras que el cuarzo masivo II-1 puede considerarse prácticamente estéril. La veta 1 es la que hospeda la mayor cantidad de óxidos y sulfuros primarios, especialmente galena, como así también metales preciosos (Au y Ag), según lo obtenido de análisis químicos (ver tabla IV-2 en apartado IV-3-5). En la veta 2 predominan los óxidos y subordinadamente se hallan sulfuros de hierro y cobre. Un rasgo particular que diferencia a ésta de la veta 1 es que la galena está ausente y tampoco se han registrado valores relevantes en metales preciosos. Los análisis químicos realizados en muestras de escombrera

de la veta 3 han revelado tenores relativamente importantes en Ag, de más de 200 g/t (ver muestra **M 11-1** en tabla IV-2 de análisis químicos).

La galena es el mineral primario dominante, generalmente se encuentra diseminada como pequeñas impregnaciones o “chispas” dentro del cuarzo, aunque en algunas muestras pueden observarse agregados de cristales que se caracterizan por un intenso brillo metálico sobre las superficies de exfoliación (foto 4.36). La distribución de esta mineralización es irregular, pudiéndose encontrar zonas de alta concentración alternando con zonas estériles. Uno de los sectores en donde la galena ocurre en abundantes concentraciones se ubica en el extremo NO de la veta 1, cuyo detalle puede observarse en el recuadro “a” del mapa de la figura IV-6. Un rasgo importante que puede percibirse es la existencia de una franja o zona constituida de una cobertera relativamente superficial de sulfatos y carbonatos de plomo (anglesita y cerusita) que son los minerales secundarios resultantes de la alteración supergénica de este sulfuro. El producto visible es un agregado masivo de aspecto terroso comúnmente denominado “papa de galena”, en la que los carbonatos y sulfatos de plomo recubren pequeños núcleos de galena inalterada (foto 4.36). En esta zona la galena suele encontrarse asociada a menores cantidades de pirita y calcopirita, que en la mayoría de los casos se hallan oxidados. Algunas de las muestras extraídas en este sector han sido sometidas a análisis químicos de metales preciosos, cuyos resultados no han revelado tenores importantes (ver muestra **225 gal** en tabla de análisis químicos).

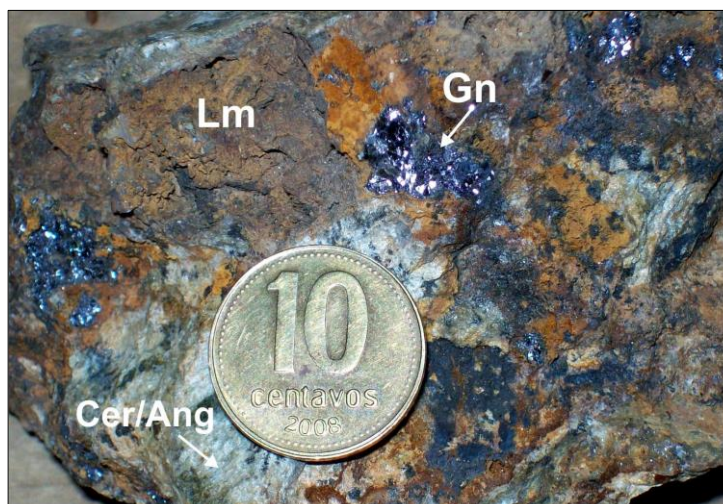


Foto 4.36. “Papa de galena” en muestra macroscópica constituida esencialmente de carbonato y sulfato de plomo (cerusita y anglesita) y núcleos de galena inalterada, con cantidades importantes de limonita (Referencia: moneda de 10 centavos, diámetro 18 cm).

A diferencia de lo que ocurre con la galena, la oxidación de los sulfuros de hierro especialmente de la pirita, bornita y calcopirita, da lugar a la generación de sombreros de hierro o *gossans*, cuyo constituyente principal es la limonita. El sombrero de hierro desarrollado en el sector de detalle “a” abarca sólo una pequeña área y se halla muy subordinado respecto a la franja que conforman los minerales secundarios de plomo. Saliendo de los límites de este recuadro hacia el extremo SE de la veta 1, puede apreciarse una zona en la que la oxidación se ha manifestado con mayor intensidad, originando un *gossan* de mayores dimensiones, cuyo detalle puede observarse en el recuadro “b” de la figura IV-6. En este tramo la mineralización (y porciones de la roca de caja) se encuentra completamente transformada en un agregado masivo de aspecto terroso y poroso debido a la eliminación de los sulfuros contenidos, compuesto esencialmente de limonita con cantidades menores de cerusita, anglesita y malaquita (foto 4.37). En ocasiones, dentro de los agregados limoníticos también puede ocurrir galena en pequeñas diseminaciones, que constituye la fracción de sulfuro que aún no ha sido eliminada. Las muestras de *gossan* seleccionadas para análisis químicos fueron subdivididas según la presencia o no de sulfuros inalterados. Por un lado las muestras **M 5-3** y **226 gossan** corresponden a la masa oxidada o *gossan* propiamente dicho sin presencia de sulfuros, y por otro lado la muestra **226 galena** corresponde a agregados similares pero con galena diseminada. Dos de estas muestras presentaron tenores relativamente importantes en metales preciosos, especialmente en Au, cuyos valores pueden observarse en la tabla IV-2 de análisis químicos. No obstante, en un sector ubicado fuera de los límites de la figura IV-6, aproximadamente a unos 200 metros hacia el NE del recuadro “a”, fueron recolectadas muestras de *gossan* (**M 06-07**) que también mostraron contenidos en Au (ver ubicación en figura III-1).

La limonita puede presentarse de dos maneras principales, según sea su origen y modo de ocurrencia. La variedad generada en la zona de oxidación (*gossan*) y que resulta de la alteración de la pirita es denominada *limonita indígena*. Su hábito adquiere un aspecto en enrejado o celdas de limonita, como se observa en la fotografía 4.37, debido a que el óxido hereda la estructura del sulfuro original. La segunda variedad de limonita o *limonita transportada* se presenta, en cambio, a modo de pátinas de variada intensidad que resultan de la precipitación del hierro debida a cambios de pH, luego de algún período de transporte.

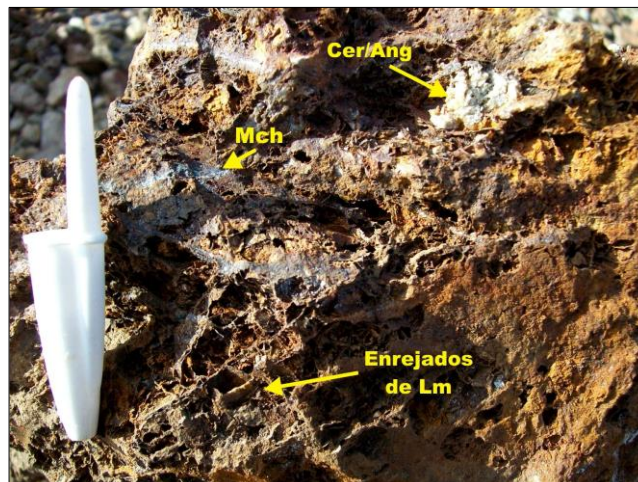


Foto 4.37. Aspecto de *gossan* en muestra macroscópica. Observar cómo la limonita, que es el mineral dominante, se dispone con un típico hábito en enrejado (Escala: capuchón de bolígrafo, largo: 56 mm).

La calcopirita constituye el principal mineral primario de cobre, su abundancia es baja y tal como se ha mencionado suele encontrarse asociada a pirita y a galena. Cuando se halla inalterada se observa como pequeñas chispas de color amarillo latón y brillo metálico, hospedada en el cuarzo y a menudo rodeada de agregados masivos de óxidos (foto 4.38).

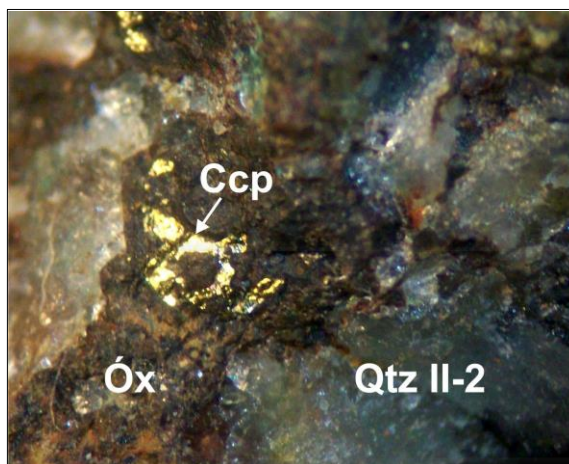


Foto 4.38. Calcopirita diseminada en cuarzo, rodeada de óxidos de hierro (Aumento aprox. x5).

La bornita es otro de los sulfuros primarios de cobre, aunque ha sido observada en muy escasos sectores, especialmente en la veta 2, como finas diseminaciones dentro del cuarzo, de color negro a violáceo con iridiscencias azuladas.

La malaquita es un mineral muy frecuente en la zona de oxidación de estos depósitos y constituye el principal mineral secundario de cobre. Se presenta generalmente como pátinas

verdosas sobre el cuarzo o formando agregados botroidales con estructura concrecionada (foto 4.39). Menos comunes son los cristales aciculares dispuestos en forma radiada y rodeados de óxidos de hierro (foto 4.40).

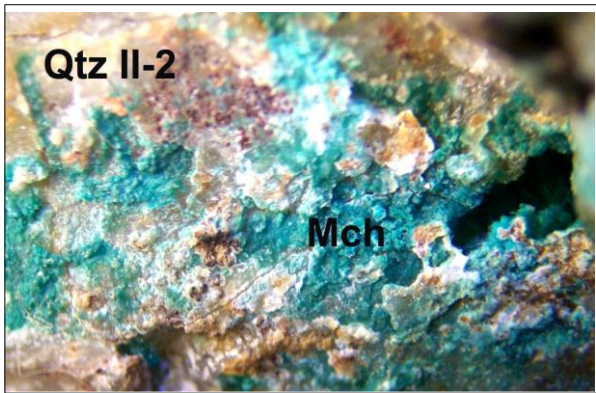


Foto 4.39. Malaquita en agregados botroidales hospedada en cuarzo II-2 (Aumento aprox. x2).

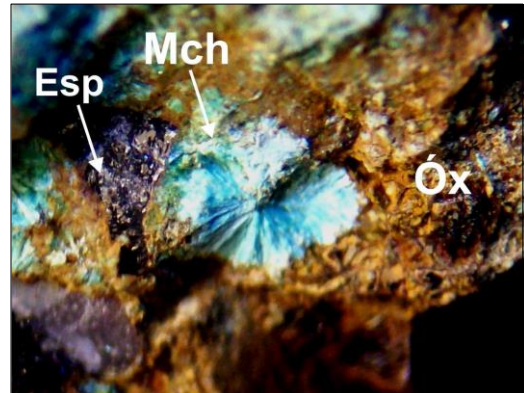


Foto 4.40. Malaquita acicular asociada a especularita y óxidos de hierro (Aumento aprox. x4).

La pirita se presenta menos abundante que la calcopirita y en la mayoría de los casos se observa sustituida pseudomórficamente por limonita. En estas ocasiones es posible apreciar pequeños cristales cúbicos estriados de color pardo negruzco hospedados en el cuarzo, que generalmente se hallan rodeados y/o tapizados por finos granos de óxidos de color rojizo (foto 4.41).



Foto 4.41. Sustitución pseudomórfica de limonita según pirita (Aumento aprox. x5).

La especularita es un óxido bastante común y se encuentra en pequeñas laminillas de color negro y brillo metálico diseminadas dentro del cuarzo (foto 4.42). Otra de las variedades primarias del óxido de hierro es la hematita que ocurre generalmente en venillas de espesores centimétricos a milimétricos afectando tanto al cuarzo como a las rocas de caja. No obstante,

este mineral será tratado en el apartado siguiente ya que se halla asociado a un tipo de alteración hidrotermal.



Foto 4.42. Especularita diseminada en cuarzo (Aumento aprox. x5).

El rutilo es un mineral muy poco abundante y ha sido identificado sólo en una muestra en el sector de la veta 2. Se presenta en pequeños cristales de hábito prismático, a menudo estriados, de color oscuro y brillo metálico. Resulta característica la presencia de una sustancia blanquecina de aspecto “acaramelado” que tapiza las superficies cristalinas y también rodea los bordes. Esta sustancia es denominada *leucoxeno* y es un habitual producto de alteración de los minerales de titanio (foto 4.43). En sección de grano suelto puede observarse a los cristales de rutilo, de alto relieve y birrefringencia extrema, casi completamente alterados y con manchones opacos de leucoxeno.



Foto 4.43. Cristales de rutilo hospedados en cuarzo. Los puntos blanquecinos que tapizan las caras cristalinas corresponden a la alteración de leucoxeno (Aumento aprox. x5).

La siderita es el único carbonato de origen primario, se presenta en agregados compactos y terrosos, pesados y de color oscuro a casi negro. Se distingue por su intenso brillo vítreo sobre las superficies de exfoliación aunque en la mayoría de los casos este mineral se halla alterado y presenta pátinas de limonita de color marrón rojizo (foto 4.44). La siderita será abordada con mayor detalle en el apartado siguiente, ya que su ocurrencia se vincula a un tipo de alteración hidrotermal.

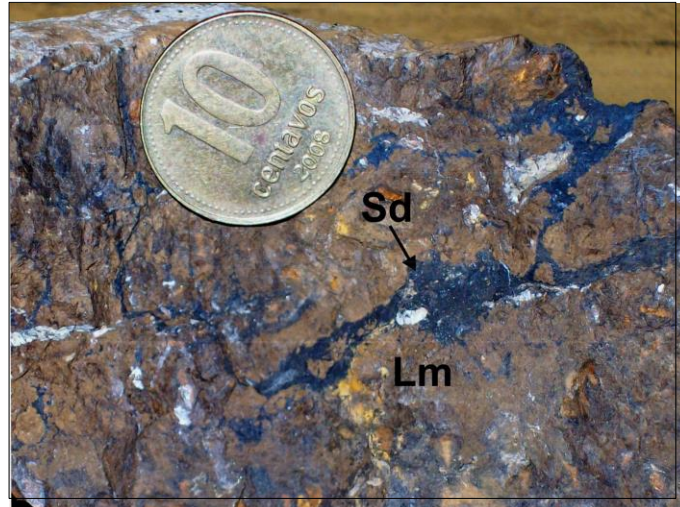


Foto 4.44. Agregado masivo compuesto de siderita y óxidos de hierro (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

IV-3-4. Alteración hidrotermal

Uno de los elementos guía que está presente en todos los cuerpos con mineralización es la alteración hidrotermal de sus rocas de caja. Tal como fue mencionado en el apartado IV-3-1 las rocas de caja que yacen en torno a las vetas se observan muy alteradas, en ocasiones fracturadas, y sus afloramientos sobresalen de la superficie del terreno como crestas agudas de aspecto filoso (foto 4.45).

La alteración hidrotermal consiste esencialmente de sericitización pervasiva de las rocas huésped hasta varios metros de distancia de las vetas mayores, y de fragmentos de roca de caja englobados dentro de ellas. También existe hematización de moderada a fuerte intensidad que se manifiesta principalmente en venillas y grietas tensionales de espesores milimétricos a centimétricos en las rocas de caja. En sectores localizados se detectó una carbonatación pervasiva a pocos centímetros de las vetas, siendo la siderita la especie carbonatada estable.

La distribución espacial con que se manifiesta la alteración hidrotermal varía de un sector a otro en las diferentes vetas, estando estrechamente vinculada a la disposición de los metalotectos estructurales. Esto puede comprenderse mejor si se comparan las figuras IV-6 y IV-7. La veta 1 genera una franja de alteración (foto 4.45) que en algunas áreas se extiende hasta más de diez metros de distancia hacia ambos lados de la veta, y las alteraciones más penetrativas corresponden a sericitización y oxidación hematítica en venillas. Además, la alteración supergénica, descrita en el apartado anterior, es muy intensa en este sector y afecta muy pervasivamente tanto a las rocas de caja como a los cuerpos mineralizados. El ancho de la zona de alteración en torno a la veta 2 es considerablemente menor, pudiendo alcanzar como máximo los tres metros de distancia hacia ambos lados de la veta. En este sector las rocas de caja además de ser alteradas pervasivamente a sericita y a hematita, también son afectadas por una alteración carbonática de intensidad moderada a fuerte, y los procesos supergénicos son relativamente débiles en comparación a lo que ocurre en el entorno de la veta 1. Finalmente, en la veta 3 la alteración de las rocas huésped abarca una pequeña franja de apenas algunos centímetros a ambos costados de la veta y, del mismo modo que en las anteriores, predomina la sericitización y hematización.



Foto 4.45. Franja de alteración en el sector de la veta 1. Nótese el grado de trituración y las particulares coloraciones que presentan las rocas de caja.

Las fotografías 4.46, 4.47 y 4.48 corresponden a tres muestras macroscópicas de la roca encajante, extraídas sistemáticamente a diferentes distancias de la veta 2, en las que es posible observar claramente sus variaciones texturales y mineralógicas. La primera de las muestras (foto 4.46 y muestra **220b** en mapa de la figura IV-7) fue tomada a unos 20 centímetros de distancia de la veta. A simple vista se puede apreciar la abundante presencia de sericita/muscovita que le confieren a la roca un brillo particular, de aspecto satinado, como así también la existencia de una venilla hematítica dispuesta de manera discordante con la foliación, dada por la orientación de los filosilicatos. También se presentan sobre la roca pátinas limoníticas de moderada a débil intensidad. La segunda muestra (foto 4.47 y muestra **220a** en mapa de la figura IV-7) fue extraída a aproximadamente 2 metros de distancia de la veta, fuera de los límites de la franja de alteración. La roca corresponde a una típica milonita que no presenta signos de alteración, lo cual significa que la actividad hidrotermal no ha llegado a manifestarse a esa distancia de la veta. Finalmente, la tercera muestra (foto 4.48 y muestra **222** en mapa de la figura IV-7) fue extraída a aproximadamente unos 150 metros en dirección N desde el sitio en que fueron tomadas las anteriores. La roca es una diatexita que tampoco presenta signos de actividad hidrotermal, y su observación en el microscopio ha revelado una incipiente deformación, como por ejemplo la existencia de pequeñas cintas de cuarzo y porfiroclastos feldespáticos poco definidos. En síntesis, las muestras observadas en las fotografías representan una secuencia espacial posible de distinguir y muestrear en el campo, y es a través de esta secuencia que se pueden inferir hipótesis genéticas y/o temporales. La primera de las muestras (**220b**) representa una alteración hidrotermal

pervasiva de la segunda (220a), mientras que la milonita de esta segunda muestra corresponde a una deformación más intensa que la diatexita de la tercer muestra (222). Por lo tanto, en dirección hacia la veta puede establecerse un incremento tanto de la deformación asociada a la FCGC como de la alteración asociada al sistema hidrotermal.



Foto 4.46. Muestra macroscópica extraída a 20 cm de la veta 2. Nótese la abundante presencia de sericita-muscovita, la venilla hematítica discordante y las pátinas de limonita distribuidas homogéneamente en la roca (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).



Foto 4.47. Muestra macroscópica extraída a 2 m de la veta 2. La roca corresponde a una milonita que no ha sido afectada por la alteración hidrotermal (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).



Foto 4.48. Muestra macroscópica extraída a 150 m de la veta 2. La roca corresponde a una diatexita y no presenta signos de alteración hidrotermal (Escala: moneda de 10 centavos, diámetro: 18 mm).

IV-3-4-1. Petrografía de minerales de alteración hidrotermal

El estudio petrográfico de los minerales de alteración constituye una importante herramienta que contribuye a comprender los procesos ocurridos en el sistema hidrotermal durante la interacción fluido-roca. Las asociaciones presentes dependen de varios factores, entre ellos, de la mineralogía de la roca hospedante y de la composición, temperatura y presión del fluido hidrotermal. A continuación se expondrán las observaciones y descripciones petrográficas de las alteraciones que fueron definidas en el apartado anterior.

La **alteración sericítica** resulta la más pervasiva en la mayoría de las secciones observadas. Este filosilicato crece tanto en espacios intergranulares como así también en espacios intragranulares, reemplazando a los minerales preexistentes y obliterando las texturas y fábricas originales. No obstante, en el apartado III-1-2 de este trabajo se ha mencionado la presencia de sericita afectando a los porfiroclastos de algunas rocas miloníticas y su origen se atribuye a una fase retrógrada del evento de metamorfismo dinámico M_3 de la FCGC (Fagiano, 2007). La diferenciación de los distintos tipos de sericita no ha resultado una tarea sencilla durante el estudio petrográfico, principalmente en aquellos casos en que este filosilicato se encuentra reemplazando con diferentes intensidades a los porfiroclastos feldespáticos. En la fotografía 4.49 es posible observar el proceso de sericitización de un cristal de plagioclasa, en el que sericita secundaria crece a expensas del mineral primario y se va produciendo el reemplazo, sin embargo aún pueden observarse relictos del maclado. En el caso de la fotografía 4.50 la sericita ha reemplazado completamente a los porfiroclastos de una milonita y en esta ocasión el proceso se encuentra en un estadio mucho más avanzado.

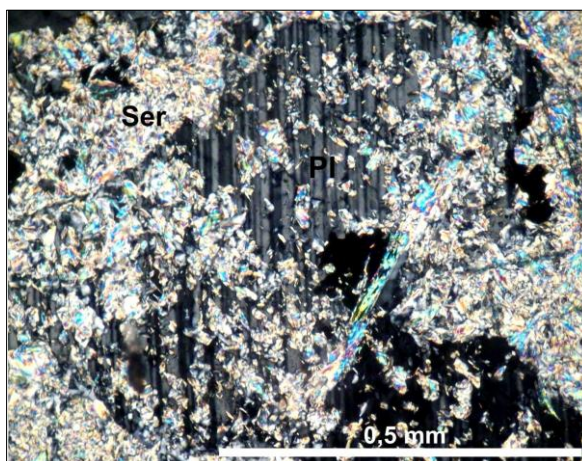


Foto 4.49. Sericitización de plagioclasa en la que aún se observan relictos del maclado (Microfotografía a nicole cruzados).

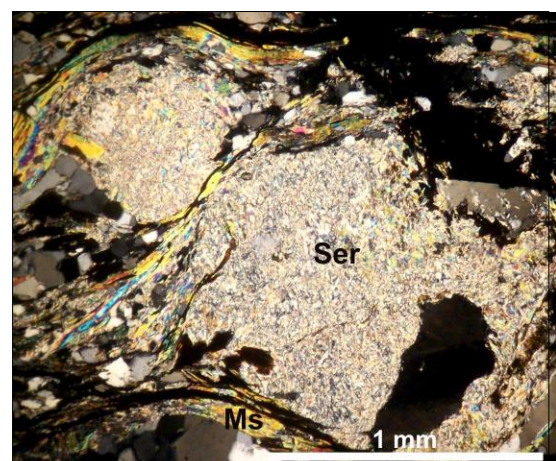


Foto 4.50. Sericitización completa de porfiroclastos feldespáticos en una milonita (Microfotografía a nicole cruzados).

Una característica diagnóstica del evento hidrotermal es la ocurrencia de pequeñas láminas de sericita de crecimiento radial sobre los bordes de venillas hematíticas. Tal como ya fue mencionado, la **oxidación hematítica** se manifiesta principalmente en las rocas como pequeñas grietas tensionales de espesores milimétricos a centimétricos, que generalmente se disponen discordantes con la foliación milonítica, aunque en pocos casos también es posible observarlas concordantes. Esto se demuestra en la fotografía 4.51, donde una venilla hematítica de aproximadamente 4 mm de espesor atraviesa discordantemente una sección de roca de caja. También se puede apreciar que existen otras pequeñas venillas de espesores menores que se desprenden a modo de “brazos” de la grieta principal, dejando englobadas porciones de roca de caja. La fotografía 4.52 corresponde a una sección de detalle de la anterior en la que se observa claramente el crecimiento radial de láminas de sericita a lo largo de los bordes de la venilla de hematita.

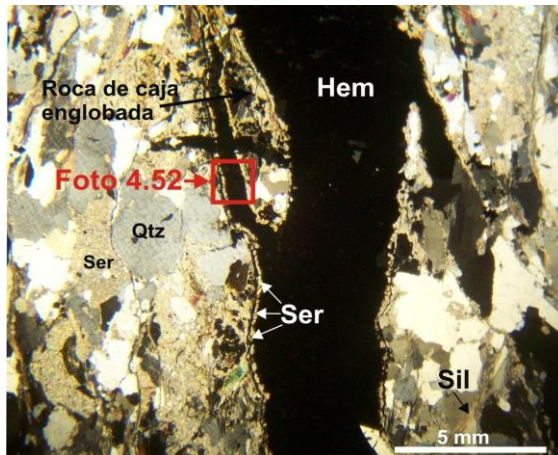


Foto 4.51. Alteración hematítica en venillas en roca de caja milonítica. Notar los fragmentos de ésta que quedan englobados entre las venillas y la presencia de sericita a lo largo de sus bordes (fotografía tomada en lupa binocular con polarizadores cruzados).

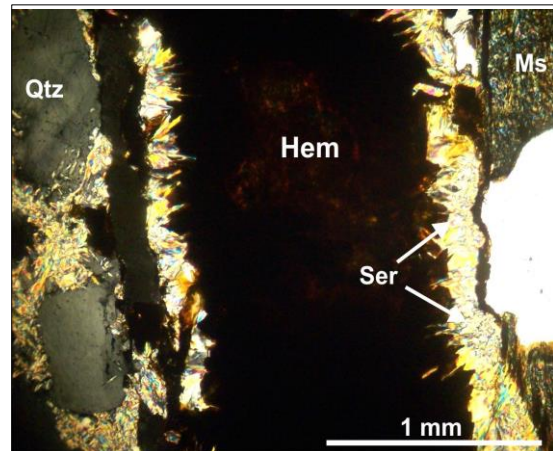


Foto 4.52. Sección de detalle de venilla hematítica en la que se aprecia el crecimiento radial de sericita en sus bordes (Microfotografía a nicols cruzados).

Otro rasgo repetitivo y característico que se evidencia en la petrografía, es la presencia de cristales euhedrales y subhedrales de cuarzo en el interior de las venillas con hematita (foto 4.53), interpretado como cuarzo hidrotermal tipo II por sus características texturales y microestructurales. Por lo tanto, a modo de síntesis, puede decirse que la asociación hematita-sericita-cuarzo resulta diagnóstica del evento hidrotermal mineralizante, y las relaciones texturales entre ellos indican que la generación del cuarzo tipo II probablemente sea sincrónica con la fracturación hematítica y con la sericitización de las rocas huésped.

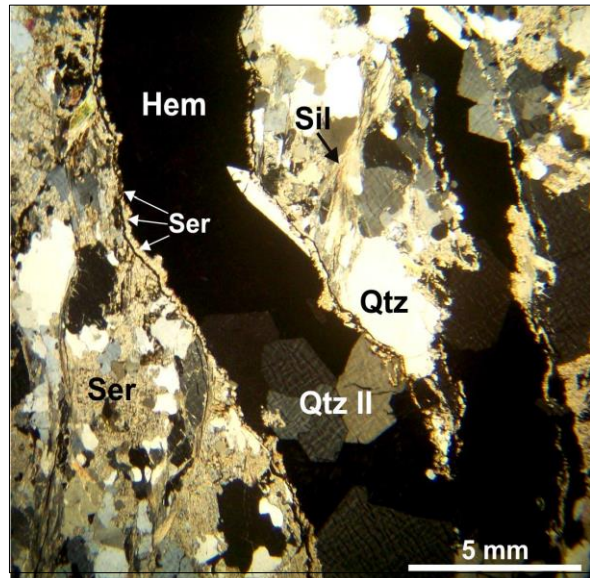


Foto 4.53. Cuarzo tipo II (Qtz II) hospedado en venilla hematítica. El cristal identificado fuera de los límites de la venilla (Qtz) corresponde al cuarzo metamórfico cuyas características texturales y microestructurales permiten diferenciarlo del cuarzo hidrotermal (fotografía tomada en lupa binocular con polarizadores cruzados).

Un segundo tipo de oxidación subordinada a la anterior y de características diferentes puede observarse afectando a las rocas de caja y en este caso su vinculación con la actividad hidrotermal no es clara. La transformación de biotita en muscovita implica su desferrización y por lo tanto la generación de una abundante cantidad de óxido de hierro que se presenta a modo de pequeños trazos o venillas que empardecen las superficies de las láminas (foto 4.54). Estas venillas generalmente se extienden siguiendo la orientación de la foliación milonítica, remarcando los filetes en que actuó la microcizalla (foto 4.55). Procesos y transformaciones muy similares fueron observados por Fagiano (2007) en las milonitas provenientes de migmatitas y paragneises de la FCGC, y por ello se descartaría prácticamente el origen hidrotermal tanto de la muscovita formada a expensas de biotita como de los óxidos de hierro. Por otro lado, la ocurrencia de sericita hidrotermal reemplazando a las láminas de muscovita con óxidos (foto 4.56) constituye una evidencia petrográfica importante que permite inferir que la muscovita ya se encontraba formada en el momento en que comenzó la actividad hidrotermal, en otras palabras, la muscovita es temporalmente más temprana que la alteración sericítica, ya que la segunda se encuentra reemplazando a la primera. No obstante, los aspectos genéticos y relaciones cronológicas entre los diferentes eventos serán discutidos en el apartado V-1-3.

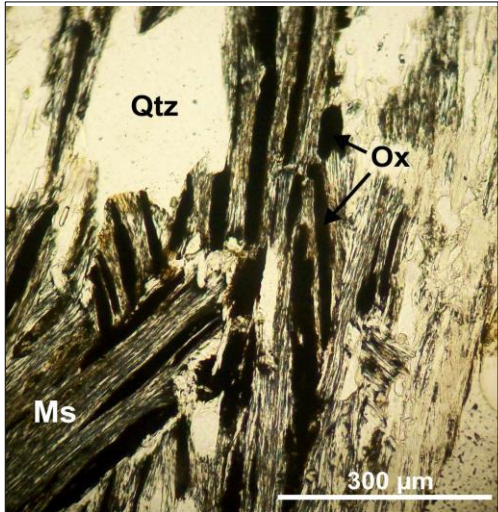


Foto 4.54. Láminas de muscovita secundaria con abundantes trazos de óxidos de hierro, provenientes de la desferrización de biotita (Microfotografía a nicoles paralelos).

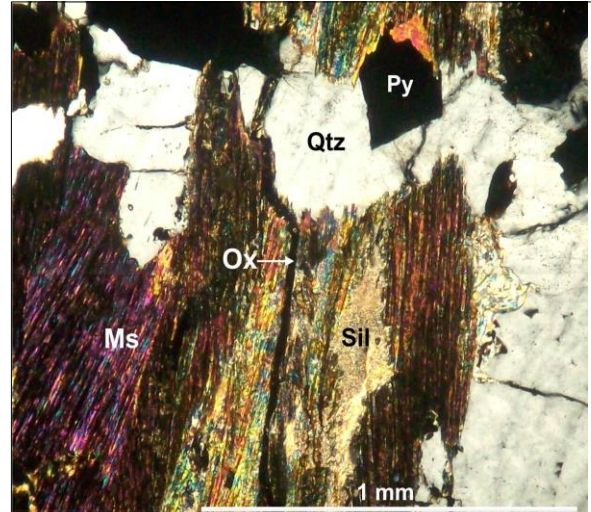


Foto 4.55. Láminas de muscovita con abundantes óxidos de hierro. Notar cómo la venilla del centro se extiende paralela a la orientación de las láminas (Microfotografía a nicoles cruzados).

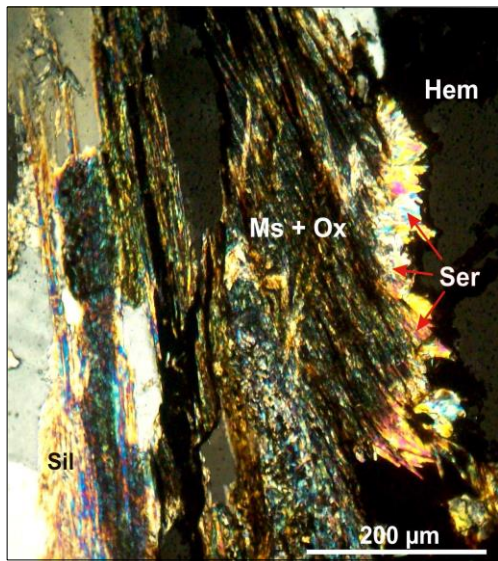


Foto 4.56. Alteración sericítica afectando los extremos de láminas de muscovita (Microfotografía a nicoles cruzados).

En algunas áreas localizadas, especialmente en el ámbito de la veta 2, la actividad hidrotermal ha generado una **alteración carbonática** de moderada a fuerte intensidad en la roca de caja, que se manifiesta de forma proximal a las vetas. El carbonato de hierro o siderita constituye la especie carbonatada estable y se observa en las secciones delgadas conformando agregados fuertemente alterados, con manchas pardas que recubren las

superficies y los contornos de los granos. Este mineral se caracteriza por poseer una birrefringencia extrema con colores de interferencia cercanos al blanco de alto orden, y en la mayoría de los casos es posible apreciar sus direcciones de clivaje que presentan una simetría romboédrica similar a la de la calcita, la dolomita y la magnesita (foto 4.57).

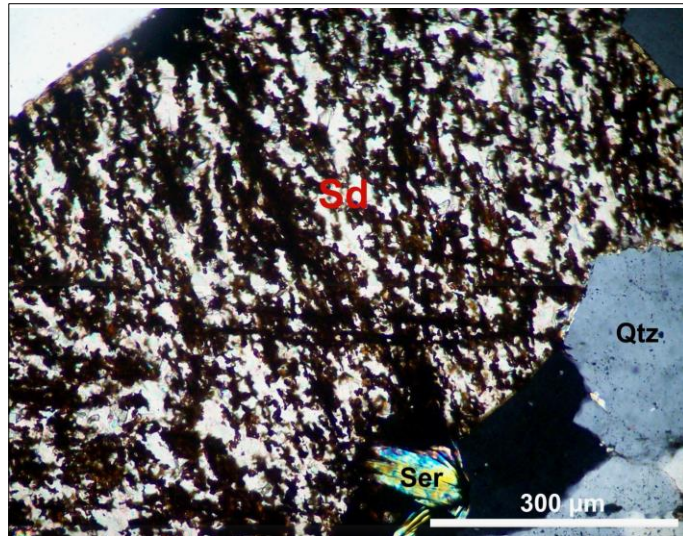


Foto 4.57. Aspecto de siderita en sección delgada. La alteración de óxidos que recubre la superficie de los granos es una característica diagnóstica, como así también su color de interferencia de alto orden y su clivaje romboédrico semejante al de la calcita (Microfotografía a nicols cruzados).

En la fotografía 4.58 se observa cómo la carbonatación invade pervasivamente y reemplaza a un cristal euhedral de cuarzo que se convierte en un mineral inestable. Este fenómeno constituye una evidencia diagnóstica y permite asumir que la alteración carbonática es temporalmente tardía con respecto al evento de generación del cuarzo. A su vez, en diversas secciones fue posible observar la superposición de las alteraciones y relaciones de corte entre ellas, como se demuestra en la fotografía 4.59 en que la carbonatación reemplaza y se superpone a la alteración sericítica, incluso en venillas que se ramifican y atraviesan los fragmentos de roca de caja previamente sericitizada. Estos fenómenos y relaciones de estabilidad mineral reflejan de algún modo las condiciones imperantes en el sistema hidrotermal durante la interacción de los fluidos con las rocas hospedantes.

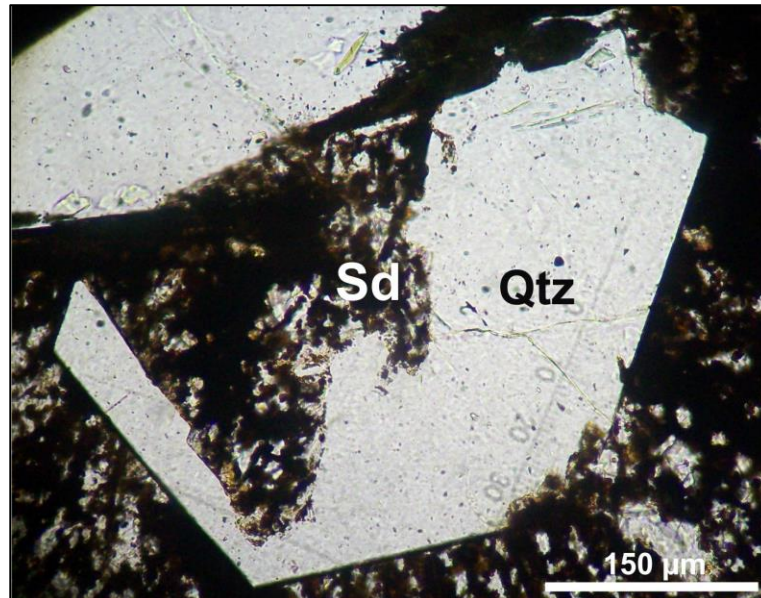


Foto 4.58. Cristal euhedral de cuarzo invadido y reemplazado por carbonato de hierro (siderita) (Microfotografía a nicols paralelos).

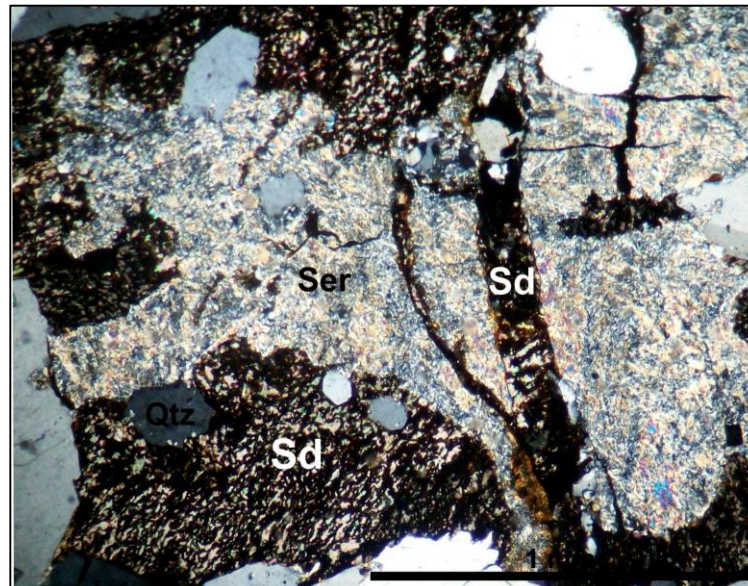


Foto 4.59. Sobreimposición de alteración carbonática en alteración sericítica. Notar cómo las venillas de carbonato atraviesan los sectores previamente sericitizados (Microfotografía a nicols cruzados).

IV-3-5. Análisis químicos de metales preciosos (Au y Ag)

En la tabla presentada a continuación se exponen los resultados de análisis químicos realizados a doce muestras extraídas de diferentes sectores en el área de estudio. Además de mostrarse los tenores de Au y Ag obtenidos en cada muestra, se incluye en la tabla una breve descripción mineralógica de cada una y se indica el mapa específico en el cual se localizan, con sus correspondientes rótulos.

Identificación	N° Muestra	Localización en mapas	Descripción de muestra	Au Total (g/t)	Ag (g/t)
514654	M 22-2	Mapa fig. III-1	Milonita c/oxidación	<0,03	4
514655	M 5-3	Mapa fig. IV-6	Gossan	<0,03	8
514656	M 5-3a	Mapa fig. IV-6	Milonita c/alt. sericítica + hematítica	<0,03	16
514657	M 5-3b	Mapa fig. IV-6	Qtz + Gn	<0,03	7
514658	M 06-07	Mapa fig. III-1	Gossan	1,63	35
514659	M 11-1	Mapa fig III-1	Milonita c/alt. sericítica + óxidos + Qtz (escombrera)	0,3	216
516375	212 Qz	Mapa fig. III-1	Cuarzo limonítico	<0,03	7
516376	221 Qz	Mapa fig. IV-7	Cuarzo limonítico	<0,03	4
516377	225 gal	Mapa fig. IV-6	Papa de galena	<0,03	45
516378	226 gossan	Mapa fig. IV-6	Gossan	1,73	149
516379	226 Galena	Mapa fig. IV-6	Gossan + Gn	3,57	69
516380	218 B	Mapa fig. IV-7	Milonita c/alt. carbonática + sericítica + hematítica	<0,03	4

Tabla IV-2. Resultados de análisis químicos de Au y Ag realizados a diferentes muestras del área de estudio. En amarillo se resaltan los mayores tenores de Au obtenidos, y en verde los mayores tenores de Ag.

figura IV-6
(Mapa veta 1)

figura IV-7
(Mapa veta 2)

CAPÍTULO V: DISCUSIÓN DE ASPECTOS METALOGÉNÉTICOS

V-1. CRONOLOGÍA RELATIVA DE EMPLAZAMIENTO

A partir del relevamiento geológico-metalogénico realizado se pudo determinar que en el área de estudio la distribución de las mineralizaciones se encuentra principalmente condicionada por la ocurrencia de zonas de deformación, tal como puede observarse en el mapa de la figura III-1. Existen evidencias que sugieren una evolución metalogénica compleja que puede abarcar un período cercano a los 200 M.a., involucrando mineralizaciones asociadas al metamorfismo pampeano, mineralizaciones famatinianas sin-cinemáticas con la evolución de la FCGC y mineralizaciones tardío a post-famatinianas. Por lo tanto es posible realizar una cronología relativa de emplazamiento de los diversos depósitos descriptos como así también establecer modelos genéticos que permitan correlacionarlos regionalmente con otros depósitos hospedados en el entorno de la Sierra de Comechingones y de las Sierras Pampeanas.

V-1-1. Mineralizaciones vinculadas al Ciclo Orogénico Pampeano

Las pegmatitas graníticas no zonadas son los únicos depósitos que se incluyen en este grupo. Su distribución (invariablemente hospedadas en migmatitas del Complejo Monte Guazú), las reducidas dimensiones que presentan, sus morfologías y composición mineralógica, permiten interpretarlas como fundidos metamórficos anatéticos segregados *in situ*, que cristalizaron con texturas pegmatíticas luego de sufrir un escaso transporte desde su fuente. En la clasificación de Černý y Ercit (2005) estas pegmatitas corresponderían a la Clase Abisal en la cual se incluyen a las pegmatitas que se emplazaron en ambientes metamórficos que alcanzaron la facies de anfibolita alta a granulita, con presiones entre 4 y 9 kb y temperaturas entre 700 y 800 °C. Estas condiciones de P y T concuerdan con los valores definidos por Fagiano (2007) para el pico metamórfico pampeano M₂ (ver apartados II-3-1 y III-2). Durante este evento en las Sierras de Córdoba grandes volúmenes de rocas paraderivadas fueron sometidos a procesos de fusión parcial originando diversos complejos y macizos migmáticos. Por lo tanto, en este trabajo se asume que dichos eventos de migmatización, ocurridos durante la orogenia Pampeana, habrían dado origen a las pegmatitas graníticas no zonadas.

V-1-2. Mineralizaciones vinculadas al Ciclo Famatiniano

Dentro de este grupo se incluyen las pegmatitas graníticas zonadas y los filones de cuarzo no mineralizados. A continuación se discutirá sobre cada uno de estos depósitos:

V-1-2-1. Pegmatitas graníticas zonadas

Los resultados obtenidos permiten inferir que el emplazamiento de estas pegmatitas estuvo controlado por la actividad de la FCGC. Los patrones de deformación intracristalina observados en el cuarzo de las zonas de borde y zonas intermedias, como así también las evidencias de recristalización dinámica ocurrida a altas temperaturas, sugieren que las pegmatitas comenzaron a ser deformadas en estado sub-sólido de alta temperatura (Paterson et al., 1989), muy próximo al momento de su cristalización.

Desde una perspectiva regional, estos depósitos pueden ser correlacionados con las pegmatitas del Grupo I o pegmatitas Tipo I definidas por Demartis et al. (2008) y Demartis (2010), respectivamente, en el sector sur del DPC, y con las pegmatitas zonadas definidas por Rey Ripoll (2008) al sur del BCA. Todos estos cuerpos se encuentran hospedados en diferentes sectores de la FCGC y presentan características similares, como por ejemplo su zonación interna, morfologías, orientaciones y relaciones de concordancia con la foliación milonítica. A su vez, Demartis et al., (2008) describen en el cuarzo de núcleo (Cuarzo I) de las pegmatitas texturas y microestructuras de deformación similares a las observadas en el cuarzo de la zona de borde y zona intermedia de las pegmatitas del área de estudio. No obstante, a diferencia de lo que ocurre en el sector sur del DPC, en los alrededores del campo Las Guindas no se observaron pegmatitas con mineralizaciones de Be, Nb-Ta ni minerales de uranio.

A partir del estudio de inclusiones fluidas e isótopos estables Demartis et al., (2008) estimaron las condiciones de presión y temperatura de cristalización del cuarzo de núcleo de las pegmatitas Tipo I, obteniendo valores mínimos de formación entre 3,3 y 4,4 kb y aproximadamente 560 °C, lo que sugiere un emplazamiento sin-cinemático con el evento de deformación dúctil D_{3a} de la FCGC definido por Fagiano et al., (2004) y Fagiano (2007) (ver apartados II-3-2 y III-2). Estos valores coinciden con las condiciones de P y T de formación de las pegmatitas de la Clase Muscovita-Elementos Raros, dentro del esquema de clasificación propuesto por Černý y Ercit (2005) (entre 3 y 7 kb de presión y 520 y 650 °C de temperatura).

El DPC (ver apartado II-4-1-1) constituye el área de mayor concentración de pegmatitas graníticas de toda la FCGC. Demartis (2010) redefinió tres grupos pegmatíticos para las pegmatitas zonadas (tipo I) de su área de estudio, algunos de ellos definidos previamente por Hub (1994 y 1995), los cuales comprenden de N a S: Grupo Cerro de las Ovejas, Grupo Cerro El Tren y Grupo Electra. Las pegmatitas del grupo Cerro de las Ovejas son las de mayores dimensiones (hasta más de 1000 m de largo y 150 m de ancho), las más fraccionadas y las que poseen las concentraciones más altas de elementos raros, mientras que los dos grupos restantes incluyen generalmente pegmatitas comunes o estériles de dimensiones menores (generalmente no superan unos pocos cientos de metros de largo y 10 m de ancho). Por lo tanto, sobre la base de criterios de campo, mineralógicos y geoquímicos, Demartis (2010) determinó para la porción sur de dicho distrito un aumento en el grado de fraccionamiento de estos depósitos en sentido S-N, es decir, predominio de pegmatitas estériles al sur y pegmatitas con mineralizaciones de Be, Nb-Ta y U al norte.

En el área de estudio la abundancia de pegmatitas graníticas zonadas es considerablemente menor que en el DPC. Los cuerpos pegmatíticos descritos en este trabajo pueden ser asimilables a los que conforman el grupo Electra, considerando fundamentalmente sus orientaciones submeridionales, dimensiones, morfologías y el hecho de que no poseen mineralización asociada. El esquema de aumento del grado de fraccionamiento en sentido S-N definido en diferentes sectores del DPC no es aplicable al área de estudio, ya que en todos los casos se trata de pegmatitas estériles poco fraccionadas.

Las pegmatitas zonadas definidas por Rey Ripoll (2008) al sur del BCA poseen características muy similares a las descritas en este trabajo, básicamente en cuanto a sus morfologías, dimensiones, orientaciones, zonación interna, composición y evidencias de deformación. La FCGC adquiere hacia el sur un patrón discontinuo caracterizado por la existencia de tres zonas de deformación o fajas principales, definidas en esa área por Rey Ripoll (2008) como Faja Occidental Guacha Corral (FOccGC), Faja Central Guacha Corral (FCeGC) y Faja Oriental Guacha Corral (FOrGC), las cuales se encuentran intercaladas con otras menores. Uno de los aspectos más destacables relacionados con la metalogénesis al sur del Batolito Cerro Áspero es que la mayor parte de las mineralizaciones, entre ellas las pegmatitas graníticas zonadas, se encuentran restringidas a la FOrGC, mientras que en las demás fajas (FOccGC y FCeGC) su ocurrencia es muy escasa o nula.

Luego de evaluar el patrón de distribución de las pegmatitas zonadas en diferentes sectores de la FCGC se puede establecer un incremento de su abundancia y grado de fraccionamiento en sentido S-N. La actividad deformacional de la FCGC habría favorecido en algunos sectores la canalización y el emplazamiento de mayores volúmenes de fundidos pegmatíticos, y es precisamente en estos sectores donde los fundidos han alcanzado su mayor grado de fraccionamiento. Es así como las mineralizaciones de Be, Nb-Ta y U se encuentran en aquellas poblaciones pegmatíticas en las que los volúmenes de magma involucrados han sido mayores, y esto es precisamente en el DPC.

V-1-2-2. Filones de cuarzo no mineralizados (Cuarzo tipo I)

Las evidencias de campo permiten inferir que el emplazamiento de estos depósitos estuvo controlado por la actividad de la FCGC. Las texturas y microestructuras observadas en el cuarzo tipo I indican que estos cuerpos fueron deformados a diferentes temperaturas durante algún evento asociado con la evolución de dicha faja.

Dentro del contexto regional, los filones de cuarzo no mineralizados pueden ser correlacionados con las pegmatitas no zonadas del Grupo II o pegmatitas Tipo II estudiadas por Demartis (2005) y Demartis et al., (2005 y 2008) en el sector sur del DPC. Posteriormente, Demartis (2010) propone para estas pegmatitas la denominación de Grupo Otto.

En este trabajo no se ha utilizado el término “pegmatita” para clasificar a estos depósitos ya que tanto sus composiciones como sus texturas no concuerdan con las de pegmatitas graníticas típicas. A diferencia de lo que ocurre con las pegmatitas del grupo Otto, los intercrecimientos de cuarzo y feldespatos potásicos fueron observados en muy escasos sectores y la gran abundancia de cuarzo con textura masiva sugiere un origen transicional entre la fase pegmatítica y la fase hidrotermal.

La correlación entre los filones cuarcíferos del área de estudio y las pegmatitas del Grupo Otto se fundamenta por las diversas similitudes que existen entre ellos, principalmente en cuanto a sus composiciones, estructura interna, morfologías, dimensiones, orientaciones y relaciones de concordancia con la foliación milonítica. En un estudio geológico-económico, Demartis (2005) determinó porcentajes de sílice de más de 99,9 % en el cuarzo de la pegmatita Otto XIX, los cuales por las similitudes observadas, podrían extrapolarse al cuarzo tipo I. Además, las texturas y microestructuras de deformación descritas por Demartis (2005)

y Demartis et al., (2005 y 2008) concuerdan con las observadas en el cuarzo tipo I en este estudio.

Mediante estudios de IF e isótopos estables Demartis et al., (2005) también estimaron las condiciones de P y T de formación de las pegmatitas del Grupo Otto, obteniendo valores algo inferiores con respecto a las pegmatitas tipo I, entre 2,1 y 2,9 kb y aproximadamente 450 °C. Estas condiciones evidencian un emplazamiento posterior al evento dúctil D_{3a} de la FCGC (Fagiano et al., 2004 y Fagiano, 2007), durante la transición al evento dúctil-frágil D_{3b} (ver apartados II-3-2 y III-2). Luego del emplazamiento los cuerpos comenzaron a enfriarse y cristalizaron de manera sin-cinemática con la deformación de la FCGC, dando como resultado las diversas texturas y microestructuras deformacionales de alta y baja temperatura en el cuarzo. Según Brisbin (1986), es común que las pegmatitas emplazadas en estos niveles estructurales presenten morfologías tabulares, como las que se observan en los filones de cuarzo tipo I.

En este trabajo se estimaron las condiciones de P y T de cristalización del cuarzo Tipo I mediante el método de intersección de isócoras (Shepherd et al., 1985) (Figura V-1), en el cual se compararon las isócoras correspondientes a IF primarias con composiciones extremas, o sea IF tipo Ia y tipo II. El valor de presión obtenido fue de aproximadamente 1,9 kb y una temperatura de 300 °C. Cabe aclarar que el método utilizado constituye una aproximación a las verdaderas condiciones de formación y el grado de error asociado depende de cuán miscibles hayan sido las fases acuosas y carbónicas. No obstante, si se consideran las texturas y microestructuras deformacionales observadas en el cuarzo, el rango de temperatura de cristalización se puede extender hasta aproximadamente unos 500 °C. Las condiciones de P y T obtenidas en este trabajo son levemente inferiores a las estimadas para las pegmatitas del Grupo Otto, lo cual también concuerda con las características transicionales entre el estadio pegmatítico y el hidrotermal de los filones de cuarzo no mineralizados.

En base a los resultados obtenidos del estudio de IF se pudo determinar que el cuarzo tipo I habría sido depositado por fluidos de baja salinidad ricos en CO₂. La coexistencia de IF primarias acuocarbónicas (tipo Ia y Ib) con IF primarias predominantemente acuosas con pequeñas cantidades de CO₂ disuelto (tipo II) sugiere un proceso de inmiscibilidad inducido probablemente por descompresión debido a la apertura y generación de espacios en las rocas de caja. El proceso de inmiscibilidad implica esencialmente un fluido heterogéneo cuya fase vapor posee una composición diferente a la de su fase líquida. Estas características definidas

difieren en algunos aspectos a las de los fluidos formadores de las pegmatitas Otto, ya que estos últimos son predominantemente acuosos con cantidades reducidas de CO₂.

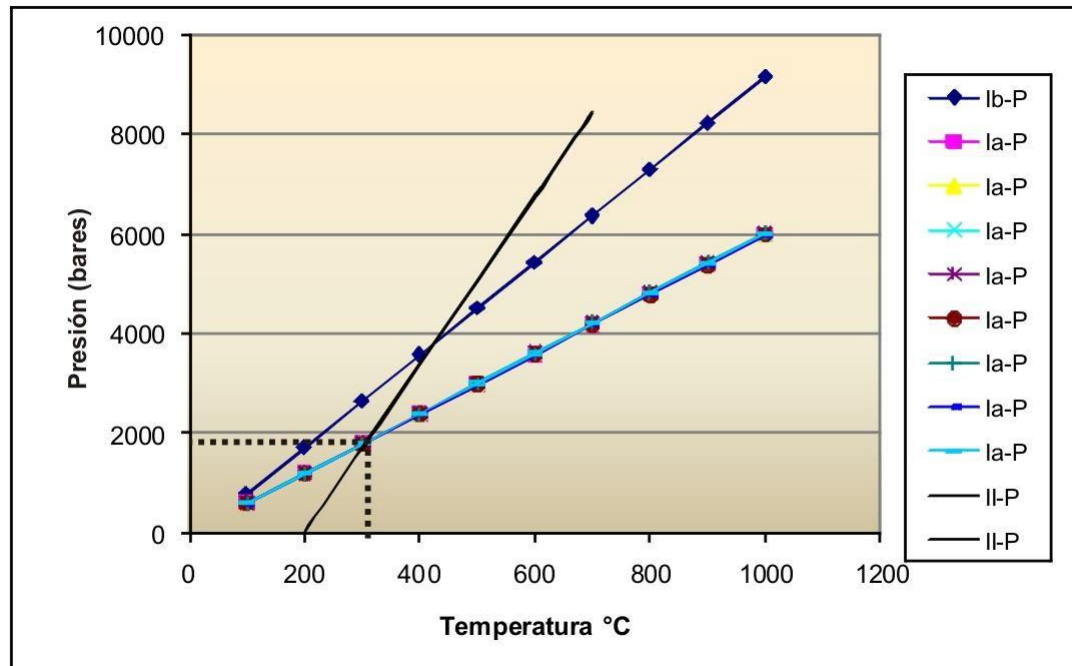


Figura V-1. Diagrama P-T mostrando las isócoras de IF primarias (P) tipo Ia, Ib y tipo II. El punto de intersección de las isócoras correspondientes a IF tipo Ia y tipo II representa las condiciones aproximadas de P y T de cristalización del cuarzo tipo I. Las isócoras fueron calculadas con el programa Flncon 1.4 (Brown, 1989).

V-1-3. Mineralizaciones tardío a postfamatianias

Las estructuras mineralizadas que aquí se encuadran configuran sistemas de vetas hidrotermales con un control estructural bien definido. La presencia de una zona de cizalla dúctil, las morfologías de los cuerpos mineralizados, texturas, mineralogía y alteraciones hidrotermales asociadas, permiten clasificar a estos depósitos como vetas mesotermiales portadoras de Pb, Ag y Au asociadas con fajas de cizalla (Zappettini, 1999; Bonnemaïson y Marcoux, 1990), las cuales se forman generalmente entre 6 y 12 km de profundidad en condiciones de presión de 1,5 a 3 kb y temperaturas de 250 a 400 °C.

Estas vetas comparten ciertas características con los depósitos de oro denominados tipo LODE (Skirrow et al., 1999), como por ejemplo su vinculación con una zona de cizalla, sus morfologías vetiformes y los tipos de alteración hidrotermal. En los yacimientos tipo LODE un metalotecto característico es la alteración carbonática, aunque también son frecuentes la sericitización y oxidación, todas ellas descritas en este trabajo. No obstante,

existen ciertos rasgos y elementos distintivos de los depósitos LODE que no fueron observados en el área de estudio, como por ejemplo la presencia de arsenopirita como constituyente mineral de las vetas o la ocurrencia de ciertas morfologías típicas asociadas con plegamientos, denominadas *saddle reef* (silla de montar). Otra diferencia importante es que los ejemplos mundiales de yacimientos tipo LODE poseen por lo general edades más antiguas que 2500 M.a.

El análisis de los diferentes lineamientos que hospedan a las vetas permite inferir que la actividad hidrotermal está relacionada a una fase de fracturación de dirección noroeste-sureste. Tal como fue mencionado en el apartado IV-3-2, estos depósitos están constituidos de vetas complejas en las que existieron múltiples reaperturas y rellenos dentro de una misma estructura. Algunos de estos períodos de relleno están vinculados con la depositación de oro y plata. De los resultados obtenidos de análisis químicos (ver apartado IV-3-5) se observa que los mayores tenores de oro se encuentran en la zona de oxidación de los depósitos, lo cual se explica por la baja solubilidad de este metal con respecto a otros metales (por ejemplo el cobre) durante los procesos supergénicos. Por lo tanto es común que en las zonas de oxidación exista una reconcentración del Au debido a estos procesos. Por otro lado, parece no existir correlación entre los sectores con mayores tenores de oro y los sectores con mayores tenores de plata. En este trabajo no se cuenta con estudios específicos que nos permitan establecer la mineralogía primaria asociada con estos metales. Una hipótesis probable es que el oro pudo haber estado hospedado inicialmente dentro de la estructura de la pirita y/o de la calcopirita, y la plata dentro de la estructura de la galena. No obstante, estas hipótesis necesitan ser constatadas con estudios de microscopía electrónica y microsonda.

Sobre la base de observaciones de campo y petrográficas, se definió una cronología relativa de alteraciones que afectaron a las rocas huéspedes, la cual comprende cuatro etapas o estadios:

- 1) El primer estadio de alteración está asociado con un evento de retrogradación de la FCGC, el cual generó cambios de estabilidad en las paragénesis minerales. Establecer una relación temporal entre este evento retrógrado y la actividad hidrotermal mineralizante no es una tarea sencilla, sobre todo si se considera que durante ambos procesos están involucrados fluidos que interactúan con importantes volúmenes de roca. No obstante, teniendo en cuenta ciertas evidencias petrográficas, como así también antecedentes de estudios anteriores realizados en otros sectores de la faja de cizalla, en este trabajo se propone que el evento de retrogradación es temporalmente más temprano

que el evento hidrotermal mineralizante. Durante este período ocurrió la transformación de biotita en muscovita y clorita secundarias, con la consecuente desferrización de la biotita y la generación de una abundante cantidad de óxidos de hierro.

2) En una etapa posterior, tardío- a postcinemática, las rocas de caja fueron afectadas simultáneamente por una alteración sericítica pervasiva que obliteró las fábricas preexistentes y por una fracturación acompañada por mineralización cuarzo-hematítica que generó una red de venillas rellenas de óxidos de hierro y cristales de cuarzo. Las relaciones texturales observadas en la petrografía permitieron interpretar que la asociación hematita-sericita-cuarzo es diagnóstica del evento hidrotermal mineralizante, y que la generación del cuarzo tipo II es sincrónica con la sericitización y hematización de las rocas huéspedes.

3) En un tercer estadio, las rocas de caja proximales a las vetas fueron afectadas localmente por una carbonatación de moderada a fuerte intensidad, temporalmente tardía con respecto a la sericitización, hematización y depositación del cuarzo. Las evidencias petrográficas permiten inferir que el proceso habría involucrado una primera fracturación o apertura del cuarzo, el posterior ingreso del fluido hidrotermal carbonatado a través de esas fracturas y finalmente el reemplazo de cuarzo por siderita que constituye la especie estable.

4) La última etapa de alteración incluye no sólo a las rocas de caja sino también a las mineralizaciones, y está relacionada a la ocurrencia de procesos supergénicos que generaron importantes cantidades de óxidos de hierro como así también carbonatos y sulfatos secundarios de plomo y cobre. Los productos más importantes fueron los sombreros de hierro o *gossans* y de acuerdo a lo mencionado en párrafos anteriores este estadio resultó fundamental para la reconcentración del oro en las zonas oxidadas. Los procesos supergénicos son claramente posteriores a las alteraciones hidrotermales y pueden vincularse temporalmente con el Ciclo Ándico, durante el cual ocurrió el levantamiento de las Sierras de Córdoba.

V-1-3-1. Comparaciones regionales

Las vetas mineralizadas del área de estudio son comparables con otros depósitos hospedados en el ámbito de las Sierras Pampeanas, los cuales fueron descriptos en el apartado II-4 de este trabajo y sintetizados en el cuadro II-1.

El yacimiento Natacha, estudiado por Estrella (1984), posee características geológicas-metalogenéticas muy similares a las de la zona de estudio, por lo que se sugiere que forman parte del mismo evento hidrotermal. Las vetas mineralizadas aflorantes en el área de estudio constituirían la continuación hacia el SE de las vetas del yacimiento Natacha, y probablemente se prolongarían hasta la zona de llanura en las proximidades de la localidad El Cano.

Del cuadro comparativo II-1 pueden establecerse también estrechas similitudes entre las mineralizaciones mesotermiales del área Las Guindas con las de Distrito La Candelaria (Miró, 1999; Skirrow et al., 2000), específicamente en cuanto a la orientación que presentan las estructuras mineralizadas, litologías hospedantes y tipos de alteración hidrotermal. Sobre la base de dataciones Ar/Ar en muestras con alteración sericitica, Miró (1999) estableció que la mineralización aurífera y la alteración hidrotermal en el Distrito La Candelaria serían en parte sincrónicas o posteriores (por lo menos unos 7 M.a.) al emplazamiento del Batolito de Achala. Con respecto a los yacimientos de Sierras de Las Minas (Cravero, 1999; Skirrow et al., 2000) la principal diferencia radica en los protolitos predominantemente ígneos, que fueron milonitizados en fajas de deformación dúctil-frágil de edad famatiniana.

Los datos obtenidos en este trabajo no resultan suficientes como para establecer relaciones genéticas entre las vetas mesotermiales del área Las Guindas y el magmatismo devónico que dio origen al BCA. A su vez, esta tipología de depósitos no ha sido descripta anteriormente en los trabajos que abordan las mineralizaciones sin-magmáticas del BCA (Coniglio, 2006). Este autor documentó la evolución metalogenética de dicho batolito y estableció que los plutones tempranamente emplazados no son portadores de metales, mientras que los plutones tardíos se encuentran especializados en W-Mo-(Pb-Au-Ag). No obstante, estos depósitos se asocian con otro tipo de estructuras y además son portadores de mineralizaciones de flúor, las cuales no fueron observadas en el área de estudio. En base a estas relaciones de campo es dificultoso establecer la cronología relativa de emplazamiento de las vetas mesotermiales de la zona de estudio. Sus morfologías tabulares, las relaciones de discordancia con las rocas de caja miloníticas y las predominantes texturas de espacios abiertos, sugieren que su emplazamiento fue posterior al de los cuerpos hidrotermales-pegmatíticos tipo Otto y probablemente previo a la intrusión del BCA.

El presente trabajo constituye, por lo tanto, un aporte inédito a la metalogénesis de la Sierra de Comechingones ya que, exceptuando la contribución de Estrella (1984) sobre el Yacimiento Natacha, no existen otros antecedentes de este estilo de mineralizaciones. No

obstante, resultaría de particular interés poder profundizar en futuros trabajos a cerca de la fuente de los fluidos hidrotermales como así también las mineralogías portadoras de los metales, edad de los depósitos y caracterización de las estructuras mineralizadas, entre otros aspectos.

V-2. EVALUACIÓN DE LA POTENCIALIDAD METALOGENÉTICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.

El relevamiento geológico-metalogenético del área de estudio ha permitido la identificación de diferentes estilos de mineralizaciones hospedadas fundamentalmente en el ámbito de la FCGC. Las correlaciones regionales con otros depósitos conocidos han aportado diversos parámetros que sirvieron de guías a la hora de evaluar la potencialidad metalogenética del área. Considerando todo lo expuesto hasta aquí, puede decirse que la zona de estudio constituye un ambiente favorable para la ocurrencia de distintas tipologías de depósitos, y un rasgo destacable es el amplio rango de edades involucrado en las mineralizaciones, abarcando desde pegmatitas graníticas de edad pampeana, pegmatitas graníticas y filones hidrotermales de cuarzo de edad famatiniana, hasta vetas mesotermes portadoras de Au y Ag tardío a postfamatinianas. Por otro lado se plantea que el principal metalotecto que ha favorecido y ha controlado el emplazamiento de la mayoría de los depósitos corresponde a la Faja de Cizalla Guacha Corral.

Si bien en este trabajo no se han efectuado estudios económicos sobre los diversos depósitos, las observaciones de campo y análisis de laboratorio permitieron realizar algunas inferencias en cuanto a estos aspectos. La potencialidad económica del área de estudio podría vincularse principalmente con las pegmatitas graníticas zonadas y filones de cuarzo hidrotermales-pegmatíticos para la extracción de minerales industriales, principalmente cuarzo de alta calidad; y con las vetas de cuarzo mesotermes cuyos principales productos serían Ag y Au. En el primero de los casos, las reducidas dimensiones de las pegmatitas, como así también los escasos afloramientos encontrados en el área de estudio, constituyen factores negativos que probablemente conduzcan a considerar a estos depósitos como sub-económicos. No obstante, en el caso de los filones de cuarzo hidrotermales-pegmatíticos (cuarzo tipo I), los resultados podrían ser más alentadores sobre todo si se considera que son cuerpos más volumétricos y poseen una distribución areal más importante. Además, la calidad del cuarzo de estos filones podría tener porcentajes de SiO₂ similares a los del cuarzo de las

pegmatitas del Grupo Otto de Demartis (2010) (más de 99,9%; Demartis, 2005; Demartis et al., 2008). Finalmente, con respecto a las vetas mesotermales, si se tiene en cuenta la gran extensión de las estructuras mineralizadas, como así también las leyes de Au y Ag obtenidas en los análisis químicos y los antecedentes mineros que existen muy cerca del área de estudio (Yacimiento Natacha), posiblemente estos depósitos puedan constituir interesantes *targets* a explorar. Un rasgo destacable es la presencia de un importante número de piques exploratorios labrados sobre veta, más precisamente a lo largo de toda la estructura de la veta 1. Esto constituye una evidencia de la posible importancia minera del área.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

- El relevamiento geológico-metalogenético del área Las Guindas permitió la identificación de diversos tipos de depósitos minerales, los cuales incluyen:
 - Pegmatitas graníticas no zonadas,
 - Pegmatitas graníticas zonadas,
 - Filones de cuarzo no mineralizados y
 - Vetas mesotermales portadoras de Pb-Ag-Au.
- La distribución de estas mineralizaciones se encuentra principalmente condicionada por la ocurrencia de una zona de deformación dúctil-frágil de edad famatiniana, la Faja de Cizalla Guacha Corral.
- La evolución metalogenética del área puede abarcar un período cercano a los 200 M.a., con mineralizaciones asociadas al metamorfismo pampeano, mineralizaciones famatinianas sin-cinemáticas con la evolución de la FCGC y mineralizaciones tardías a post-famatinianas.
- Las pegmatitas graníticas no zonadas se emplazan en las rocas migmáticas del Complejo Monte Guazú y son interpretadas como fundidos anatéticos segregados in situ, que cristalizaron con texturas pegmatíticas luego de sufrir un escaso transporte desde su fuente. Según el esquema propuesto por Černý y Ercit (2005) estas pegmatitas se clasifican dentro de la Clase Abisal, y las condiciones de P y T definidas por los autores para las pegmatitas de esta clase concuerdan con las definidas por Fagiano (2007) para el pico metamórfico pampeano M₂. Estos depósitos no presentan mineralizaciones metalíferas asociadas ni generan ningún tipo de alteración a la roca hospedante.
- Las pegmatitas graníticas zonadas se encuentran emplazadas en rocas miloníticas de la FCGC. Estas pegmatitas son estériles y dentro del contexto regional presentan estrechas similitudes con las pegmatitas del Grupo Electra, descritas por Demartis (2010) al sur del DPC y con las pegmatitas zonadas descritas por Rey Ripoll (2008) al sur del BCA.

- Las relaciones de campo y correlaciones regionales permiten inferir que las pegmatitas zonadas se emplazaron de manera sin-cinemática con el evento de deformación dúctil D_{3a} de la FCGC, definido por Fagiano et al., (2004) y Fagiano (2007).
- Los filones de cuarzo no mineralizados se hospedan en rocas miloníticas de la FCGC y también se encuentran intruyendo a las pegmatitas graníticas zonadas. Estos depósitos se correlacionan a escala regional con las pegmatitas cuarzosas del Grupo Otto, descritas por Demartis (2010) al sur del DPC.
- Debido a las escasas texturas pegmatíticas observadas y a la gran abundancia de cuarzo masivo (cuarzo tipo I), los filones de cuarzo no mineralizados se interpretan como transicionales entre la fase pegmatítica y la fase hidrotermal.
- Mediante el estudio de inclusiones fluidas se determinaron las condiciones de P y T de formación de los filones de cuarzo, obteniendo valores de 1,9 kb y 300°C. No obstante, considerando las texturas y microestructuras deformacionales observadas en el cuarzo tipo I, el rango de temperatura se extiende hasta aproximadamente 500°C.
- El cuarzo tipo I fue depositado por fluidos de baja salinidad, ricos en CO_2 , los cuales sufrieron un proceso de inmiscibilidad inducido por descompresión debido a la apertura de las rocas de caja.
- Las evidencias de campo, condiciones de formación obtenidas y las correlaciones regionales permiten inferir que el emplazamiento de los filones de cuarzo ocurrió posteriormente al de las pegmatitas zonadas, durante la transición al evento dúctil-frágil D_{3b} de la FCGC.
- Los depósitos de Pb-Ag-Au se encuentran emplazados en rocas miloníticas de la FCGC y se clasifican como vetas mesotermales portadoras de Pb-Ag-Au asociadas con fajas de cizalla.
- La mineralización primaria que compone las vetas consta principalmente de cuarzo (tipo II) acompañado de galena con cantidades menores de calcopirita, pirita, bornita, hematita, especularita y rutilo. La mineralización secundaria consta esencialmente de limonita, malaquita, cerusita y anglesita.
- Los mayores tenores de Au se encuentran en las zonas de oxidación de los depósitos (*gossans*), con valores entre 1,63 y 3,57 g/t, mientras que las mayores concentraciones

de Ag se manifestaron tanto en *gossans* como en rocas de caja proximales a las vetas, con tenores máximos de 149 – 216 g/t.

- La alteración hidrotermal que afecta a las rocas de caja consta principalmente de sericitización y oxidación hematítica en venillas, hasta varios metros de distancia de las vetas, y localmente carbonatación. Tanto la sericitización como la oxidación se consideran sincrónicas con el evento de generación del cuarzo tipo II, mientras que la carbonatación ocurre de manera tardía.
- Debido a las marcadas similitudes que existen entre las vetas mesotermales del área de estudio y las del Yacimiento Natacha (Estrella, 1984), se sugiere que forman parte del mismo evento hidrotermal.
- La potencialidad económica del área de estudio podría vincularse principalmente con las pegmatitas graníticas zonadas y filones de cuarzo hidrotermales-pegmatíticos para la extracción de minerales industriales, principalmente cuarzo de alta calidad; y con las vetas de cuarzo mesotermales cuyos principales productos serían Ag y Au.
- **Como conclusión principal se establece que la zona aledaña al campo Las Guindas constituye un ambiente favorable para la ocurrencia de distintas tipologías de depósitos minerales. En base a los datos metalogenéticos obtenidos en el presente trabajo, es posible esbozar una integración regional de la metalogénesis para el sector centro-sur de la Sierra de Comechingones. La actividad de la FCGC habría favorecido en algunos sectores la canalización y el emplazamiento de mayores volúmenes de fundidos pegmatíticos, como se observa en el DPC. Hacia el este y sur de este distrito la canalización de magmas ha sido considerablemente menor e incluso los cuerpos pegmatíticos son predominantemente estériles. Así mismo, la zonación metalogenética por Pb-Ag y Au se manifiesta hacia la porción oriental de la FCGC, pudiéndose extender hacia el sur-este en áreas de llanura.**

CITAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARANGUE, J., 2010. Análisis de fábricas migmáticas del sector "Paso de las Blancas", porción centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Río de Los Sauces, Córdoba. Tesis de licenciatura (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 153 páginas.
- ASTINI, R., BENEDETTO, J., VACCARI, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 253-273.
- BONALUMI, A., ESCAYOLA, M., KRAEMER, P., BALDO, E. Y MARTINO, R., 1999. Precámbrico-Paleozoico Inferior de las Sierras de Córdoba. En *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, p. 136-140.
- BONNEMAISON, M. Y MARCOUX, E., 1990. Auriferous mineralization in some shear-zones: a three stage model of metallogenesis. *Mineral Deposits*, 25: 96-104.
- BRISBIN, W.C., 1986. Mechanics of pegmatite intrusions. En *American Mineralogist*, 71:644-651.
- BROWN, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.* 84: 371-382.
- BROWN P. E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Am. Mineralogist* 74, 1390-1393.
- 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., 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 41-80. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- CANDIANI, J. C., 1989. Prefase de Exploración Proyecto Rara Fortuna. Evaluación Económica. DNMG, Centro de Exploración, Córdoba (inédito).
- CANDIANI, J. C. Y SUREDA, R. J., 1999. Distrito polimetálico El Guaico, Córdoba. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 661-670, Buenos Aires.
- ČERNÝ, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18(2): 49-67.
- ČERNÝ, P. Y ERCIT, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian mineralogist*, 43: 2005-2026.
- CONIGLIO, J., 2006. Evolución petrológica y metalogenética del Batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 170 páginas.
- CRAVERO, O., 1999. Yacimientos auríferos en sierras de Las Minas y Ulapes, La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 637-646, Buenos Aires.
- CRISTOFOLINI, E.A., 2008. Petrología estructural del área comprendida entre la localidad de 'Lutti' y el 'Puesto Rodeo de Las Yeguas': análisis comparativo de las fábricas migmáticas y miloníticas, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología, FCEFQyN, Universidad Nacional de Río Cuarto. Biblioteca-UNRC, 186p (inédito).

- CRISTOFOLINI, E.A., FAGIANO, M. Y PINOTTI, L.P., 2008. Fábricas migmatíticas y miloníticas: un análisis comparativo, norte de Sierra de Comechingones, Córdoba. XVII Congreso Geológico Argentino. San Salvador de Jujuy, Jujuy. Actas, p 1334.
- DALLA SALDA, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 39 (1-2): 38-51.
- DEMARTIS, M., 2005. Consideraciones genéticas y análisis de prefactibilidad económica del yacimiento de cuarzo pegmatítico Otto XIX, sector central de la Sierra de Comechingones. Tesis de licenciatura (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 72 páginas.
- DEMARTIS, M., CONIGLIO, J.E., PETRELLI, H.A., D'ERAMO, F.J., PINOTTI, L.P., AGULLEIRO INSÚA, L.A. y PEREZ XAVIER, R., 2005. Condiciones físico-químicas de los fluidos formadores de pegmatitas graníticas no zonadas del sector sur del Distrito Pegmatítico Comechingones, Córdoba, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Provincia de Buenos Aires. Actas I: 611-618.
- DEMARTIS, M., CONIGLIO, J.E., PINOTTI, L.P., D'ERAMO, F.J., PETRELLI, H.A., ODDINO, H y SILVA, D., 2008. Condiciones P-T de cristalización de cuarzos deformados de las pegmatitas del Distrito Comechingones, Córdoba, estimadas a partir de inclusiones fluidas. IX Congreso de Mineralogía y Metalogenia, San Salvador de Jujuy, en el marco del XVII Congreso Geológico Argentino. Actas 23-30.
- DEMARTIS, M., 2010. Emplazamiento y petrogénesis de las pegmatitas y granitoides asociados. Sector central de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis doctoral (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Físico Químicas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto (Biblioteca UNRC). 263 páginas.
- D'ERAMO, F. J., 2003. Petrología y emplazamiento de los plutones El Hongo y Calmayo y su relación con la evolución geológica de la Sierra Chica de Córdoba. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto.
- D'ERAMO, F.; PINOTTI, L.; TUBÍA, J.M.; CONIGLIO, J.; DEMARTIS, M.; VEGAS, N., 2006a. Estructura y fábrica magnética del plutón trondhjemitico El Hongo, Sierra Chica de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial N° 9, 155-160.
- D'ERAMO, F.; PINOTTI, L.; TUBÍA, J.M.; VEGAS, N.; ARANGUREN, A.; TEJERO, R.; GOMEZ, D., 2006b. Coalescence of lateral spreading magma ascending through dykes: a mechanism to form a granite canopy (El Hongo pluton, Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of the Geological Society, September 1, 2006; 163(5): 881 - 892.
- ESPARZA, A., FAGIANO, M. Y PINOTTI, L., 1997. Contact aureole in the south portion of Cerro Aspero's Batholith (Córdoba, Argentina). Second International Symposium on granites and associated mineralizations. Extended abstract: 193-194. Salvador, Bahía.
- ESTRELLA, L., 1984. Estudio geológico-minero del yacimiento Natacha, Pedanía Río de los Sauces, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura (inédita). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 64 páginas.
- FAGIANO, M., PINOTTI, L.P., ESPARZA, A.M. Y MARTINO, R., 2002. La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, Provincia de Santa Cruz. Actas: 259-264.
- FAGIANO, M., PINOTTI, L.P. Y ESPARZA, A.M., 2004. Metamorfismo, deformación y magmatismo asociados en el tramo medio de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Actas pág. 315-320.

- FAGIANO, M., 2007. Geología y Petrología del basamento cristalino de las Albahacas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis Doctoral (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 380 páginas.
- GALLISKI, M., 1993. 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. 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 Comechingones, Córdoba. En Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 361-364, Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asociación Geológica Argentina, Revista 5(3): 81-110
- GORDILLO, C. E. Y LENCINAS, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Simposio de Geología Regional Argentina, 1:577-638. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- GORDILLO, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba. Miscelánea N° 68.
- GUERESCHI, A. Y MARTINO, R., 2003. Trayectoria textural de las metamorfitas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(1): 49-60.
- HUB, C. 1994. Estudio geológico-mineralógico y potencial económico de pegmatitas del Distrito Comechingones. Informe de Beca de Primer Nivel – CONICOR. 156 págs.
- HUB, C. 1995. Estudio geológico-mineralógico y potencial económico de pegmatitas del Distrito Comechingones. Informe de Beca de Primer Nivel – CONICOR. 172 págs.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for Rock-forming Minerals. American Mineralogist. 68: 277-279 p.
- LIRA, R., 1985. Tipología y evolución de las rocas graníticas en su relación con el hem ciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector Septentrional del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis Doctoral, 241 pp., inédito.
- LIRA, R. Y KIRSCHBAUM, A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay, S. M. y Rapela, C. W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska, pp. 67-76. Geological Society of America Special Paper 241, Boulder, Colorado.
- MARTINO, R., 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, revista 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.
- MEHNERT, K., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company, New York. 393 p.
- 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.
- 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: Ciclos famatiniano, gondwánico y ándico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(3), p. 467-485.
- NULLO, F., OTAMENDI, J. Y FAGIANO, M., 1995. Geología del Sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. 6° Simposio Sul-Brasileiro de Geología / 1° Encontro de Geología do Cone Sul, Boletín de resúmenes: 178-180.
- ODDINO, H., 2008. Geología del Cerro Asperzas, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 65 páginas.
- OMARINI, R. Y SUREDA, R., 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al Paleozoico inferior: modelos alternativos y problemas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 291-307, Mendoza.
- OTAMENDI, J., 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento precarbonífero del extremo sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba-San Luis, Argentina. Tesis doctoral (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 289 páginas.
- OTAMENDI, J. E., CASTELLARINI, P. A., FAGIANO, M. R., DEMICHELIS, A. H. Y TIBALDI, A. M., 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the Development and exhumation of Continental Crust on the Proto-Pacific Margin of Gondwana. Gondwana Research, V. 7, No. 4, pp. 1143-1155.
- PASSCHIER, C. Y TROW, R. 2005. Microtectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 366 p.
- PATERSON, S. R., VERNON, R. H. AND TOBISCH, O., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology, Vol. 11, No. 3, pp. 349-363.
- PETRELLI, H., 1988. Prefase de exploración de las minas Puigari y Monserrat. Dirección Nacional de Minería y Geología, Córdoba, inédito.
- PINOTTI, L., 1998. El Batolito Cerro Áspero. Modelo de Intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas. Universidad Nacional de Río Cuarto. Tesis Doctoral, 201 pp., inédito.
- PINOTTI, L., CONIGLIO, J. Y LLAMBÍAS, E., 1996. Características geológico estructurales del Plutón Alpa Corral, 32°38'-32°47' S y 64°55'-64°45' O. Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino. Actas 3:477-483. Buenos Aires.
- 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. 15:251-256.
- PINOTTI, L., TUBIA, J., D'ERAMO, F., VEGAS, F., SATO, N., CONIGLIO, J. Y ARANGUREN, A., 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Áspero Batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal of structural Geology, v.28: 834-849.
- RADICE, S., 2010. Análisis de fábricas metamórficas y deformacionales del basamento cristalino al sudoeste del paraje San José, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de licenciatura (inédito). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 140 páginas.

- RAMOS, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174.
- RAMOS, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- RAPELA, C., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. T.37: 313-330.
- RAPELA, C. W., TOSELLI, A., HEAMAN, L. y SAAVEDRA, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas: An inner Cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S. M. y Rapela, C. W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*, pp. 77-90. Geological Society of America Special Paper 241, Boulder, Colorado.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., KIRSCHBAUM, A. y BALDO, E.G.A., 1991b. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: ¿Evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Ampliados: 40-43.
- RAPELA, C.W., 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.W., CASQUET, C., BALDO, E., DAHLQUIST, J., PANKHURST, R. J., GALINDO, C. Y SAAVEDRA, J., 2001. Las orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology*. 27, 23-41.
- REY RIPOLL, M. 2008. Perfil geológico-estructural de la Faja de Cizalla Guacha Corral, Sierra de Comechingones, en los 32º45' S. Evaluación del potencial metalogenético. Tesis de Licenciatura (inédita). Dpto. de Geología, Fac. de Cs. Exactas, Fco-Qcas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto. (Biblioteca UNRC). 75 págs.
- RIOS, J., LOREDO, J. Y GARCÍA IGLESIAS, J., 1992. Características mineralógicas de depósitos auríferos ligados a zonas de cizalla (La Rioja, Argentina). 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 242-246. Salamanca.
- ROEDDER, E. 1984. "Fluid inclusions", in Ribbe, P. H. (Ed.) *Reviews in mineralogy: Mineral. Soc. Am.*, p. 12-644.
- SHEPHERD, T. J.; RANKIN, H.; ALDERTON, D. H. M. 1985. "A practical guide to fluid inclusion studies." Ed. Glasgow, Blackie & Son Limited, 238 p.
- SIBSON, R. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Jl. Geol. Soc. London*, 5 (133): 191-213.
- SIMPSON, C., LAW, R.D., GROMET, L.P., MIRÓ, R. Y NORTHRUP, C.J., 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., IRELAND, T., CAMACHO, A., LIONS, P., PIETERS, P. E., SKIRROW, R.G., STUART-SMITH, P Y MIRÓ, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. *Geological Society, London, Special Publication* 142, 259-281.

- SKIRROW, R.G.; CAMACHO, A.; LYONS, P.; PIETERS, P.E.; SIMS, J.P.; STUART-SMITH, P.G.; MIRÓ, R. 2000 "Metallogeny of the 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 Review* (17), pp. 39-81.
- SOMMARO, C. 2005. Geología y petrología de la zona Las Guindas-UNRC, Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura. 155 pp. (Inédito)
- SOMMARO, C.; FAGIANO, M. Y ESPARZA, A. 2006. Presencia de estaurolita en las rocas migmáticas estromatíticas del campo Las Guindas-UNRC, Sierra de Comechingones, Córdoba. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Trabajo, pág 435-438.
- STELZNER, A., 1873. Comunicaciones al professor H. B. Geinitz. En Ramos, V. (Eds.), *Las Provincias geológicas del Territorio Argentino*. *Geología Argentina*, 29 (3): 41-96. Buenos Aires, 1999).
- STUART-SMITH, P. Y LYONS, 1997. Geología y Metalogenia de las Sierras Septentrionales de Córdoba. *Anales*, 27. IGRM.
- STUART-SMITH, P.R. Y SKIRROW, R.G., 1997. Report on 1:1000000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Programa Nacional de Cartas Geológicas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, 43 páginas, Buenos Aires.
- ZAPPETTINI, E. O., 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *anales* 35: 75-103, Buenos Aires.