

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO

Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales. Departamento de
Geología



GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA DE YANZI, EXTREMO SUR-ORIENTAL DE LA SIERRA DE LA HUERTA, PROVINCIA DE SAN JUAN



Trabajo Final de Licenciatura
DARIO EZEQUIEL FERRERO

-2016-

DIRECTOR: **Dr. JUAN E. OTAMENDI**
CO-DIRECTOR: **Dr. EBER A. CRISTOFOLINI**

A Marcos.....

.....Que brille para vos la luz que no tiene fin.

INDICE

| | |
|---|-----------|
| RESUMEN | 6 |
| CAPÍTULO 1: GENERALIDADES | 7 |
| 1-1- INTRODUCCIÓN..... | 7 |
| 1-2- OBJETIVOS | 9 |
| 1-2.a) Objetivos generales | 9 |
| 1-2.b) Objetivos específicos | 9 |
| 1-3- UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA Y VÍAS DE ACCESO | 10 |
| 1-4- MATERIALES Y METODOLOGÍA..... | 11 |
| 1-4.a) Etapa de gabinete inicial..... | 11 |
| 1-4.b) Etapa de campo..... | 11 |
| 1-4.c) Etapa de laboratorio..... | 13 |
| 1-4.d) Etapa de gabinete final | 13 |
| CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO | 14 |
| 2-1- GEOLOGÍA REGIONAL | 14 |
| 2-2- GEOLOGÍA LOCAL..... | 23 |
| CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA DE YANZI..... | 32 |
| 3-1- ANTECEDENTES LOCALES..... | 32 |
| 3-2- GEOLOGÍA LOCAL..... | 36 |
| 3-2.1) Reseña general..... | 36 |
| 3-2.2) Descripción de los tipos litológicos | 38 |
| 3-2.2-1) Asociación máfica-ultramáfica..... | 38 |
| 3-2.2-1.a) Gabronorita anfibólica piroxénica | 38 |
| 3-2.2-1.b) Gabro anfibólico | 45 |

| | |
|---|------------|
| 3-2.2-1.c) Mela-gabronorita anfibólica piroxénica | 50 |
| 3-2.2-1.d) Peridotita piroxénica | 54 |
| 3-2.2-1.e) Leuco-gabronorita anfibólica piroxénica | 58 |
| 3-2.2-1.f) Anortosita | 62 |
| 3-2.2-2) Asociación intermedia | 65 |
| 3-2.2-2.a) Tonalita..... | 65 |
| 3-2.2-2.b) Diorita | 68 |
| 3-2.2-2.c) Cuarzo-diorita anfibólica | 72 |
| 3-2.2-3) Asociación metasedimentaria | 75 |
| 3-2.2-3.a) Migmatita metasedimentaria..... | 75 |
| 3-2.2-3.b) Mármol..... | 80 |
| 3-2.2-4) Asociación milonítica..... | 82 |
| 3-2.2-4.a) Protomilonita-milonita | 82 |
| 3-2.2-5) Asociación pegmatítica | 87 |
| 3-2.2-5.a) Pegmatita simple | 87 |
| CAPÍTULO 4: ESTRUCTURA INTERNA DE LA QUEBRADA DE YANZI | 90 |
| 4-1- RESEÑA GENERAL..... | 90 |
| 4-2- MACROESTRUCTURAS | 91 |
| 4-2.1) Encapado modal o magmático (<i>layering</i> magmático: S_{0a}) | 91 |
| 4-2.2) Foliación magmática (S_{0b})..... | 92 |
| 4-2.3) Foliación submagmática-subsólida de alta temperatura (S_1)..... | 94 |
| 4-2.4) Foliación migmática (S_1) | 96 |
| 4-2.5) Foliación milonítica frágil-dúctil (S_2) | 97 |
| 4-2.6) Foliación tectónica frágil (S_3) | 99 |
| CAPÍTULO 5: DISCUSIONES | 101 |

| | |
|--|------------|
| 5-1- SÍNTESIS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO | 101 |
| 5-2- SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN | 107 |
| 5-3- GÉNESIS DE LA TEXTURA CUMULAR..... | 108 |
| 5-4- GÉNESIS DE LA CORONAS DE REACCIÓN | 112 |
| 5-5- GÉNESIS DE LAS TEXTURAS DE REEQUILIBRIO EN ROCAS MÁFICAS- ULTRAMÁFICAS E INTERMEDIAS | 116 |
| 5-6- EVOLUCIÓN DE LAS ROCAS DE LA QUEBRADA DE YANZI EN EL MARCO GEODINÁMICO REGIONAL | 118 |
| CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES | 122 |
| CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA | 125 |
| ANEXO 1: MAPAS | 134 |
| ANEXO 2: TABLAS DE RESUMEN PETROGRÁFICO | 136 |
| ANEXO 3: TABLA DE CONTEO MODAL | 139 |

RESUMEN

En el presente trabajo se realizó la caracterización geológica, petrológica y estructural general del basamento cristalino en el ámbito de la Quebrada de Yanzi, Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. El área de estudio se encuentra ubicada en la región sur-oriental de la Sierra de La Huerta, a 12 Km hacia el norte de la localidad de Marayes. Dentro del contexto geológico regional, se circunscribe en el sector centro-occidental de la provincia geológica Sierras Pampeanas y forma parte del cinturón magmático Famatiniano de edad Ordovícica.

La porción central del bloque serrano de La Huerta exhibe un complejo ígneo-metamórfico compuesto por tres unidades litoestratigráficas principales. Estas son: 1- unidad de rocas ígneas máficas y ultramáficas (incluyendo las anfibolitas dominadas por texturas metamórficas); 2- unidad de rocas ígneas intermedias, incluyendo dioritas cuarzosas, tonalitas y granodioritas; y 3- unidad de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios, complejos de pegmatitas y granitos anatéticos.

En la zona de estudio se observa un dominio de rocas metamórficas para-derivadas, seguidas de rocas intermedias y máficas-ultramáficas. Específicamente, en la Quebrada de Yanzi afloran mayormente gabronoritas anfibólicas piroxénicas, intercaladas mediante contactos transicionales con peridotitas piroxénicas, gabros, anortositas y mela/leuco-gabronoritas anfibólicas piroxénicas.

Las rocas de la asociación máfica-ultramáfica se caracterizan por poseer una textura ígnea de tipo cumular, además de la textura coronítica de reacción en multicapas dispuestas en forma concéntrica alrededor del olivino, generadas por reacciones entre olivino y plagioclasa. En este sentido se definieron tres zonas: zona 1: ortopiroxeno; zona 2: anfíbol y zona 3: anfíbol + espinelo aluminico. Por último, existen seis rasgos estructurales denominados: (S_{0a}) encapado modal o *layering* magmático; (S_{0b}) foliación magmática; (S_1) foliación submagmática; (S_1) foliación migmática; (S_2)1 foliación milonítica frágil-dúctil y (S_3) foliación tectónica frágil.

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

1-1- INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada en el faldeo sur-oriental de la Sierra de La Huerta sobre la denominada Quebrada de Yanzi, en la provincia de San Juan, Argentina. La Sierra de La Huerta junto con las Sierras de Valle Fértil y Las Imanas constituyen una unidad orográfica con rumbo NNW-SSE, compuesta principalmente por rocas ígneas de edad Ordovícica (Pankhurst *et al.* 2000) y que se extiende a lo largo del límite este de la provincia de San Juan. Dicha unidad se vincula temporal y espacialmente con el evento tectonometamórfico y magmático denominado orogenia Famatiniana y se enmarca en la provincia geológica de Sierras Pampeanas, más precisamente constituye un bloque perteneciente a las Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1999).

En la Sierra de La Huerta, Vujovich *et al.* (1996) y Castro de Machuca *et al.* (1996), integran y definen las unidades estratigráficas dominantes y sus relaciones de campo. Estos trabajos muestran que la porción central del bloque serrano de La Huerta exhibe un complejo ígneo-metamórfico compuesto por tres unidades litoestratigráficas principales. Las mismas son: 1- unidad de rocas ígneas máficas y ultramáficas, incluyendo las anfibolitas dominadas por texturas metamórficas; 2- unidad de rocas ígneas intermedias, incluyendo granodioritas, tonalitas hasta dioritas cuarzosas; y 3- unidad de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios, agrupando a gneises, migmatitas, mármoles, anfibolitas espacialmente asociadas a mármoles y un cortejo de pegmatitas y granitos anatócticos.

En la zona de estudio fue descrito un dominio de rocas metamórficas para-derivadas, seguido de rocas ígneas intermedias y máficas-ultramáficas. Específicamente en la Quebrada de Yanzi presentan la mayor superficie de afloramiento las rocas pertenecientes a la asociación máfica-ultramáfica, siendo la gabronorita anfibólica piroxénica la más abundante.

A pesar de que la zona se conoce desde épocas coloniales dada la existencia de yacimientos metalíferos en las quebradas de Yanzi y Blanca, como así también en toda la extensión del distrito minero Marayes, la información geológica sobre la misma es

relativamente escasa y puntualizada. El primer antecedente de investigación pertenece a Llano y Castro de Machuca (1984), quienes mapearon la Quebrada de Yanzi en el ámbito de las minas, reconociendo rocas de grado medio a alto de metamorfismo regional dinamo-térmico (facies de anfíbolita y granulita) con protolitos ígneos de naturaleza máfica-ultramáfica y sedimentaria. Posteriormente Castro de Machuca *et al.* (1996), describieron los cuerpos ígneos máficos-ultramáficos del extremo sur-oriental de la Sierra de La Huerta, presentando a uno de los de mayor dimensión en la desembocadura de la Quebrada de Yanzi. Reconocieron texturas ígneas de tipo cumular y coronítica, restringiendo el metamorfismo de manera espacial y temporal respecto al emplazamiento de dichos cuerpos. En las Sierras de La Huerta y Las Imanas, Murra y Baldo (2006), determinaron las condiciones de presión y temperatura de dos eventos metamórficos, M1 en condiciones de grado medio a alto, 730 °C y 8,45 Kbar y M2 en facies de anfíbolita en condiciones de 720 °C y 4,3 Kbar, que afectaron a las rocas máficas (metacuarzo-noritas) y ultramáficas (metaperidotitas y metapiroxenitas coroníticas) de dichas serranías.

Por otro lado, Castro de Machuca *et al.* (2007), estudiaron en el ámbito de la Quebrada Blanca una faja de cizalla dúctil de rumbo NNW-SSE que afecta a metagabros. Reconocieron también el desarrollo de una textura coronítica en metagabros no deformados cuya génesis la vinculan a un primer metamorfismo en facies de granulita de presión media y otro en facies de anfíbolita alta. Finalmente, Castro de Machuca *et al.* (2007), y Castro de Machuca *et al.* (2011), estudiaron rocas volcánicas/sub-volcánicas neopaleozoicas-mesozoicas que intruyen el basamento del extremo sur de la sierra y que se asocian a las mineralizaciones metalíferas existentes de la zona.

Teniendo en cuenta lo expuesto arriba, el presente trabajo tiene como fin actualizar y ampliar la escala de mapeo de un área con explotaciones de recursos mineros que comenzó en la década de 1920. En lo que respecta al aspecto científico se sostiene como hipótesis el hecho de que en esta región está expuesta la base cortical del arco magmático Famatiniano, pudiendo así identificar y analizar procesos petrológicos y tectónicos en el interior de las cadenas volcánicas. Particularmente realizar un estudio petrográfico detallado de rocas que potencialmente representan acumulados de magmas máficos generados y emplazados en los niveles profundos de dicho arco.

1-2- OBJETIVOS

1-2.a) Objetivos generales

✓ Desarrollar un estudio geológico, petrológico y estructural general del basamento cristalino de la zona, que enmarca a los cuerpos gábricos que aparecen al norte de Marayes, en el sector de la Quebrada de Yanzi.

✓ Elaborar un mapa geológico del área de estudio a escala 1:15.000 en el que queden representados e integrados todos los resultados petro-estructurales obtenidos en esta investigación.

1-2.b) Objetivos específicos

✓ Realizar una caracterización petrológica–estructural del área, diferenciando, clasificando y delimitando los diferentes tipos litológicos.

✓ Diferenciar las unidades lito-estratigráficas en función de los tipos litológicos dominantes en cada una de ellas, y al mismo tiempo determinar las relaciones de campo y la correspondiente distribución areal de cada unidad.

✓ Confeccionar un mapa geológico general a escala 1:15.000 para exponer con claridad las relaciones de campo entre los diferentes tipos litológicos.

✓ Estudiar en detalle la constitución mineralógica de rocas máficas y ultramáficas con textura cumular, estructura original encapada y textura coronítica. Incluyendo detallados estudios petrográficos por luz transmitida.

✓ Observar mediante el análisis petrográfico los cambios mineralógicos y texturales que evidencien procesos magmáticos y postmagmáticos en rocas máficas y ultramáficas.

✓ Evaluar el origen de las rocas cumulares máficas y ultramáficas utilizando observaciones de campo y petrografía.

✓ Reconstruir la evolución geológica de la zona en el marco geológico regional.

✓ Elaborar un informe final en el que se sintetice e integre el conjunto de la información relevada y analizada.

1-3- UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra ubicada en el extremo sur-oriental de la Sierra de La Huerta, sobre la denominada Quebrada de Yanzi, a unos 12 Km al norte de la localidad de Marayes, en la provincia de San Juan, Argentina. Más precisamente se ubica entre los $31^{\circ}23'44,2''$ y $31^{\circ}25'27,8''$ S y $67^{\circ}18'33,1''$ y $67^{\circ}20'42,7''$ O, ocupando una superficie aproximada de 8 km².

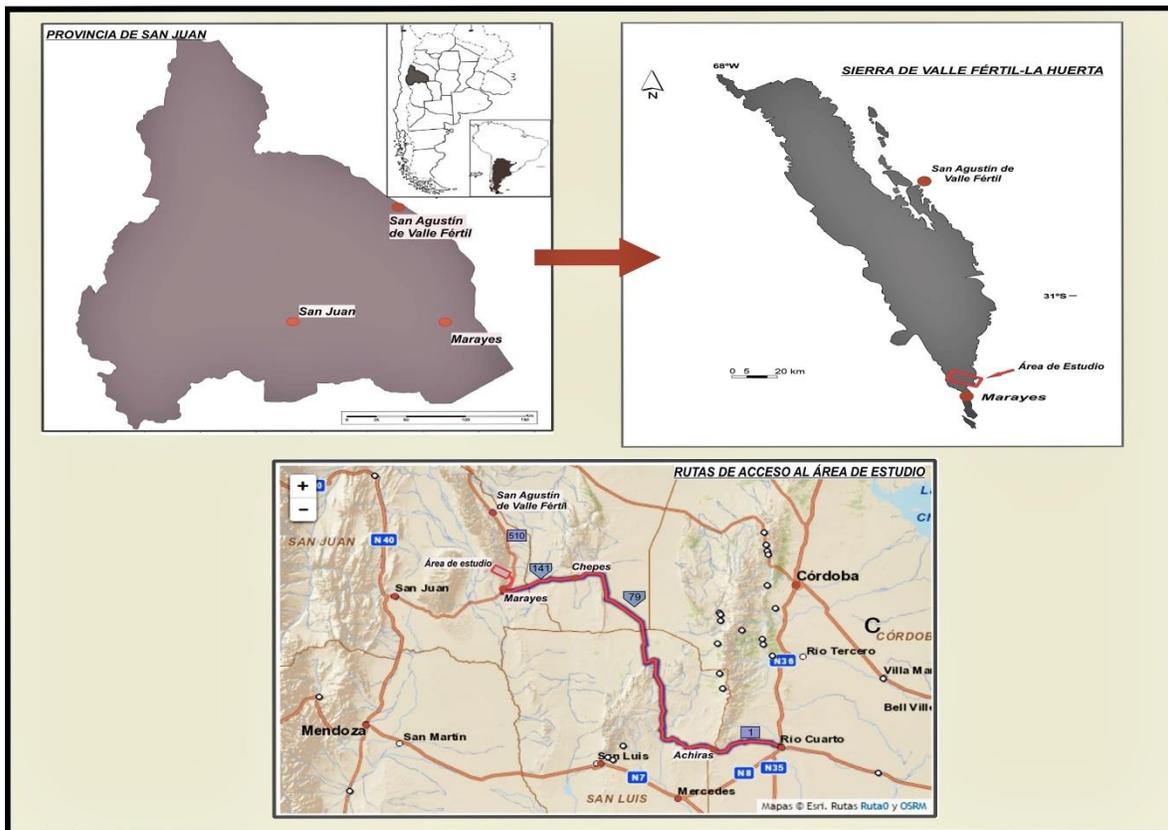


Fig. 1-3.1: Ubicación geográfica del área de estudio y vías de acceso

Fig. 1-3.1: Ubicación geográfica del área de estudio y los accesos a la misma, se destaca además la Sierra de Valle Fértil-La Huerta así como también las principales localidades.

Para acceder a dicha área se debe llegar a la localidad de Marayes a través de la ruta Nacional N° 141, ya sea desde Chepes (La Rioja) por el E o desde la ciudad de San Juan por el O, desde allí se debe conducir unos 9 km por la ruta provincial N° 510 en dirección a San Agustín de Valle Fértil, hasta llegar a tomar un desvío al O (Fig.1-3.1). A partir de este último punto, se circulan unos 5 Km a través de una huella minera antigua,

accediendo al límite oriental de la zona de trabajo (Fig.1-3.1).

1-4- MATERIALES Y METODOLOGÍA

Para alcanzar los objetivos planteados, se propusieron las siguientes etapas de trabajo:

1-4.a) Etapa de gabinete inicial

Esta primera etapa consistió en la recopilación y análisis de los antecedentes bibliográficos de la zona, además de lectura específica concerniente a metodologías de relevamiento geológico–estructural, mapeo y descripciones petrológicas. A partir del mapeo regional (Vujovich *et al.* 1996, 1998), imágenes satelitales y fotografías aéreas de escala aproximadamente 1:50.000 en formato papel, se realizó la fotointerpretación del área de estudio y se elaboró un mapa preliminar con información básica, el cual fue utilizado como apoyo para la descripción de la geología y donde se volcaron los datos obtenidos en campo.

1-4.b) Etapa de campo

Durante esta fase se realizaron tres viajes de campaña con un total de ocho días acumulados de trabajo en campo; relevando primeramente las quebradas mayores (quebradas Yanzi, San Pedro y Blanca) y luego quebradas menores secundarias, con el fin de corroborar límites de unidades.

En términos generales se procedió a chequear las observaciones realizadas durante el gabinete inicial. De esta manera se identificaron y describieron las distintas litologías aflorantes teniendo en cuenta sus relaciones de campo y distribución areal de las mismas. La caracterización geológica de la zona implicó la recolección de 50 muestras de mano geoposicionadas mediante la utilización de GPS (Fig.1-4.1: b), a las que se les efectuó su correspondiente análisis petrográfico.

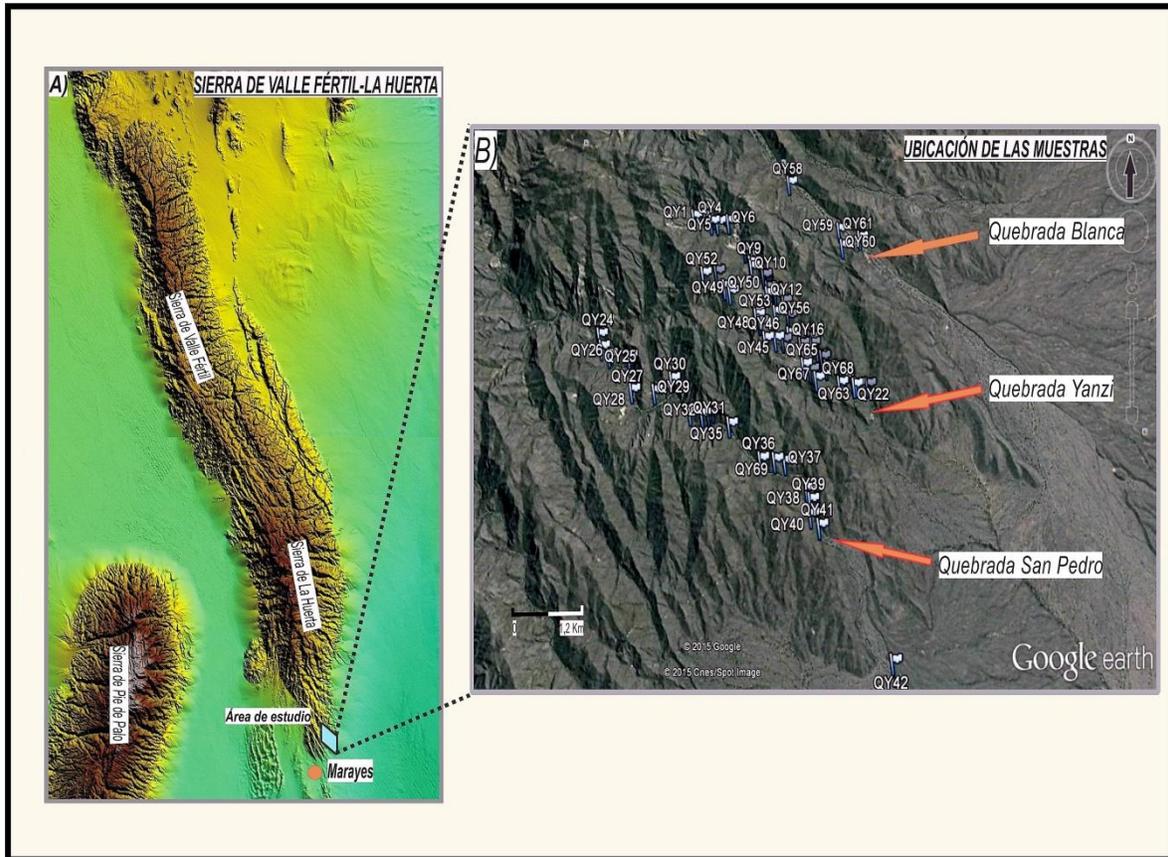


Fig.1-4.1: Imágenes digitales de la ubicación del área de estudio

Fig.1-4.1: a) Se observa el sector de trabajo en el contexto regional de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta en imagen Radar. b) Imagen de detalle de Google Earth en la que se destaca la localización de las muestras tomadas.

Además, se llevó a cabo el reconocimiento y relevamiento de las estructuras mesoscópicas magmáticas, metamórficas y tectónicas (foliaciones y lineaciones) presentes en la comarca, haciendo uso de brújula geológica tipo *Brunton*.

El relevamiento en campo se ejecutó sistemáticamente siguiendo la propuesta de los manuales de campo de Passchier y Trouw (1996), McClay (1987); entre otros. La información se volcó en campo en el mapa preliminar, en tanto que en la libreta de campo se registraron los datos petrológicos y estructurales, así como también esquemas de detalle y relaciones de campo entre los tipos litológicos, para lo cual se precisaron materiales tales como: lupa de mano, piqueta, maza y cámara fotográfica digital.

1-4.c) Etapa de laboratorio

Durante esta instancia se seleccionaron criteriosamente 31 muestras de mano de litologías representativas, a las que se les efectuó su correspondiente sección delgada y la ulterior descripción bajo microscopio binocular siguiendo los criterios propuestos por Passchier y Trouw (1996), Selley (1983) y Winter (2001). De este total, 23 muestras corresponden a litologías máficas–ultramáficas.

En dicho análisis se:

- a) determinaron los minerales esenciales y accesorios de las rocas ígneas.
- b) definieron las diferentes relaciones texturales presentes en las rocas ígneas, para luego evaluar las secuencias de cristalización (Selley 1983) y el origen de las texturas de reacción (Winter 2001).

Por otro lado, los datos estructurales relevados en campo, se procesaron utilizando el programa StereoNett versión 3.2. Se proyectaron en el hemisferio inferior los polos de las estructuras planares con el propósito de determinar los dominios estructurales existentes en las distintas unidades litológicas.

1-4.d) Etapa de gabinete final

La integración de los resultados de las etapas de campo, laboratorio y gabinete, permitió la confección de un mapa geológico general a escala 1:15.000 y esquemas representativos de secciones de interés. En ellos quedaron sintetizadas y representadas todas las características locales que definen la geología del área. Para ello se procedió a la digitalización y tratamiento de datos mediante la utilización del software Corel DRAW 14®.

Por último, se redactó el informe final donde se resumió la información obtenida en todas las etapas de la investigación.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2-1- GEOLOGÍA REGIONAL

La Sierras de Valle Fértil y La Huerta forman parte de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas, más precisamente constituyen un bloque de las Sierras Pampeanas Occidentales y son interpretadas como parte del cinturón magmático Famatiniano, el cual se caracteriza por la presencia dominante de rocas plutónicas y volcánicas del Ordovícico inferior (Ramos, 1999; ver Fig. 2-1.1). Dicha provincia geológica es una gran unidad morfoestructural mayor que se encuentra ubicada entre los 26° y los 33°30' de latitud S y los 64° a 68° de longitud O y está constituida por rocas ígneas y metamórficas formadas entre el Precámbrico superior y el Paleozoico inferior (González Bonorino, 1950). Está caracterizada como un conjunto de cordones montañosos relacionados como bloques fallados, limitados por extensas fracturas corticales andinas de alto ángulo que le proporcionan a los bloques un basculamiento hacia el este. De allí su peculiar morfología asimétrica con típicas laderas occidentales escarpadas y orientales tendidas.

La evolución geodinámica del margen proto-andino del supercontinente de Gondwana durante el Proterozoico superior y Paleozoico, estuvo caracterizada por repetidos procesos de subducción asociados al acoplamiento o cratonización de varios terrenos. En los últimos años, los nuevos datos de edades mediante el método de U/Pb en circones han demostrado que, en el ámbito de las Sierras Pampeanas y al este del lineamiento de Valle Fértil, se pueden distinguir tres ciclos tectónicos-metamórficos-magmáticos (Stuart y Smith *et al.* 1996; Rapela *et al.* 1998). Estos ciclos se denominaron:

- *Pampeano* (Neoproterozoico-Cámbrico inferior),
- *Famatiniano* (Ordovícico inferior y medio)
- *Achaliano* (Silúrico-Carbonífero inferior).

Esta idea había sido ya adelantada por Aceñolaza y Toselli (1976), quienes proponían distinguir a las Sierras Pampeanas en bloques que fueron formados durante el ciclo Pampeano (Cámbrico) y Famatiniano (Ordovícico-Silúrico).

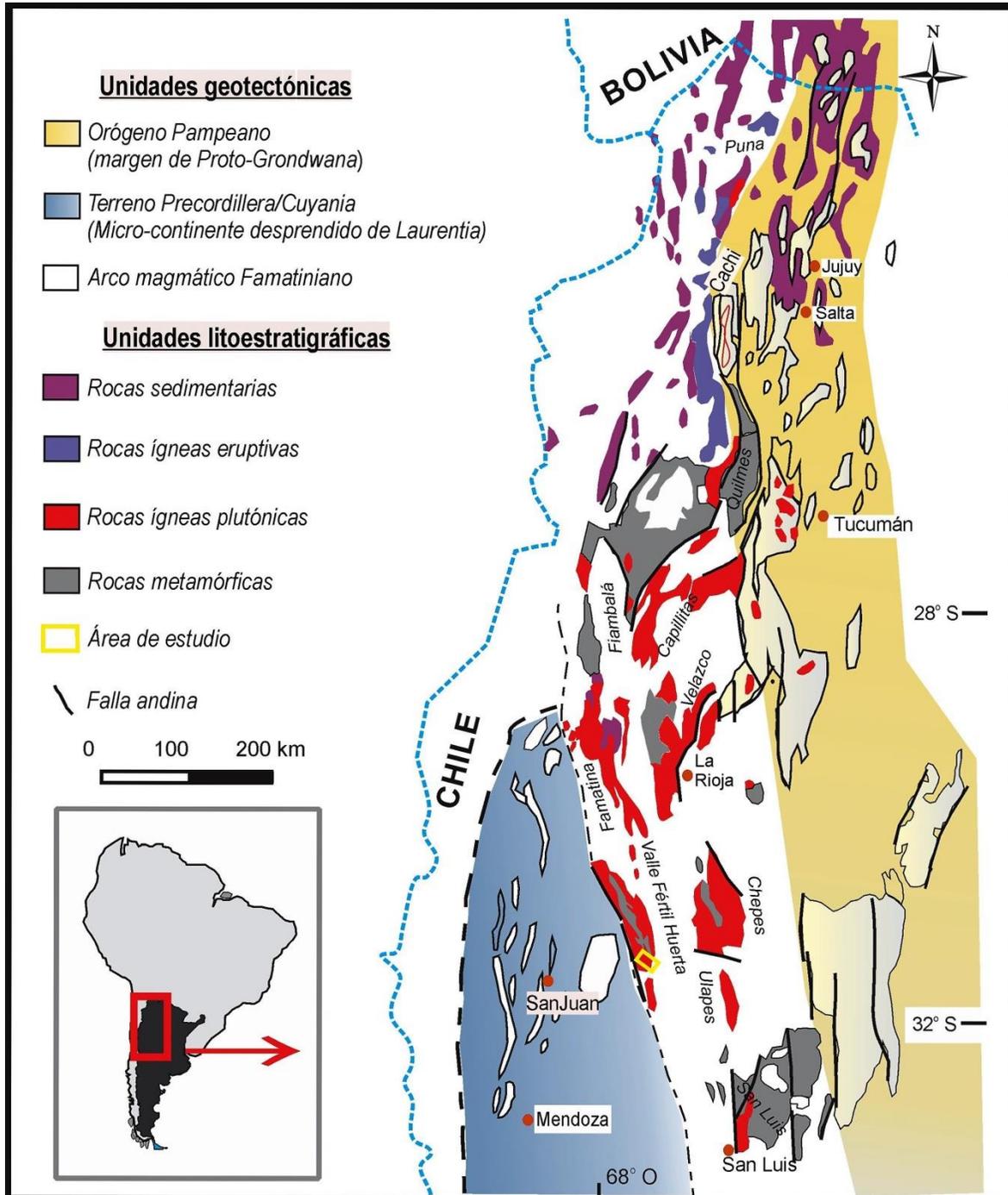


Fig. 2-1.1: Unidades geológicas y geotectónicas

Fig. 2-1.1: Unidades geológicas y geotectónicas principales del oeste y noroeste de Argentina, tomadas de Caminos y González, (1996). Se resaltan el cinturón orogénico Pampeano, el terreno de Precordillera/Cuyania y el arco magmático Famatiniano, dentro de este último se muestran las principales unidades litoestratigráficas y se indica el área de trabajo dentro del bloque montañoso de la Sierra de La Huerta.

El primer ciclo orogénico, Pampeano, es el responsable de la génesis del basamento ígneo-metamórfico polideformado del tramo oriental de las Sierras Pampeanas, involucrando a la totalidad de las Sierras de Córdoba, Santiago del Estero y Tucumán (Ramos, 1988; Kraemer *et al.* 1995) como así también se vincula con la depositación, plegamiento y metamorfismo de bajo a muy bajo grado, de la potente secuencia turbidítica que conforma la formación Puncoviscana (Omarini, 1983) en el noroeste de nuestro territorio (Fig. 2-1.1). En base a los numerosos estudios, se han planteado muchas hipótesis asociadas a la evolución de estas zonas y por ende a la naturaleza geodinámica del ciclo orogénico Pampeano, temporalmente prolongado entre el Proterozoico superior y el Cámbrico inferior (Ramos, 1999; Ramos *et al.* 2010).

Teniendo en cuenta los dominios litológicos-estructurales del tramo oriental de las Sierras Pampeanas se puede esbozar una evolución general del ciclo, que se inició en el Proterozoico tardío con el desarrollo de una cuenca de margen pasivo, instalada en el margen Gondwánico, luego de la dispersión del supercontinente Rodinia. Se puede relacionar al ciclo orogénico con la transformación de los depósitos de la cuenca vinculado a: 1- la acreción y colisión de terrenos alóctonos sobre el margen occidental del Cratón del Río de La Plata (Ramos 1988, 1995; Kraemer *et al.* 1995, 1996; Demange *et al.* 1993; Escayola *et al.* 1996; Rapela *et al.* 1998); 2- a un arco continental y un prisma de acreción (Nothrup *et al.* 1998); o 3- a un ambiente extensional producido por subducción de una dorsal y advección de calor por yuxtaposición de la astenósfera sobre la base de un prisma de acreción (Simpson *et al.* 2001; Gromet *et al.* 2005). Martino y Guerreschi (2006), usando el modelo 3 pero considerando la ocurrencia de ciclos de contracción-extensión, propusieron un orógeno tipo "*pull-push*" (Lister *et al.* 2001; Forster y Lister, 2006).

Por otro lado, en el noroeste argentino el ciclo orogénico Pampeano también posee diversas y contrapuestas hipótesis en cuanto a su génesis y ambiente tectónico. No obstante, para Puncoviscana se resumen tres hipótesis: 1- los depósitos se originaron en un sistema de rift, con generación de corteza oceánica y activación final de una zona de subducción (Omarini y Sureda 1993); 2- los materiales evolucionaron en una clásica cuenca intracratónica o de margen pasivo (Jezek *et al.* 1985); o 3- la formación Puncoviscana se depositó en una cuenca de antepaís en el borde occidental del terreno de Pampia amalgamado al Cratón del Río de La Plata (Kraemer *et al.* 1995; Keppie y Bahlburg 1999), en donde la fase deformacional-metamórfica es consecuencia de la

posterior colisión entre el terreno de Arequipa-Antofalla y el protomargen (Pampia-Cratón Río de La Plata).

El segundo ciclo, Famatiniano, originalmente definido por Aceñolaza y Toselli (1976), se relaciona a un conjunto de eventos magmáticos-metamórficos y deformacionales que afectaron al norte y centro de Argentina. El ciclo es el responsable de la generación de un extenso cinturón plutónico-volcánico, que se reconoce desde la Puna salteña hasta sus estribaciones más australes en la provincia de La Pampa, denominado "Arco Magmático Famatiniano" (Toselli *et al.* 1996; ver Fig. 2-1.1); relacionado a subducción y que fue activo desde el Cámbrico más superior al Ordovícico medio (Rapela *et al.* 1992).

La estratigrafía del arco Famatiniano es compleja y cambia a lo largo del mismo. Este hecho se debe a los sucesivos ciclos tectónicos mayores que lo afectaron (orogénesis Oclóyica, Chánica, Gondwánica y Andina) y han exhumado, soterrado, e incluso yuxtapuesto y duplicado distintos niveles corticales del arco. Los niveles más profundos del mismo se encuentran expuestos aproximadamente entre los 28° y 33° de latitud S reflejando, muy probablemente, el efecto sumado que tienen, entre estas latitudes, la combinación de la tectónica de colisión que cerró y exhumó el arco y las fuerzas andinas donde la subducción activa de la placa de Nazca es subhorizontal (Barazangi e Isacks, 1976). Por su parte, las rocas volcánicas Famatinianas afloran entre los 22° y 28° de latitud S, intercaladas con bancos sedimentarios Ordovícicos en la región de la Puna y Cordillera Oriental (Turner y Méndez 1979; Coira *et al.* 1999) y la Sierra de Famatina (De Alba, 1979; Mannheim y Miller 1996; Fanning *et al.* 2004; ver Fig. 2-1.1).

Entre los 30° y 33° de latitud S los complejos ígneos-metamórficos que se formaron durante el Ordovícico en niveles medios de la corteza, están expuestos fundamentalmente en tres sistemas serranos: San Luís, Ulapes-Chepes-Los Llanos, y La Huerta-Valle Fértil con dominios de rocas plutónicas calcoalcalinas-metaluminosas de típica afinidad I , y subordinadamente aparecen rocas con tendencias félsicas-peraluminosas. En cambio en las Sierras de Fiambalá, Capillitas, Zapata y Velazco, esta tendencia es representada en relación invertida. Dicho conjunto plutónico está asociado a rocas metamórficas de medio a alto grado, subordinadas en proporción, y cuya edad se asocia en íntima correlación a las del magmatismo de la zona (475-470 Ma; ver Rapela *et al.* 2001; Otamendi *et al.* 2008; Cristofolini *et al.* 2010; Ducea *et al.* 2010).

Por otra parte, el sistema de Famatina se ubica en una faja de orientación N-S en

el meridiano 68° de longitud O y paralelos 27° 30´ a 30° 30´ S, abarcando las Sierras de Las Planchada, Narváez, la Sierra de Famatina que luego de la Quebrada de Miranda se llama Sierra de Sañogasta, Sierra de Vilgo y Sierra de Paganzo. Dicho sistema se diferencia de Sierras Pampeanas por la presencia de sedimentitas marinas y secuencias volcano-sedimentarias de edad ordovícica, que lo relacionan a su vez con el ambiente geológico de la Puna. No obstante, se distingue de esta última provincia geológica por la abundancia de granitoides, característica que a su vez lo asocia con las Sierras Pampeanas.

Hacia el norte, el sistema de Famatina, da paso a la región de la Puna donde se evidencia la presencia de dos cinturones magmáticos (Coira *et al.* 1999; Coira y Koukharky, 2002). Uno al este del eje principal del arco, denominado Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Méndez *et al.* 1972), donde se reconocen intercalaciones de secuencias clásticas y volcanoclásticas submarinas, asociadas a lavas y cuerpos subvolcánicos silícicos y basálticos (Coira y Koukharky, 2002). El otro cinturón, expuesto al oeste de la Puna y norte de Chile, bajo el nombre de Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Palma *et al.* 1986), exhibe sucesiones sedimentarias marinas intercaladas con lavas dacíticas-riolíticas, depósitos piroclásticos e intrusivos graníticos, máficos y ultramáficos (Hongn y Riller, 2007; Coira *et al.* 1999; Viramonte *et al.* 2007; Coira *et al.* 2009).

Finalmente, de acuerdo a la hipótesis más aceptada al presente, el ciclo orogénico Famatiniano se habría iniciado a los 495 Ma (Cámbrico superior) dada la restauración de la subducción debajo del basamento Pampeano, el cual constituía para el Ordovícico inferior el protomargen occidental de Gondwana. El magmatismo de arco culmina en el Ordovícico superior por la colisión, a los 465 Ma, de una microplaca litosférica alóctona derivada de Laurentia (Terreno Cuyania o Precordillera). Este evento implica la presencia generalizada de fajas de rocas miloníticas de rumbo sub-meridional y gran recorrido, superpuestas a las rocas del frente orogénico (por ej., Sierra de Chepes, Pankhust *et al.* 1998; Sierra de Velasco, López *et al.* 1996; Rossi *et al.* 2000; Sierra de Famatina, Saal *et al.* 1996; Durand y López, 1996), como en el antepaís Pampeano (Sierras de Córdoba, Kraemer *et al.* 1995; Martino, 2003). Esto se ha definido dentro del ciclo Famatiniano, como la fase orogénica Oclóyica.

Durante el tercer ciclo, Achaliano, se emplazan en las Sierras Pampeanas, grandes batolitos post-Famatinianos (poscolisionales o anorogénicos) constituidos por granitos ricos en K (ej., Batolitos de Achala y Cerro Áspero) que marcan una nueva etapa

de reciclado cortical en niveles profundos asociado a la orogénesis Achaliana (Sims *et al.* 1998).

Seguido y en discordancia erosiva se depositaron sobre el basamento cristalino del Paleozoico inferior a medio, los sedimentos Neopaleozoicos a Eotriásicos, mayormente continentales, correspondientes al Grupo Paganzo. El mismo consta de una división tripartita constituida por Paganzo I-II (Carbonífero-Pérmico) y Paganzo III (Triásico). Con posterioridad, dichas sedimentitas fueron agrupadas en tres Supersecuencias depositacionales denominadas por sus formaciones principales: Guandacol, Tupe y Patquía-De la Cuesta (Frenguelli, 1944; Fernández Seveso *et al.* 1991; Furque *et al.* 1999). Dichos depósitos se asocian a la cuenca Paganzo, de tipo intra-cratónica y constituida por una serie de depocentros controlados por profundas discontinuidades corticales generadas por las orogenias del Paleozoico inferior (Fig. 2-1.2: a). Asimismo, es necesario mencionar que para el Devónico, Astini (1996), describe el desarrollo de una serie de eventos deformacionales asociados a los movimientos Chánicos, un mayor grado de acoplamiento en el margen protopacífico (eventual acreción del terreno Chilenia), responsables de la discordancia entre los depósitos pre-Carboníferos y los pos-Carboníferos.

Con posterioridad, a comienzos del Mesozoico (Triásico), se generaron sistemas de fallas normales en respuesta a un periodo tectónicamente distensivo, que a escala global se vincula con el inicio de la dispersión del supercontinente Pangea. Esto da lugar a la evolución de un conjunto de sistemas de rift conocidos a nivel regional como rift Triásicos, los cuales se disponen precisamente en las zonas de suturas o límites tectónicos entre los terrenos amalgamados en la evolución paleozoica (Cuyania y Chilenia; ver Ramos 2004; Ramos *et al.* 2010) del Gondwana Occidental (Fig. 2-1.2: b). Asociado al mismo periodo y a lo largo del lineamiento de Valle Fértil (límite entre el terreno Cuyania y el arco magmático Famatiniano; Ramos *et al.* 2010), se generaron numerosos depocentros en rosario, tectónicamente aislados y de tipo hemigrábenes asimétricos, entre los cuales se destacan los depocentros de Ischigualasto, Marayes, Las Salinas y Beazley (Fig. 2-1.2: b). En estas cuencas intracratónicas se depositaron sucesivas secuencias silicoclásticas de potencias variadas, llegando hasta los 2000 m, de características netamente continentales y asociadas a típicos basaltos alcalinos de intraplaca.

Por otra parte, la estructuración Cenozoica de los Andes, particularmente entre los

27° y 33° de latitud S, se relaciona con las variaciones en la geometría de la zona de subducción y un mayor grado de acoplamiento entre la placa de Nazca y Sudamericana, como consecuencia del arribo a la trinchera de la dorsal asísmica Juan Fernández. Esto se ha expresado en el arco magmático como una variación en las propiedades geoquímicas del vulcanismo Neógeno y la cesación de la actividad hace aproximadamente 10 Ma y en el antepaís como el desarrollo de fajas plagadas y corridas de piel fina y exhumación de bloques de basamento Precámbrico-Paleozoico (Siame *et al.* 2006; ver Fig. 2-1.3: b).

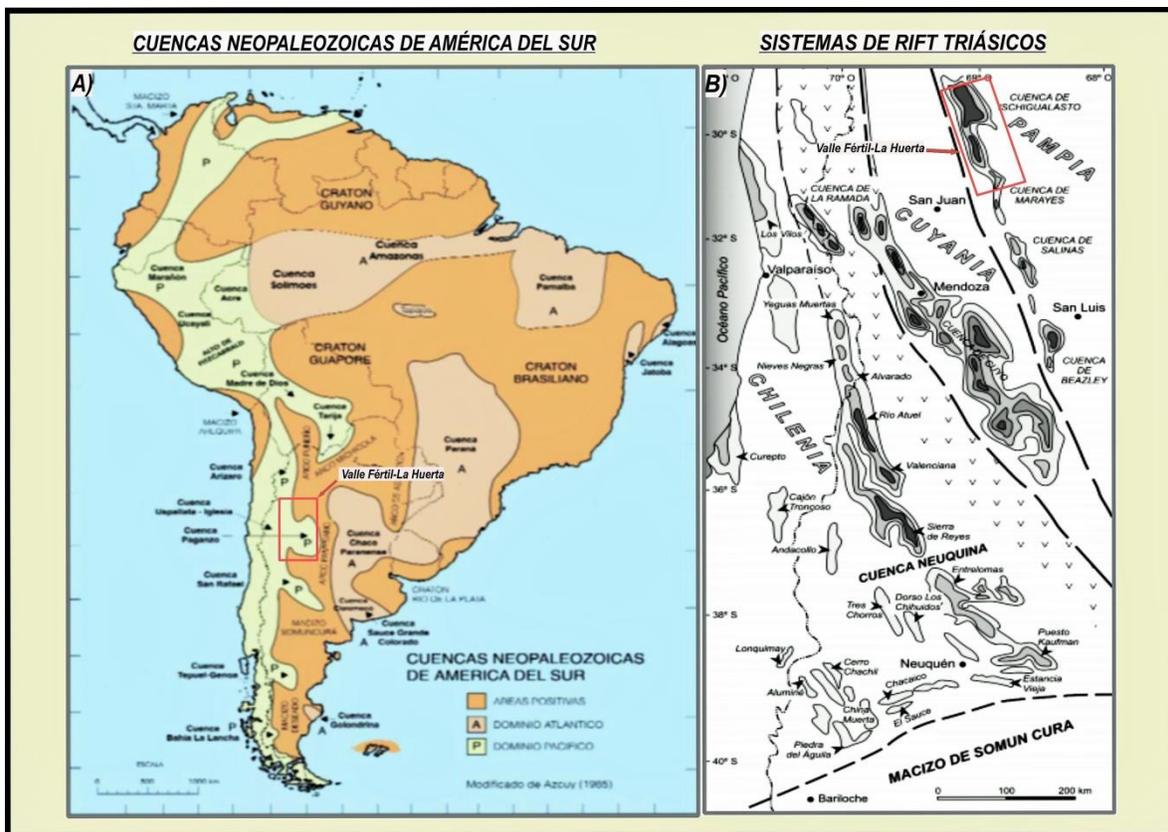


Fig. 2-1.2: Mapa de las cuencas extensionales y de retroarco para el Carbonífero-Triásico

Fig. 2-1.2: a) Mapa de distribución de las cuencas del Paleozoico superior en América del Sur, tomado de Azcuy *et al.* 2007, para la Asociación Geológica Argentina. b) Control tectónico de los rift Triásicos a Eojurásicos, basado en Álvarez y Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001; Giambiagi *et al.* 2003. En ambas figuras se señala la posición que ocuparía la serranía de Valle Fértil-La Huerta.

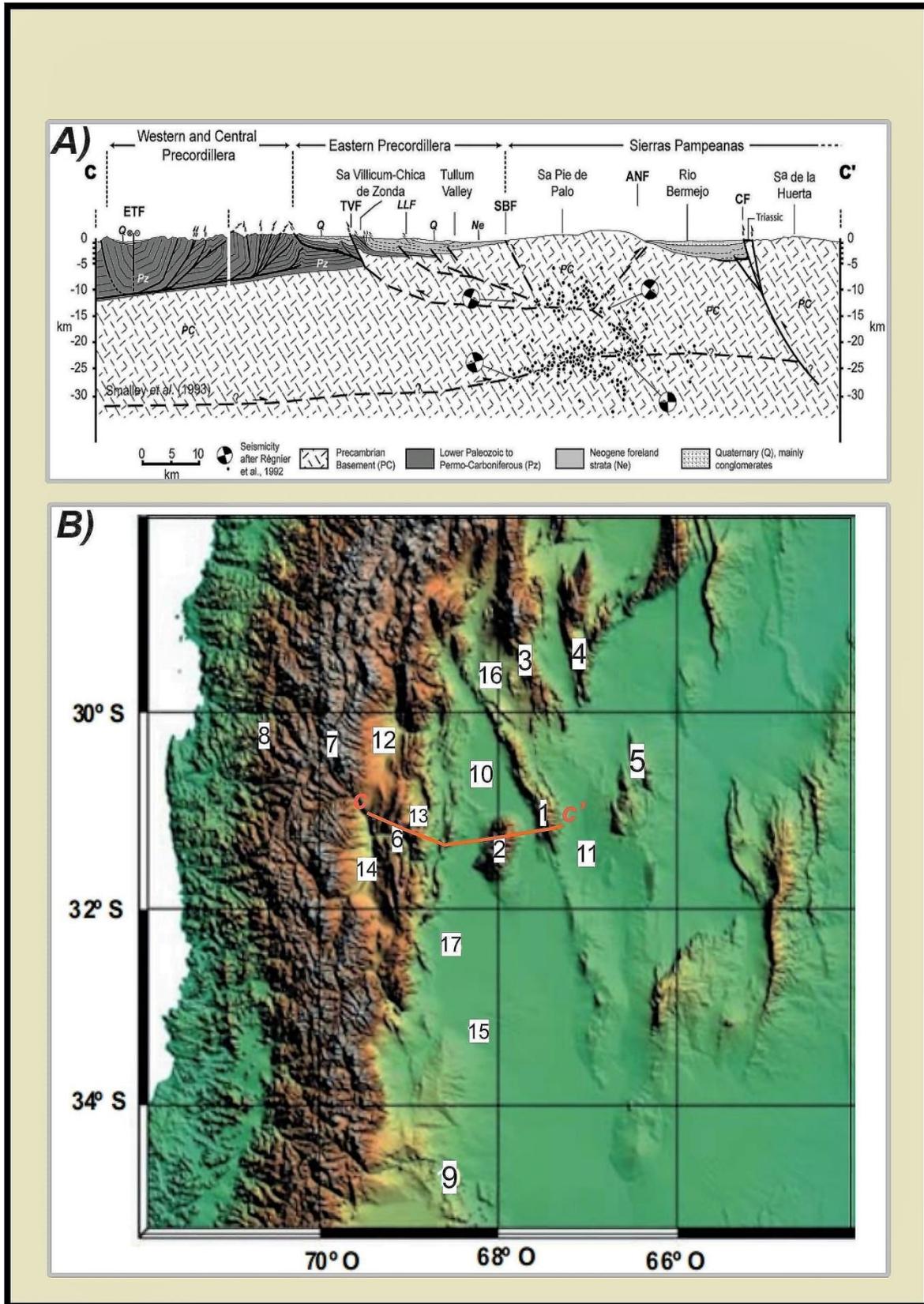


Fig. 2-1.3: Estructuración Cenozoica de los Andes

Fig. 2-1.3: a) Sección esquemática C-C' aproximadamente a los 31° 30' S mostrando las estructuras mayores de la Precordillera y Sierras Pampeanas. Se observa que la Precordillera Occidental y Central poseen vergencia oriental (típicamente andina) mientras que la Precordillera Oriental posee vergencia opuesta (tipo Pampeana), además esta última involucra basamento en la deformación. b) Imagen de topografía digital del sur de los Andes Centrales mostrando la faja plegada y corrida de la Precordillera y regiones adyacentes: 1) Sa. Valle Fértil-La Huerta. 2) Sa. Pie de Palo, 3) Sa. Famatina, 4) Sa. Velasco. 5) Sa. Los Llanos. 6) Precordillera. 7) Cordillera Frontal, 8) Cordillera Principal, 9) Sa. Poñón Trehué 10) Cca. del Bermejo, 11) Bolsón de Mascasín, 12) Bolsón de Iglesia, 13) Bolsón de Gualilán, 14) Va. Calingasta, 15) Cca. Cuyo, 16) Cca. Ischigualasto, 17) Cca. Jocolí.

La región de retroarco del oeste de Argentina puede ser considerada como un antepaís oblicuamente convergente, donde las deformaciones Plio-Cuaternarias se relacionaron a esfuerzos de *strike-slip* y compresivos que están localizados en Precordillera y Sierras Pampeanas (Siame *et al.* 2005). Estas últimas provincias geológicas se caracterizan por poseer regímenes estructurales compresivos de vergencia opuesta: el cinturón plegado y corrido de piel fina de Precordillera con vergencia E y los bloques de basamento de Sierras Pampeanas con vergencia O (Fig. 2-1.3: a). Entre los 29° y 33° de latitud S, el antepaís andino está caracterizado por la disposición de cuatro elementos morfoestructurales mayores: Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (Fig. 2-1.3: b).

El sistema plegado y corrido de Precordillera está separado de Cordillera Frontal al occidente por la cuenca Calingasta-Iglesia, de tipo piggyback y elongada en sentido N-S; en tanto que al E es flaqueada por la cuenca de antepaís del Bermejo, que a su vez la separa de las Sierras Pampeanas. La cuenca miocena del Bermejo se desarrolló primeramente entre los 20 y 7.3 Ma aproximadamente como una simple cuenca de antepaís adyacente a los corrimientos de la Precordillera Oriental y Central (Jordan *et al.* 2001). Luego de un corto periodo de menos de 1 Ma como cuenca de antepaís simétrica, se desarrolló en los últimos 6.5 Ma como una cuenca de antepaís asimétrica asociada a los corrimientos y plegamientos de la Precordillera Central/Oriental y a la estructuración de los bloques de basamento Pampeano, principalmente de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta.

Actualmente, se puede registrar la mayor actividad tectónica y de levantamiento en la región de Sierra de Pie de Palo. En las Sierras de Chepes los depósitos sinorogénicos de la formación los Llanos fueron datados como Pliocenos, una edad parcialmente corroborada con mamíferos fósiles hallados en travertinos asociados a una

actividad hidrotermal, posterior al centro volcánico o a la actividad tectónica de la falla. Estas fallas no poseen actividad durante el Neógeno, como ha sido registrado en la región occidental. La deformación continúa hacia el oeste, primero en las Sierras de Chepes y Valle Fértil, y actualmente en la Sierra de Pie de Palo. En esta última, la deformación comenzó aproximadamente a los 3 Ma., y continúa en el presente con una tasa de acortamiento cercano a los 4 mm/a y un levantamiento de 1 mm/a (Ramos y Vujovich, 2000).

El bloque Valle Fértil-La Huerta presenta una orientación NNW-SSE que junto con el basamento de la Sierra de Guasayán y otros bloques menores al sur, están siendo levantados por una falla que buza al este y se ubica en el borde oeste del bloque (Jordan y Allmendinger, 1986). Esta falla coincide, a escala regional, con el lineamiento de Valle Fértil. Datos de geofísica indican la existencia de una paleo-sutura que correspondería al límite entre el terreno alóctono desmembrado de Laurentia (Cuyania/Precordillera) y el margen autóctono de Gondwana (Giménez *et al.* 2000). Esta sutura está ubicada en el sector occidental del arco magmático Famatiniano, inmediatamente al oeste de la Sierra Valle Fértil-La Huerta (por debajo de la cubierta sedimentaria de la cuenca del Bermejo), asociada a importantes fajas de milonización y deformación dúctil intensa que coincide con una estructura cortical profunda (Cominguez y Ramos, 1991). Edades Ar/Ar en muscovita indican que esta sutura fue activa hasta los 390 Ma, lo cual correspondería con el momento de la consolidación final del terreno Pampia y la deformación dúctil registrada en las Sierras Pampeanas (Ramos *et al.* 1996). Estos datos geofísicos, junto a la geología regional, permitieron establecer que la Sierra de Valle Fértil-La Huerta constituyen la porción de basamento plutónico occidental del arco magmático Ordovícico (Famatiniano) desarrollado sobre el borde de Gondwana.

2-2- GEOLOGÍA LOCAL

Las Sierras de La Huerta y Las Imanas constituyen la continuación austral de la Sierra de Valle Fértil. Estas tres unidades en su conjunto se extienden por más de 180 km de longitud y 33 km de ancho en el límite oriental de la provincia de San Juan (Fig. 2-2.1), ubicadas entre los 29° 55' y 31° 28' de latitud S y los 67° 15' y 68° 10' de longitud O y se vinculan con el desarrollo y evolución del arco magmático Famatiniano (Fig. 2-2.1) en el borde occidental del Gondwana, durante el Ordovícico inferior y superior (488-467

Ma).

La geología del bloque serrano de La Huerta ha sido relevada casi completamente, y presentada a diferentes escalas (Vujovich *et al.* 1996; Castro de Machuca *et al.* 1996; Murra y Baldo, 2006; Otamendi *et al.* 2008; Castro de Machuca *et al.* 2012). Asimismo, de estos trabajos surgieron contribuciones científicas que abordaron aspectos específicos de la petrología de las entidades estratigráficas de esta sierra. Vujovich *et al.* (1996), Castro de Machuca *et al.* (1996) y Murra y Baldo, (2006); presentan estudios detallados de distintos sectores de la Sierra de La Huerta y definen en la denominada Loma de Las Chacras, un complejo ígneo-metamórfico que está en contacto tectónico con el núcleo central de la Sierra de La Huerta. Dichos autores concluyen que las anfibolitas del área de Loma de Las Chacras, podrían corresponder a una secuencia de arco islándico desarrollada sobre una corteza atenuada y posteriormente acrecionada al margen Gondwánico, mientras que las rocas ortoderivadas del cuerpo serrano principal de La Huerta corresponderían a las raíces de un arco magmático (Vujovich *et al.* 1996, 1998). Recientemente, Casquet *et al.* (2012), muestran que Loma de Las Chacras representa una parte de la cuenca de ante-arco del arco magmático Famatiniano, en la cual se extruyeron típicos basaltos de composición química e isotópica muy primitiva.

El bloque serrano de La Huerta, donde se centrará este trabajo final de licenciatura, al O está limitado tectónicamente por una extensa faja de cizalla que lo puso en contacto con la secuencia metamórfica de alta presión expuesta en la pequeña Sierra Loma de Las Chacras (Vujovich, 1995; Murra y Baldo, 2006). En tanto que al E, la secuencia litológica se pierde bajo la cubierta de sedimentos clásticos continentales, aluviales y fluviales del Permo-Triásico, Paleógeno-Neógeno y Cuaternario (Fig. 2-2.1). Es decir que en toda la franja central y oriental de la sierra se encuentran preservadas las relaciones geológicas originadas durante el estadio de arco magmático, en tanto que al O, y en claro contraste, se encuentra una faja amplia y bien definida donde se aprecia una completa obliteración de los rasgos petrológicos y estructurales originales (Otamendi *et al.* 2011). Específicamente, las texturas, estructuras y relaciones espaciales de naturaleza ígnea están parcial o totalmente borradas por el desarrollo de fábricas tectónicas generadas durante la exhumación del arco (Cristofolini *et al.* 2010).

Es importante aclarar que a partir de los numerosos estudios realizados en los últimos años (Castro de Machuca *et al.* 2007; Viñao, 2007; Otamendi *et al.* 2008, 2008 b,

2009; Quevedo, 2008; Tibaldi *et al.* 2009, 2011; Baliani, 2009; Cristofolini *et al.* 2009, 2010; Falcone, 2010; Gallien *et al.* 2010; Ducea *et al.* 2010; Baliani *et al.* 2012; Cristofolini, 2012; entre otros) en la Sierra Valle Fértil-La Huerta, se han definido y mapeado cuatro unidades lito-estratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica, las cuales fueron denominadas de manera no formal y en base a las características petrológicas de las litologías que la componen como: unidad máfica, intermedia-transicional, silícica y metasedimentaria (Fig. 2-2.1). Las mismas se disponen de O a E dentro del bloque serrano (máfica-intermedia-transicional-silícica), caracterizando una evolución progresiva de las litologías de menos a más evolucionadas; también se indica en el mismo sentido una variación en el nivel de paleo-profundidades, progresivamente más superficiales al E. En cambio, la unidad metasedimentaria, se distribuye de manera errática intercalada con todas las unidades ígneas mencionadas (Cristofolini, 2012).

La porción central y oriental del bloque serrano de La Huerta exhibe un complejo ígneo-metamórfico compuesto por tres de las cuatro unidades lito-estratigráficas mencionadas arriba. Estas son: 1- unidad de rocas ígneas máficas y ultramáficas, incluyendo las anfibolitas dominadas por texturas metamórficas; 2- unidad de rocas ígneas intermedias, incluyendo dioritas cuarzosas, tonalitas y granodioritas; y 3- unidad de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios, agrupando a gneises, migmatitas, mármoles, anfibolitas espacialmente asociadas a mármoles y un cortejo de pegmatitas y granitos derivados de la fusión parcial de los protolitos fértiles.

La unidad de rocas máficas es de amplia extensión en todo el cordón serrano Valle Fértil-La Huerta, particularmente en la porción centro-occidental del mismo y su estribación austral, caracterizándose por sus extremos terminales en cuñas irregulares, interdigitados con las litologías asociadas (Fig. 2-2.1). Las rocas dominantes dentro de esta unidad son: gabro hornbléndico, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica, peridotita anfibólica piroxénica con capas de dunita, intercalaciones de dioritas y tonalitas, esta última muy relegada en proporción. Excluyendo las zonas de milonitización, estas rocas carecen de deformación y preservan la mayoría de las veces las estructuras y texturas ígneas originales, razón por la cual es posible reconocer el desarrollo de texturas primarias de tipo cumular y coronítica y ocasionalmente se insinúa *layering* (estratificación magmática, Castro de Machuca *et al.* 1996).

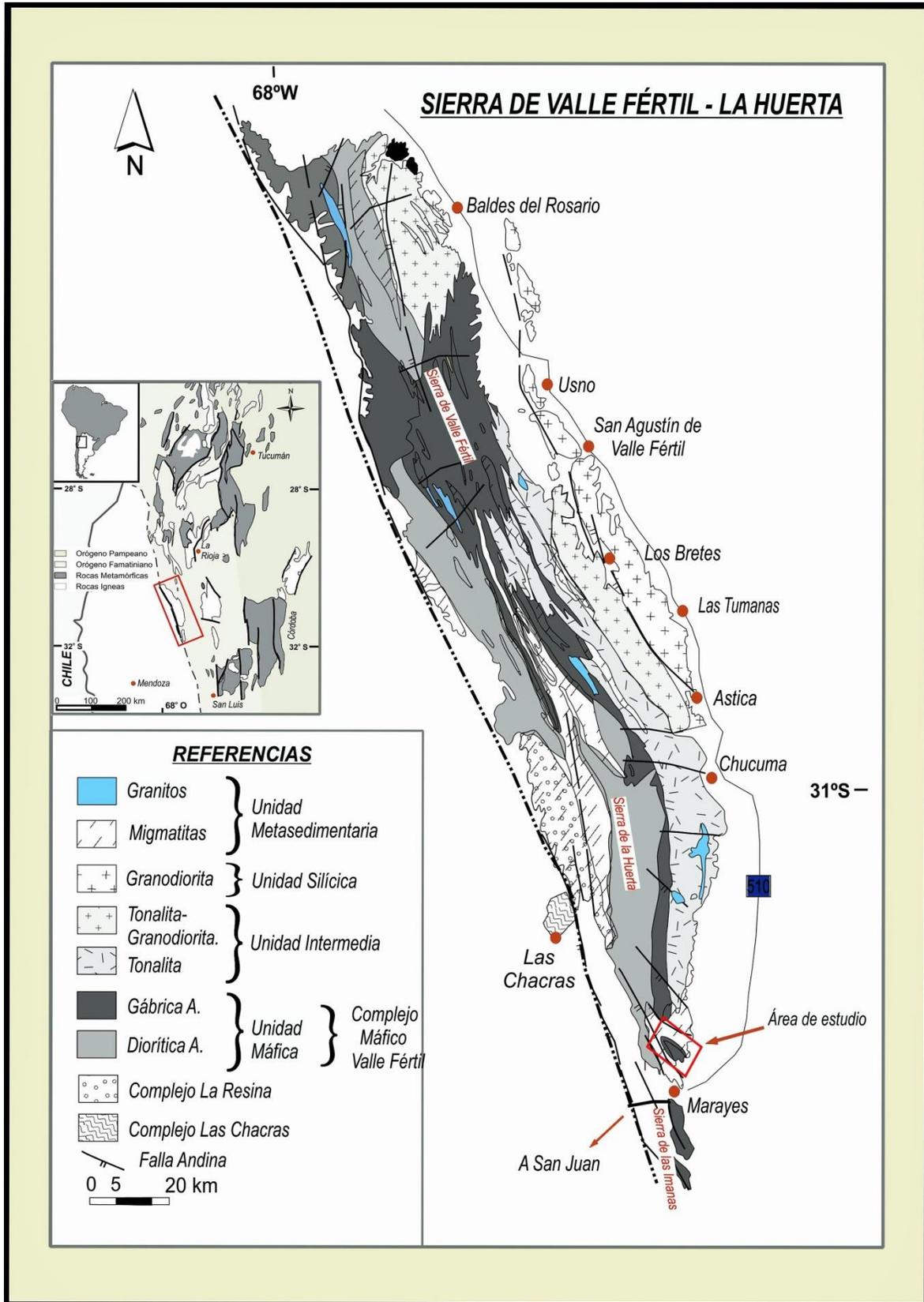


Fig. 2-2.1: Mapa geológico simplificado de la Sierra Valle Fértil-La Huerta

Fig. 2-2.1: Mapa geológico simplificado de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta mostrando la ubicación del área de trabajo. El mapa representa una compilación de las Hojas Geológicas de Mirré, (1976); Marín y Ramos, (1988); Vujovich *et al.* (1998); Furque *et al.* (1999); Ramos y Vujovich, (2000) y considerando los trabajos de Vujovich *et al.* (1996); Viñao, (2007); Otamendi *et al.* (2008, 2009); Quevedo, (2008); Baliani, (2009); Falcone, (2009); Cristofolini *et al.* (2010); Tibaldi *et al.* (2011); Tibaldi *et al.* (2012) y Baliani *et al.* (2012).

Las rocas máficas pueden ocurrir desde grandes cuerpos discretos, sugiriendo que hubo cámaras magmáticas considerables con acumulación de rocas ultramáficas en las bases, hasta pequeños diques/sills entre metasedimentos u otras rocas más evolucionadas, con todas las variaciones intermedias en dimensiones y relaciones de campo. Los contactos entre esta unidad con otras litologías pueden variar de netos a transicionales, ocasionalmente se observan zonas de reacción e hibridación con metasedimentos. Dentro de esta unidad, Quevedo (2008), describió en la quebrada del Jaboncillo un dominio de rocas máficas correspondiente a gabronorita hornbléndica piroxénica con textura cumular y bandeo composicional, conteniendo a su vez a un cuerpo máfico-ultramáfico. Este último se compone de gabronorita olivínica (porción máfica) también con textura ígnea cumular y coronítica y de peridotita hornbléndica piroxénica (porción ultramáfica) con textura cumular y encapado magmático. Del mismo modo, Baliani (2009), en cercanías al paraje Las Juntas, en la porción central de la Sierra de Valle Fértil describió un cuerpo máfico-ultramáfico en un contexto dado por gabronorita hornbléndica piroxénica. Este cuerpo muestra una variación litológica de O a E según: gabronorita olivínica, gabronorita anfibólica, dunita, gabronorita anfibólica piroxénica y peridotita anfibólica piroxénica, con presencia de textura ígnea cumular y coronítica.

La unidad de rocas intermedias en sílice ocurre a gran escala como cuerpos elongados a modo de lentes, bolsones o cuerpos discretos de dimensiones variadas y se compone de dioritas cuarzosas, tonalitas y granodioritas (Fig. 2-2.1). Particularmente las dioritas y tonalitas se caracterizan por una marcada foliación magmática de rumbo NNW-SSE, dada por la orientación subparalela de plagioclasa y minerales ferromagnesianos a modo de bandas máficas y félsicas. Son frecuentes los enclaves máficos lentiformes e intrusiones a modo de diques o sills máficos de grano fino que tienden a estar orientados con la foliación mesoscópica. Asimismo, la foliación magmática es paralela a los diques como así también a los enclaves máficos, sean estos tratados como individuos o como un

enjambre (Otamendi *et al.* 2009).

Por otro lado, las secuencias metasedimentarias de la Sierra de La Huerta pueden dividirse en dos fajas distintivas, oriental y occidental (Vujovich, 1995). La faja oriental comprende los metasedimentos pelíticos y grauváquicos migmatizados que afloran en el cuerpo serrano principal (porción centro-oriental), extendiéndose hacia el sur en la Sierra de Las Imanas y otros afloramientos menores hasta el Cerro Guayaguás (Vujovich *et al.* 1996; Galindo *et al.* 2004; Murra y Baldo, 2006). Rocas metamórficas como mármoles, parafibrolitas y calcosilicáticas están subordinadas respecto a gneises y migmatitas (Otamendi *et al.* 2008; Gallien *et al.* 2010). Las paragénesis metamórficas indican condiciones de presión y temperatura intermedias. La asociación mineral distintiva es cordierita-granate-biotita-sillimanita; sobre cuya base Otamendi *et al.* (2008) y Gallien *et al.* (2010), estimaron temperaturas alrededor de 800 °C y presiones entre 6,1-7,0 Kbar.

Edades U/Pb en circones del metamorfismo han sido publicadas por Gallien *et al.* (2010), señalando variaciones entre 500 y 478 Ma para el evento metamórfico acaecido en la zona. Por su parte, la faja occidental aflora en el área de Lomas de Las Chacras (flanco occidental de la Sierra de La Huerta), y como se mencionó arriba está separada de la faja oriental por una zona de intensa deformación, reactivada a lo largo del tiempo geológico y asociada al lineamiento Valle Fértil (Fig. 2-2.1). Esta faja occidental se caracteriza por la presencia de sedimentos metamorfizados en condiciones de mayor presión que la faja oriental, y se distingue por la presencia de la paragénesis metamórfica cianita-granate-biotita, característica de la facies de anfibolita alta a granulita (Vujovich, 1995). Los cálculos termobarométricos realizados por Casquet *et al.* (2001), indican presiones de 12 Kbar y temperaturas de 770 °C, consistentes con las facies antes mencionadas (ver Casquet *et al.* 2012). Estas secuencias fueron migmatizadas después de alcanzar el pico bórico, ya que se observa el crecimiento de porfiroblastos de muscovita encerrando a cristales de cianita en los leucosomas cuarzo-feldespáticos (Vujovich, 1995).

Las rocas metamórficas están presentes en toda la Sierra de La Huerta, no obstante, varían desde pequeños lentes o septos interdigitados dentro de las unidades ígneas máfica e intermedia, hasta fajas potentes (>2 km de espesor). Cabe destacar que cuando forman bancos potentes, las metasedimentitas están densa y regularmente interdigitadas con los *sills* máficos.

Finalmente, los datos geocronológicos disponibles para las Sierras de Valle Fértil

y La Huerta, tanto del pico metamórfico como los que acotan al magmatismo activo (entre los 500 y 460 Ma), sugieren que el plutonismo Famatiniano fue aproximadamente coetáneo con el metamorfismo.

Por otro lado, sobre el basamento cristalino del Paleozoico inferior y medio del núcleo serrano principal Valle Fértil-La Huerta, se depositaron en discordancia erosiva sucesivas secuencias sedimentarias desde el Carbonífero-Pérmico hasta la actualidad. De este modo ocurren depósitos continentales (conglomerados y estratos rojos) del Grupo Paganzo, asociados a una cuenca intracratónica que registra unidades Neopaleozoicas a Eotriásicas (Fig. 2-1.2: a). La sucesión estratigráfica de la cuenca de Paganzo fue dividida en 4 Supersecuencias (Frenguelli, 1944; Fernández Seveso *et al.* 1991, en Furque *et al.* 1999) en función de las principales discordancias reconocidas: Guandacol, Tupe y Patquía de la Cuesta inferior y superior. El relleno de la cuenca en su dominio oriental (oeste de Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales) se inició con depocentros aislados con alta tasa de subsidencia, a lo que prosiguió un estadio de colmatación y conexión de los mismos y la inherente expansión de la cuenca. De este modo los depósitos alcanzaron su mayor extensión areal solapando parcialmente altos estructurales como Precordillera y Sierra de Valle Fértil.

Es preciso mencionar que en la Sierra de La Huerta existen una serie de cuerpos volcánicos-subvolcánicos que intruyen al basamento y que se vinculan genéticamente a yacimientos de plomo-cinc-plata y oro. Tal es caso de la andesita Marayes Viejo y la dacita el Arriero ubicados en el sector sur-occidental y nor-oriental de la sierra, respectivamente, y la unidad ígnea Quebrada Blanca, al norte de la Quebrada de Yanzi (Fig. 2-2.2: a), la cual incluye un cuerpo hipavisal de pórfido riolítico, un cuerpo de brechas magmático-hidrotermales y diques felsíticos-riolíticos (Castro de Machuca *et al.* 2011). El rango de edades absolutas de estos afloramientos abarca entre los $299,9 \pm 3,6$ Ma y 246 ± 8 Ma indicando una sucesión de eventos magmáticos casi continua y acorde con una evolución petrogenética en este sector de las Sierras Pampeanas a partir del Carbonífero superior-Pérmico inferior. Actividad que se vincula a nivel regional con el magmatismo responsable de la provincia ígnea Choiyoi (Castro de Machuca *et al.* 2007).

Por otro lado, las sedimentitas clásticas continentales Triásicas del grupo Marayes vinculadas al depocentro Marayes-El Carrizal, con morfología en hemigraben, se dispone al E de la megafactura de Valle Fértil y por ende en el pie de monte occidental de un conjunto de serranías, desde Loma de Las Chacras al N y siguiendo al S bordeando las

Sierras de La Huerta, Imanas, La Salada, La Carretilla, El Estanque y Guayaguás (Fig. 2-2.2: b). A partir de la Sierra de Catantal, provincia de San Luis, es cubierto en gran parte por sedimentos cretácicos del grupo El Gigante. Este rift Triásico, si bien coincide con el decaimiento de la actividad volcánica del grupo Choiyoi muestra significativa participación de sedimentos volcanoclásticos y piroclásticos. Asimismo, tanto en Marayes como en los demás rift activados en el periodo Triásico, se implanta durante el Cretácico un segundo ciclo de sinrift y de menor desarrollo que el primero.

Finalmente, en la estratigrafía se discriminan depósitos Cenozoicos (Neógenos, Paleógenos y Cuaternarios). Los depósitos Cuaternarios, generalmente inconsolidados se disponen en ambos faldeos de la sierra, representados estos por sedimentos aluviales gruesos, arenas y gravas cuyos principales componentes son rodados del basamento que constituyen acumulaciones coluviales y aluviales de los cauces actuales.

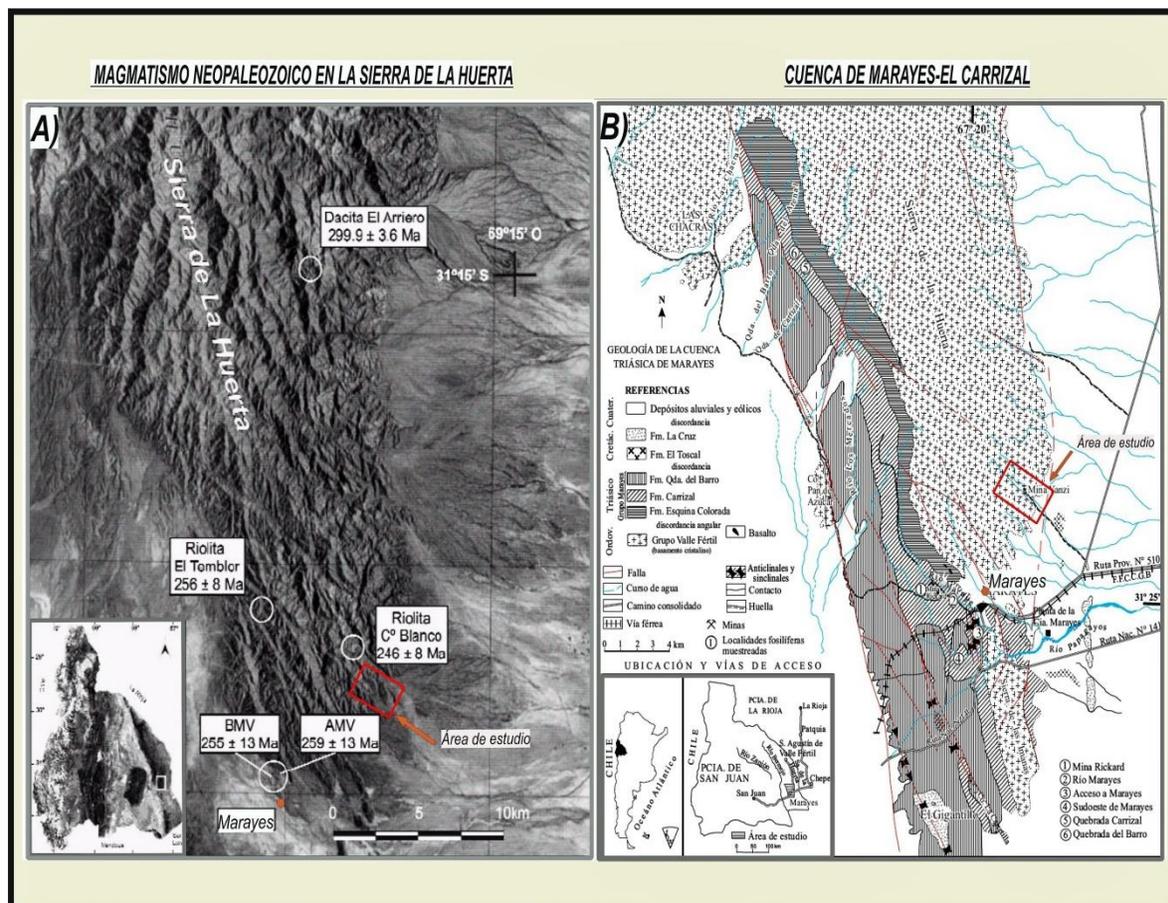


Fig. 2-2.2: Sierra de la Huerta

Fig. 2-2.2: a) Imagen satelital de la Sierra de La Huerta, con la localización de los afloramientos volcánicos con sus respectivas edades radimétricas. Los datos son de Ramos *et al.*

1988 y Castro de Machuca *et al.* 1998, 2001, 2005; en tanto que el mapa es tomado y modificado de Castro de Machuca *et al.* 2007. BMV: Basalto Marayes Viejo, AMV: Andesita Marayes Viejo. b) Mapa de ubicación de la Cuenca Triásica Marayes-El Carrizal. Perteneciente a Bossi, (1976) y tomado y modificado de Lutz y Arce, 2013.

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA DE YANZI

3-1- ANTECEDENTES LOCALES

El área que abarca el presente trabajo final queda comprendida entre las quebradas San Pedro y Blanca, donde se ha realizado un estudio detallado principalmente de la denominada Quebrada Yanzi, en la región sureste de la Sierra de La Huerta, a unos 12 Km al norte de la localidad de Marayes (Fig. 3-1.a).

En dicha quebrada se han llevado a cabo, antes del presente trabajo, diversas investigaciones (Fig. 3-1.a) tales como la realizada por Llano y Castro de Machuca (1984), quienes reconocieron rocas de grado medio a alto de metamorfismo regional dinamotérmico (facies de anfibolita alta y granulita). Basados en la ausencia de feldespatos potásicos y las relaciones texturales, concluyeron que las rocas originales son máficas (anfibolitas) que, por metamorfismo regional de alto grado pasan a granolitas y granoblastitas (nomenclatura de Winkler, 1974). También señalaron el desarrollo de una textura coronítica en granolitas piroxeníticas, dada por hipersteno y más raramente clinopiroxeno, rodeados anularmente por hornblenda verde pálida, poco pleocroica y sin clivaje intercrecida con espinelos; cuya génesis se debe a fenómenos de metamorfismo retrógrado y/o reacciones metasomáticas. A su vez coexiste otra hornblenda prismática con propiedades más acentuadas, desvinculada de las coronas, y explican los intercrecimientos simplectíticos de espinelo en los piroxenos y/o hornblenda por la reacción: cordierita + granate = hipersteno + espinelo + cuarzo; la cual requiere temperaturas superiores a los 900° C y que no coinciden con la realidad de campo.

Por otro lado, Castro de Machuca *et al.* (1996), distinguieron dentro del basamento metamórfico de La Huerta, litologías con protolitos sedimentarios y litologías con protolitos ígneos. Dentro de este último grupo, dominado por gneises dioríticos-tonalíticos caracterizaron a una serie de afloramientos máficos-ultramáficos relativamente pequeños y expuestos en casi todas las quebradas del flanco oriental del extremo sur de la sierra (uno de los de mayor dimensión localizado en Qda. Yanzi), a los que agruparon en una unidad denominada asociación máfica-ultramáfica (Fig. 3-1.a). Dentro de esta asociación, reconocieron el desarrollo de texturas ígneas de tipo cumular en algunas rocas ultramáficas y coronítica, con coronas de ortopiroxeno rodeando núcleos de olivino

y coronas de ortopiroxeno, clinopiroxeno y más externamente hornblenda. Las mismas fueron interpretadas como el resultado de reacciones entre los minerales primeramente formados y el magma residual, durante el proceso de cristalización, con desarrollo de hornblenda por hidratación tardiomagmática de los piroxenos a los que reemplaza. Además, concluyeron que el metamorfismo de alta temperatura afectó a estas rocas sólo parcialmente y de manera localizada resultando en la formación de una textura en mosaico poligonal (neoblastos de plagioclasas, hipersteno y/u hornblenda) y que la química y mineralogía de la asociación máfica-ultramáfica indican un origen residual para la misma, como facies segregada del mismo magmatismo basáltico que, al evolucionar, dio lugar a las masas mesosilicicas a básicas (actuales gneises dioríticos).

Del mismo modo, Murra y Baldo (2006), discriminaron dentro de las Sierra de La Huerta y Las Imanas rocas metamórficas derivadas de protolitos ígneos de carácter básico a intermedio (unidad metaígnea) y metamorfitas derivadas de sedimentos pelíticos-psamíticos (unidad metasedimentaria) asociadas a rocas ultramáficas metamorizadas (Fig. 3-1.a). Basados en la petrografía y termobarometría de las unidades metaígneas de tipo metacuarzo-noritas, metaperidotias y metapiroxenitas dedujeron un primer evento metamórfico M1 cuyas condiciones son de grado medio a alto con 730 °C y 8,45 Kbar, y un segundo evento M2 en facies de anfibolita responsable de las coronas de reacción en las metapiroxenitas, en condiciones de 720 °C y 4,3 Kbar. En función a esto indican que con posterioridad al clímax metamórfico M1, se produce un alzamiento rápido de 12-14 km que induce la descompresión cuasi-isotérmica de las rocas de la Sierras de La Huerta-Las Imanas y establecieron una zonación transversal del arco Famatiniano entre los 30° a 32° de latitud S diferenciando: 1- un ambiente del arco oriental, sobre basamento Pampeano y representado por plutones tonalíticos-trondhjemitcos y granodioríticos, 2- un ambiente de arco central ocupando las Sierras de Los Llanos, Ulapes y Chepes, con batolitos compuestos por rocas intermedias y granitos anatéticos y 3- un ambiente de arco magmático occidental localizado en las Sierras de Valle Fértil, La Huerta y Las Imanas con rocas ígneas intermedias, máficas y ultramáficas emplazadas a profundidades de al menos 20 km.

Posteriormente, Castro de Machuca *et al.* (2007), en un área comprendida entre las quebradas de Yanzi y Sanjuanina, estudiaron una faja de cizalla dúctil de rumbo NNW-SSE (Fig. 3-1.a). Acorde a la petrografía y química mineral de metagabros sin deformación y metagabros milonitizados en la Quebrada Blanca, concluyeron que los

gabros se emplazaron a baja presión entre los 470-490 Ma durante el desarrollo de arco magmático Famatiniano. Luego a los 460 Ma ocurre un metamorfismo regional en facies de granulita registrado en las coronas de clinopiroxeno+ortopiroxeno+espinelo alrededor de olivino, con aumento de presión a alta temperatura dado el espesamiento cortical en el mismo arco activo. Prosigue un metamorfismo en facies de anfíbolita alta con aparición de anfíbol, espinelo y plagioclasa evidenciando la continuidad de las reacciones involucradas en dichas coronas. Finalmente, dos eventos de metamorfismo dinámico son responsables del desarrollo de fajas de cizallas, generando a los 450 Ma milonitas de grado alto y a los 432 Ma milonitas de grado medio, ambos eventos asociados a la acreción del terreno alóctono de Precordillera al margen sudoeste de Gondwana.

Nuevamente Castro de Machuca *et al.* (2007), realizan una reseña del basamento de la Sierra de La Huerta al describir la andesita Marayes Viejo (denominada originalmente como Pórfido Marayes Viejo) y la dacita El Arriero o Pórfido El Arriero (Fig. 3-1.a), cuyas edades quedan comprendidas entre el Carbonífero superior-Pérmico, en concordancia con el inicio del ciclo magmático-metalogénico Gondwánico. Del mismo modo Castro de Machuca *et al.* (2011), en el estudio de la unidad ígnea Quebrada Blanca (Pérmico superior-Triásico inferior), describen brevemente el basamento cristalino en el ámbito de la quebrada homónima (Fig. 3-1.a). Concluyen que tal unidad representaría la facies póstuma del magmatismo Gondwánico en la región.

Por último, cabe mencionar la existencia en la Quebrada de Yanzi de dos minas actualmente abandonadas, denominadas Bella Blenda (ex Yanzi) y Cristal Blenda (ex Argentina) las cuales eran productoras de Pb-Zn-Ag. Castro de Machuca *et al.* (2010), las caracterizaron como cuerpos vetiformes resultado del reemplazo de cuerpos de mármoles del basamento cristalino a lo largo de zonas de cizalla (Fig. 3-1.a).

Actualmente, la geología de Yanzi (junto a Quebrada Blanca) ha sido relevada en diversos estudios de carácter minero principalmente y circunscriptos a las minas, y se carece de una investigación reciente y detallada en cuanto a su petrología, estructura y características petrogenéticas de sus rocas.

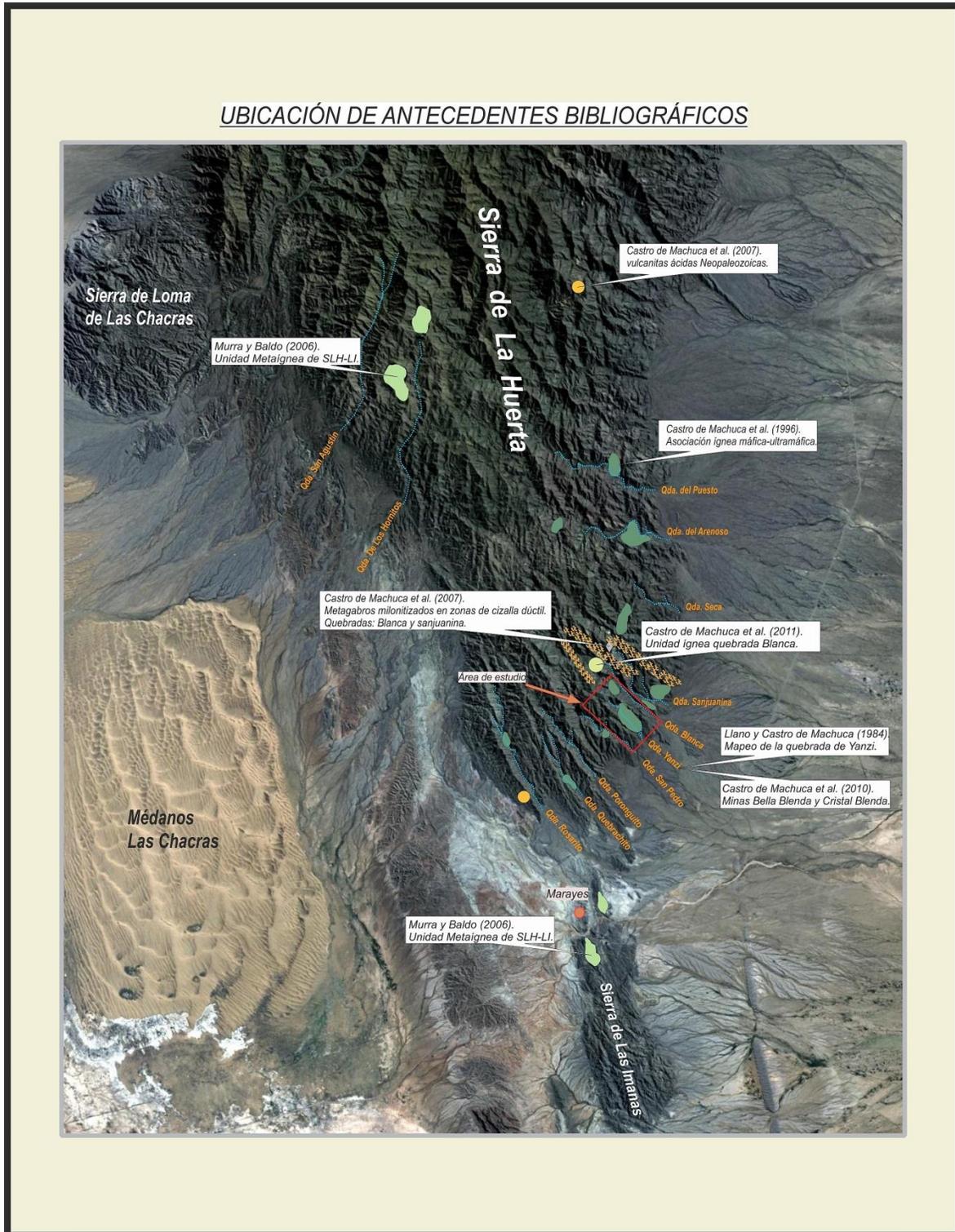


Fig. 3-1.a: Ubicación geográfica de trabajos previos y del área de estudio en el ámbito de la Sierra de La Huerta y Las Imanas.

3-2- GEOLOGÍA LOCAL

3-2.1) Reseña general

El análisis petrológico que se presenta a continuación está basado en el relevamiento de datos de transectas petro-estructurales principales correspondientes a las quebradas: Yanzi, San Pedro y Blanca, como así también quebradas secundarias asociadas a las primeras.

El área de estudio ubicada en el sector sur-oriental de la Sierra de La Huerta se compone de un basamento ígneo-metamórfico de edad ordovícica que ocupa casi la totalidad de la misma. Se reconocen además, rocas subvolcánicas Neopaleozoicas-Mesozoicas que intruyen a dicho basamento. Depósitos modernos agrupados e indiferenciados como sedimentos Cuaternarios (cuyos principales componentes son rodados del basamento) se adosan al pie de la sierra en el faldeo oriental.

El basamento cristalino de la comarca se jerarquizó en unidades litoestratigráficas según lo dispuesto por el Código Argentino de Estratigrafía (CADE 1992) y en función a esto surgen cinco asociaciones litológicas distintivas, cada una de ellas con tipos litológicos característicos:

Asociación Máfica-Ultramáfica:

- Gabronorita Anfibólica Piroxénica
- Gabro Anfibólico
- Mela-gabronorita Anfibólica Piroxénica
- Peridotita Piroxénica
- Leuco-gabronorita Anfibólica Piroxénica
- Anortosita

Asociación Intermedia:

- Diorita
- Cuarzo-Diorita Anfibólica
- Tonalita

Asociación metasedimentaria:

- Estromatita
- Mármol

Asociación Milonítica:

Protomilonita de estromatita

Asociación Pegmatítica:

Pegmatita simple

La asociación máfica-ultramáfica tiene un marcado predominio en la Quebrada de Yanzi y en quebradas menores al sur de ésta, las cuales conforman la porción central del área (Anexo 1: Mapas). Cabe destacar que esta asociación coincide con el cuerpo máfico-ultramáfico de Castro de Machuca *et al.* (1996), dispuesto en la Quebrada de Yanzi y está constituida por seis tipos litológicos dominantes: gabronorita anfibólica piroxénica, gabro anfibólico, mela-gabronorita anfibólica piroxénica, peridotita piroxénica, leuco-gabronorita anfibólica piroxénica y anortosita. Particularmente el gabro anfibólico aflora como diques/*sills* intruídos tanto en esta asociación como en las demás.

La asociación intermedia es la que domina la porción central y sur del área de trabajo en lo que respecta a la Quebrada San Pedro. También se la puede reconocer en pequeños afloramientos de basamento inmersos en abanicos aluviales en el pie de monte oriental (Anexo 1: Mapas). La misma se compone de tres tipos litológicos: diorita, cuarzo-diorita anfibólica y tonalita.

La asociación metasedimentaria es la de mayor superficie de afloramiento y se halla rodeando a las demás asociaciones (Anexo 1: Mapas). De este modo se la reconoce en la porción más austral del área así como también al oeste y norte de la misma en la denominada Quebrada Blanca. También aparece como tabiques menores submeridionales (*Septos*) dentro de las demás asociaciones y se constituye mayormente de estromatitas y mármoles.

La asociación milonítica aparece con una distribución areal menor respecto a las demás asociaciones y con mayor desarrollo en el segmento occidental de la comarca. Definida en una zona aparentemente continua que se extiende por más de 2 Km, desde la Quebrada San Pedro hasta el inicio de la Quebrada Blanca y aparece expuesta como una faja de cizalla de carácter regional (Anexo 1: Mapas). Además, aparece en la zona central y oriental como pequeñas fajas de cizalla de escala métrica. En base a lo establecido por Sibson (1977), en esta asociación quedan contenidas dos litologías principales: protomilonitas y milonitas.

Finalmente, la asociación pegmatítica es la menos voluminosa por el tamaño y la abundancia de sus afloramientos y se distribuye heterogéneamente intruyendo a todas

las litologías presentes en la zona de trabajo. Esta asociación se compone exclusivamente de pegmatitas simples.

Es preciso indicar que a gran escala la zona de estudio queda incluida dentro de la Asociación Gábrica perteneciente al complejo Máfico Valle Fértil definido por Otamendi *et al.* 2008, 2009; (ver Fig. 2-2.1)

3-2.2) Descripción de los tipos litológicos

En esta sección se presenta la caracterización petrológica y petrográfica de los tipos litológicos correspondientes a cada asociación litológica. Esto se basa en descripciones, análisis e interpretaciones realizadas tanto en campo a escala de afloramiento como también en gabinete mediante el análisis de muestras de mano y secciones delgadas bajo microscopio petrográfico. Los símbolos usados para abreviar el nombre de los minerales son tomados de Kretz (1983).

3-2.2-1) Asociación máfica-ultramáfica

3-2.2-1.a) Gabronorita anfibólica piroxénica

Esta roca constituye el tipo litológico dominante dentro de la asociación máfica-ultramáfica, distribuida ampliamente en el sector central del área (Anexo 1: Mapas). Particularmente predomina en la Quebrada de Yanzi y en quebradas menores al sur de la misma y con esta litología se interdigitan los distintos tipos rocosos de la asociación en cuestión (Fig. 5-1.1). En campo, las variaciones relativas en el porcentaje de minerales esenciales hace que la gabronorita alterne con mela-gabronorita anfibólica piroxénica, gabro anfibólico, leuco-gabronorita anfibólica piroxénica y peridotita piroxénica; generalmente de modo transicional a escala de decenas de centímetros no siendo posible cartografiar dichas rocas como cuerpos individuales dada la escala de mapeo (Fig. 3-2.2-1.a.1:f).

Asimismo se hace presente en afloramientos en el sector sur del área de estudio en un entorno dado por dioritas, cuarzo-dioritas anfibólicas así como también a modo de diques/*sills* de grano fino para-concordantes dentro de la asociación metasedimentaria (Fig. 3-2.2-1.a.1: b). Los afloramientos generalmente son de longitudes variables y potencias ocasionalmente mayores de 350 m. Por sectores muestran un aspecto bochiforme o bien crestones sub-angulosos y tonalidades mesocráticas principalmente,

con variaciones melanocráticas cuando aumenta la cantidad de anfíbol, es decir con cambios de gris oscuro a negro (Fig. 3-2.2-1.a.1: a, c). Es destacable el desarrollo de motas rojas ferruginosas dadas por la alteración diferencial del piroxeno (Fig. 3-2.2-1.a: d).

La gabronorita se caracteriza por presentar una textura ígnea cumular dominante de grano medio-groeso definida por cumulatos máficos constituidos por la asociación Opx+Cpx+Amph y plagioclasa intercumular (Fig. 3-2.2-1.a.1: c). También se reconoce una textura ígnea coronítica dada por núcleos de piroxenos, mayormente ortopiroxeno, coronados de manera más o menos concéntrica por anfíbol (Fig. 3-2.2-1.a.1: e). Ambas características texturales primarias se preservan prácticamente sin modificaciones en el ámbito de la Quebrada de Yanzi.

Por otra parte, en escasos sectores se distingue un encapado modal o *layering* magmático (S_{0a}) definido por zonas compuestas por Opx+Cpx+Amph y zonas dominadas por Pl con un espesor variable que no excede los 25 cm. Dichas zonas gradan a capas rítmicas con las mismas características, siendo esto lo menos frecuente (Fig. 3-2.2-1.a.1: f). La gabronorita anfibólica piroxénica desarrolla una foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), representada por la disposición sub-paralela de finas bandas de minerales máficos (Opx+Cpx+Amph) alternando con capas leucocráticas dominadas por plagioclasa (Fig. 3-2.2-1.a.1: g). Esta foliación se vuelve una constante en el sector centro sur del área de trabajo así como también en la desembocadura de las quebradas principales (Quebrada Yanzi y San Pedro).

Las fábricas ígneas son retrabajadas localmente por una fábrica milonítica (S_2), paralela a la foliación (S_1) y que causó el desarrollo de protomilonitas (Fig. 3-2.2-1.a.1: h). Frecuentemente esta deformación tectónica frágil-dúctil se asocia a una alteración hidrotermal de temperatura media, moderadamente pervasiva que transforma la mineralogía y textura original de la roca confiriéndoles tonos leucocráticos, principalmente en zonas aledañas a las antiguas minas. Sobreimpuesta a todas las fábricas mencionadas es frecuente la presencia de una foliación frágil (S_3) de variados dominios (Fig. 3-2.2-1.a.1: h). La gabronorita posee intrusiones de diques o *sills* de gabro anfibólico de grano fino a medio cuyos espesores oscilan los 15 cm y longitudes de hasta 7 m (Fig. 3-2.2-1.a.1: g). Los bordes generalmente son netos y sin reacción, evidenciando un contraste térmico marcado entre ambas rocas; no obstante se reconocen en menor medida bordes difusos, graduales y en donde el anfíbol de la gabronorita aumenta de

tamaño (Fig. 3-2.2-1.a.1: g).

Los diques y enclaves máficos son concordantes con la foliación S_1 . Además son características las intrusiones lentiformes o vetiformes de pegmatitas simples de grano grueso. Por otro lado, las gabronoritas presentan una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno (Anexo 3: Tabla).

Microscópicamente exhibe una estructura masiva con una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso. Es muy frecuente el desarrollo de una textura ígnea coronítica, ígnea cumular y pseudopoligonal (Anexo 2: Fichas petrográficas). La primera de ellas involucra al ortopiroxeno, y en menor medida al clinopiroxeno, que es coronado de manera más o menos concéntrica por anfíbol puro o bien anfíbol con simplectitas de espinelo alumínico de color verde y más externamente plagioclasa (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b, c, f). Normalmente las simplectitas son de morfología globular o vermicular y se disponen de manera perpendicular al contacto anfíbol-piroxeno (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b). Es de destacar el hecho que el ortopiroxeno siempre es coronado por una capa de anfíbol de espesor variable (Fig. 3-2.2-1.a.2: c).

La asociación de minerales máficos involucrados en las coronas de reacción, a su vez se constituyen como cumulatos inmersos en plagioclasa intersticial (intercúmulo) configurando así una textura ígnea cumular, característica de estas rocas (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b, c, f, g). En los dominios de plagioclasa intercumular, ésta se desarrolla a veces como cumulatos subidiomorfos-idiomorfos relacionados entre sí en una textura pseudopoligonal con uniones triples a 120° , dejando a minerales de tipo anfíbol u opacos como material intersticial (Fig. 3-2.2-1.a.2: c).

Microscópicamente algunas muestras poseen una foliación submagmática a subsólida de alta temperatura S_1 (Fig. 3-2.2-1.a.2: c, d) y en algunos casos las estructuras y texturas primarias son reemplazadas por una textura de tipo granolepidoblástica asociada al desarrollo de fábricas miloníticas.

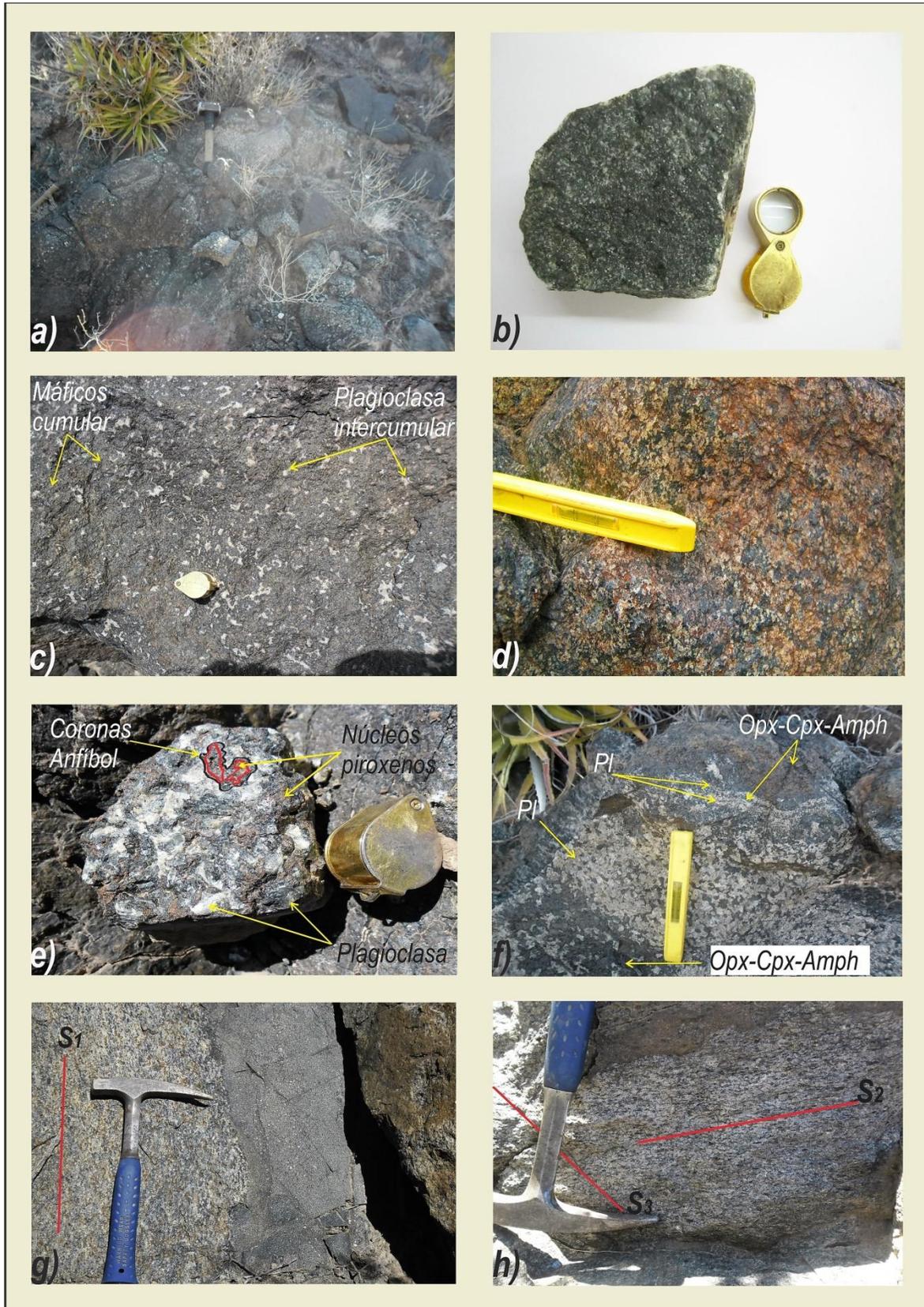


Fig. 3-2.2-1.a.1: Gabronorita anfibólica piroxénica

Fig. 3-2.2-1.a.1: a) Fotografía de campo donde se observa la morfología subredondeada de los afloramientos así como también la tonalidad gris oscuro. b) Muestra macroscópica de un dique/sills de gabronorita de grano fino. c) Fotografía de campo donde se distingue el mosaico del cúmulo formado por minerales ferromagnesianos y plagioclasa intercumular. d) Fotografía de afloramiento donde se observa la pigmentación rojiza debido a la alteración diferencial de los piroxenos. e) Muestra macroscópica donde se aprecia la textura en coronas de reacción que involucra a los núcleos de piroxeno de tonalidad rojiza coronados por una capa de anfíbol de color negro. f) Fotografía de afloramiento donde se destaca el encapado modal o *layering* magmático con zonas dominadas por determinadas fases minerales y que dan paso a escasas capas delgadas. g) Fotografía de campo que evidencia la foliación submagmática (S_1) dada por la orientación de bandas máficas (Opx+Cpx+Amph) intercaladas con bandas ricas en Pl. Nótese además la intrusión de un dique gábrico de grano fino. h) Fotografía de campo que muestra el desarrollo de la foliación milonítica (S_2) paralela a la foliación (S_1) y que en su conjunto son retrabajadas por la foliación tectónica frágil (S_3) de variados dominios. Escalas: maza 25 cm, lupa 6 cm extendida y 3 cm cerrada, piqueta 35 cm, nivel 12 cm.

El análisis petrográfico permite distinguir los siguientes rasgos relevantes:

Plagioclasa: posee un tamaño de grano medio a grueso e hipidiomorfos. Predominan las maclas múltiples según ley de albita, de *carlsbad* y frecuentemente se observan maclas mecánicas. (Fig. 3-2.2-1.a.2: d). Posee inclusiones subidomorfas de minerales opacos, Amph, Ap y Zrn y se altera a Ser. Cuando se observa deformación muestra una uniformidad relativa en el tamaño de grano, con granos relacionados entre sí en una textura pseudopoligonal con uniones triples a 120° o uniones lobuladas e irregulares cuando los cristales están elongados en una dirección preferencial (Fig. 3-2.2-1.a.2: c, d). Además en los dominios félsicos normalmente Amph y/o Op quedan como material intersticial. Por otro lado, en los dominios félsicos e intercumulares los bordes de grano se vuelven aserrados al entrar en contacto con los cumulos máficos (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b, f, g).

Anfíbol: se encuentra en cristales de color verde, subidiomorfos a xenomorfos y frecuentemente con intercrecimientos vermiculares de Spl aluminico (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b). Es característica la presencia de dos hábitos diferentes de Amph:

Anfíbol a: es más escaso, de grano fino, de color verde y subidiomorfo a idiomorfo. Posee un clivaje rómbico perfecto y el pleocroísmo es marcado variando la intensidad del verde. Ocasionalmente se halla coronando a Opx y posee inclusiones de Spl verde a opaco (Fig. 3-2.2-1.a.2: e).

Anfíbol b: es más abundante, de grano medio a grueso, de color verde y xenomorfo. Normalmente no tiene clivaje o bien está desarrollado en una dirección, el pleocroísmo es moderado a bajo en tonos de verde azulado y reemplaza parcialmente a

los Px. Posee abundantes intercrecimientos de Spl simplectítico de color verde oscuro a opacos y corona a los Px. En estos casos las simplectitas se disponen perpendicularmente a los contactos entre los minerales (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b). Es importante la textura pseudopoligonal que desarrolla cuando la roca posee signos de deformación de media/alta temperatura (Fig. 3-2.2-1.a.2: c) así como también la textura pseudopoiquilitica como consecuencia de grandes oikocristales (Fig. 3-2.2-1.a.2: h).

Ortopiroxeno: normalmente es más abundante que el Cpx. Se presenta con un tamaño de grano medio a grueso y es xenomorfo. Siempre aparece altamente microfracturado y con alteración incipiente a partir de dichas fracturas y a veces exhibe clivaje bueno en una dirección (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b, f). Posee un pleocroísmo moderado (varía de verde pálido a rozado) y conforma los núcleos de las coronas de reacción, coronado por Amph/Amph+Spl simplectítico. Se destaca el alto color de interferencia (similar al del Ol) en algunas muestras.

Clinopiroxeno: es incoloro a verde pálido, con tamaño de grano medio y textura subidiomorfa. Posee clivaje perfecto en una dirección, a partir de la cual se disponen inclusiones finas de Spl verde u Op denotando la textura *schiller* (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, g). Asimismo son frecuentes las exsoluciones de Op en los bordes de grano.

Espinelo: es de color verde claro, con tamaño de grano fino a medio y es xenomorfo. Se asocia espacialmente al Amph, con el cual crece íntimamente conformando la textura simplectítica (Fig. 3-2.2-1.a.2: a, b, e, h). El Amph/Amph+Spl simplectítico siempre separa a la Pl de los núcleos de Px. La variedad aluminica es la que domina (y coexiste con Spl cómico en algunas muestras) y exhibe una tendencia a segregarse espacialmente, presumiblemente por deformación de alta temperatura.

Opacos: están presentes en baja proporción, con tamaño de grano fino, xenomorfos y distribuidos homogéneamente en las demás fases minerales a modo de inclusiones. Presumiblemente se trate de magnetita predominantemente.

Cuarzo: se desarrolla en granos de tamaño medio a fino y xenomorfos. Posee extinción ondulosa, lamelas de deformación e incluso individualización en subgranos. Tiende a disponerse a lo largo de planos anastomosados de cizalla mostrando su carácter secundario y relacionado a la deformación.

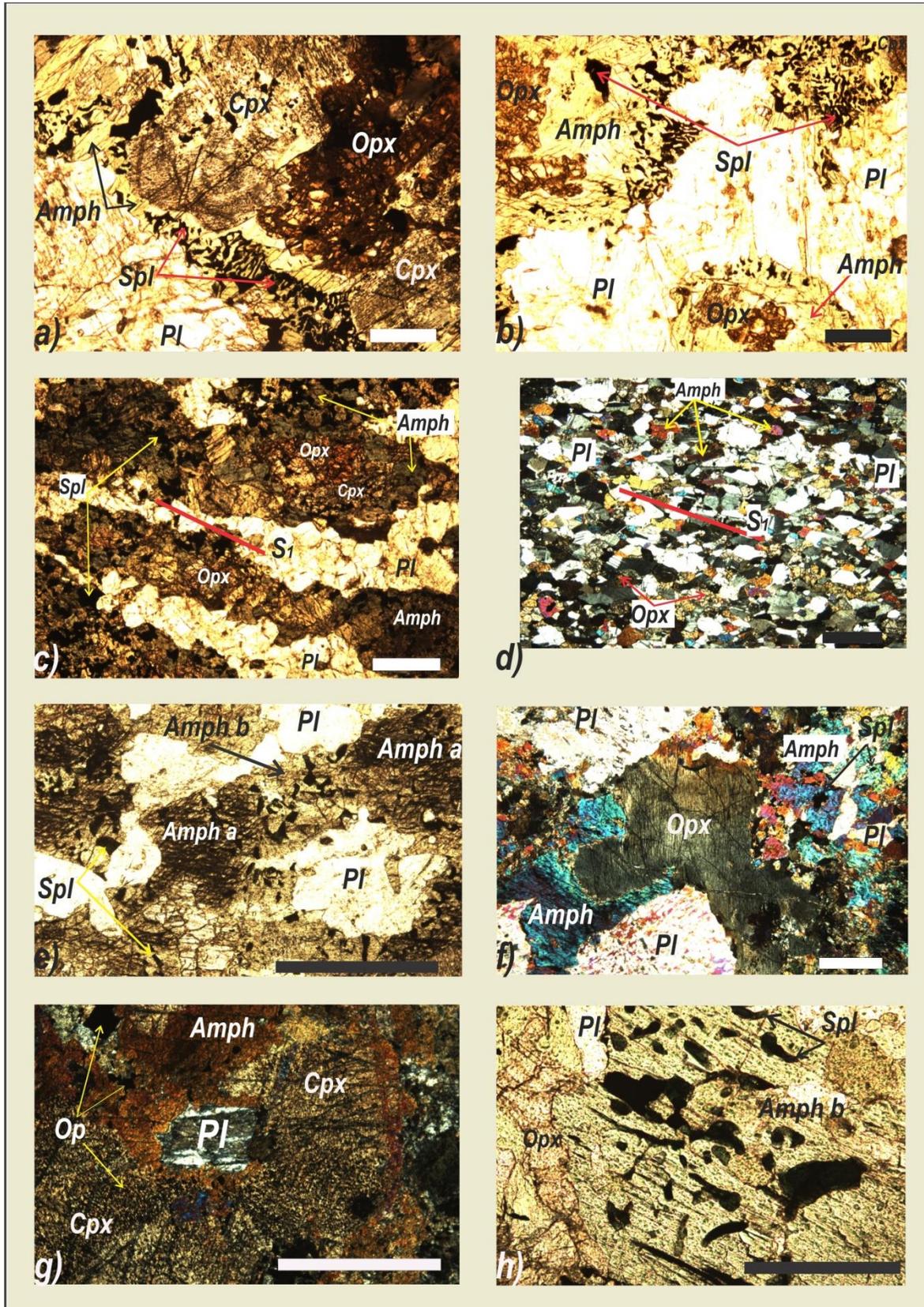


Fig. 3-2.2-1.a.2: Gabronorita anfibólica piroxénica

Fig. 3-2.2-1.a.2: a-b) Fotomicrografía a nicoles paralelos destacándose la textura en coronas de reacción con núcleos de Opx-Cpx coronados por Amph con intercrecimientos vermiculares de Spl aluminico. En la imagen se ve la disposición ortogonal del Spl respecto al contacto entre las fases involucradas en la reacción. c-d) Fotomicrografías a nicoles paralelos y cruzados respectivamente, que evidencian la foliación S_1 . En c, se destaca el desarrollo local de la textura pseudopoligonal en Pl y en Opx/Amph de manera subordinada. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos observándose los dos hábitos de Amph. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando al Opx coronado por Amph+Spl simplectítico, notar la fase intercumular constituida por Pl. g) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde la Pl intercumular exhibe un borde irregular aserrado debido a la reacción con las fases máficas. Además se observa la textura *schiller* en el Cpx. h) Fotomicrografía a nicoles paralelos que exhibe al Spl aluminico intercrecido con Amph b, ambos rodeando perfectamente al Opx. Escala: 1 mm.

Biotita: constituye granos de tamaño medio-fino de hábito tabular y subidiomorfos. Muestra un clivaje perfecto en una dirección y pleocroísmo moderado en tonos pardos. Al igual que el cuarzo se dispone mayormente en planos anastomosados de cizalla con algunos cristales flexurados. Asimismo forma agregados con Op y está espacialmente asociada a Amph.

3-2.2-1.b) Gabro anfibólico

El gabro anfibólico tiene una distribución saltuaria en toda la extensión del área de estudio (Anexo 1: Mapas). En la Quebrada de Yanzi se destaca su presencia en afloramientos dominados por peridotita piroxénica y mela-gabronorita anfibólica piroxénica con contactos transicionales; dichas litologías pertenecen a la asociación máfica-ultramáfica (Fig. 5-1.1). Por otro lado, en la porción centro-sur del área relevada yace como cuerpos lentiformes discretos, cuyas dimensiones son en promedio de 60 m de ancho por 200 m de largo (Fig. 3-2.2-1.b.1: c). Asimismo es muy frecuente su presencia como diques o *sills* de potencias menores al metro y longitudes variables, que se intruyen en todos los tipos litológicos existentes e incluso en los cuerpos mayores de esta litología con contactos generalmente netos (Anexo 1: Mapas). En el caso de los diques o *sills*, por sectores se caracterizan como mela-gabro anfibólico (Fig. 3-2.2-1.b.1: d).

Los afloramientos de gabro son de tonalidades mesocráticas a melanocráticas en donde los colores dominantes gradan de gris oscuro a negro (Fig. 3-2.2-1.b.1: a, b, c) y son frecuentes las intrusiones de pegmatitas simples de grano grueso con formas irregulares. Posee una textura granular subidiomorfa, con tamaño de grano medio a fino (Fig. 3-2.2-1.b.1: b) con excepciones de grandes oikocristales de anfíbol de hasta 5 cm

de longitud según su eje mayor, que determinan una textura poiquilítica en algunos afloramientos (Fig. 3-2.2-1.b.1: g). De manera local se define una textura ígnea cumular por la presencia de cumulatos de plagioclasa con anfíbol intercumular (Fig. 3-2.2-1.b.1: a).

La estructura de las rocas gábricas es predominantemente masiva y esporádicamente los enclaves de mela-gabros anfibólicos definen una foliación magmática (S_{ob}); (Fig. 3-2.2-1.b.1: e, f). Además localmente se encuentra a una foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), dada por el desarrollo de cristales de anfíbol conformando finas bandas que alternan con bandas leucocráticas ricas en plagioclasa (Fig. 3-2.2-1.b.1: g, h). Finalmente, se presenta una fábrica tectónica frágil (S_3), muy penetrativa que se superpone en todos los afloramientos (Fig. 3-2.2-1.b.1: c, d).

Por otro lado, los gabros anfibólicos presentan una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: anfíbol, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Anexo 3: Tabla). Particularmente en el caso de los diques y enclaves de mela-gabros anfibólicos el porcentaje de anfíbol alcanza proporciones próximas al 70 %.

Microscópicamente exhibe una estructura masiva con una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano medio a fino (Anexo 2: Fichas petrográficas). En algunas muestras se reconoce una textura cumular que se define por cumulatos subidiomorfos de plagioclasa con anfíbol y/o minerales opacos como intercúmulo (Fig. 3-2.2-1.b.2: a). Además se desarrolla una textura poiquilítica dada por oikocristales de anfíbol (Fig. 3-2.2-1.b.2: b) y pseudopoligonal en las fases plagioclasa y anfíbol, particularmente en la variedad mela-gábrica (Fig. 3-2.2-1.b.2: c, d).

Del análisis petrográfico surgen los siguientes rasgos mineralógicos y texturales:

Anfíbol: se presenta en dos hábitos distintos:

Anfíbol a: es menos abundante, con tamaño de grano medio y subidiomorfo a idiomorfo. Posee un clivaje perfecto típicamente rómbico y muestra un pleocroísmo marcado en tonos de verde (Fig. 3-2.2-1.b.2: e). Posee inclusiones de Opx-Pl y exsoluciones de Op paralelas a los planos de clivaje y se caracteriza generar una textura pseudopoligonal local.

Anfíbol b: Se presenta en cristales de tamaño medio a grueso y xenomorfos. Normalmente no posee clivaje o bien es imperfecto en una dirección y muestra un pleocroísmo moderado en tonos de verde (Fig. 3-2.2-1.b.2: b, e, f).

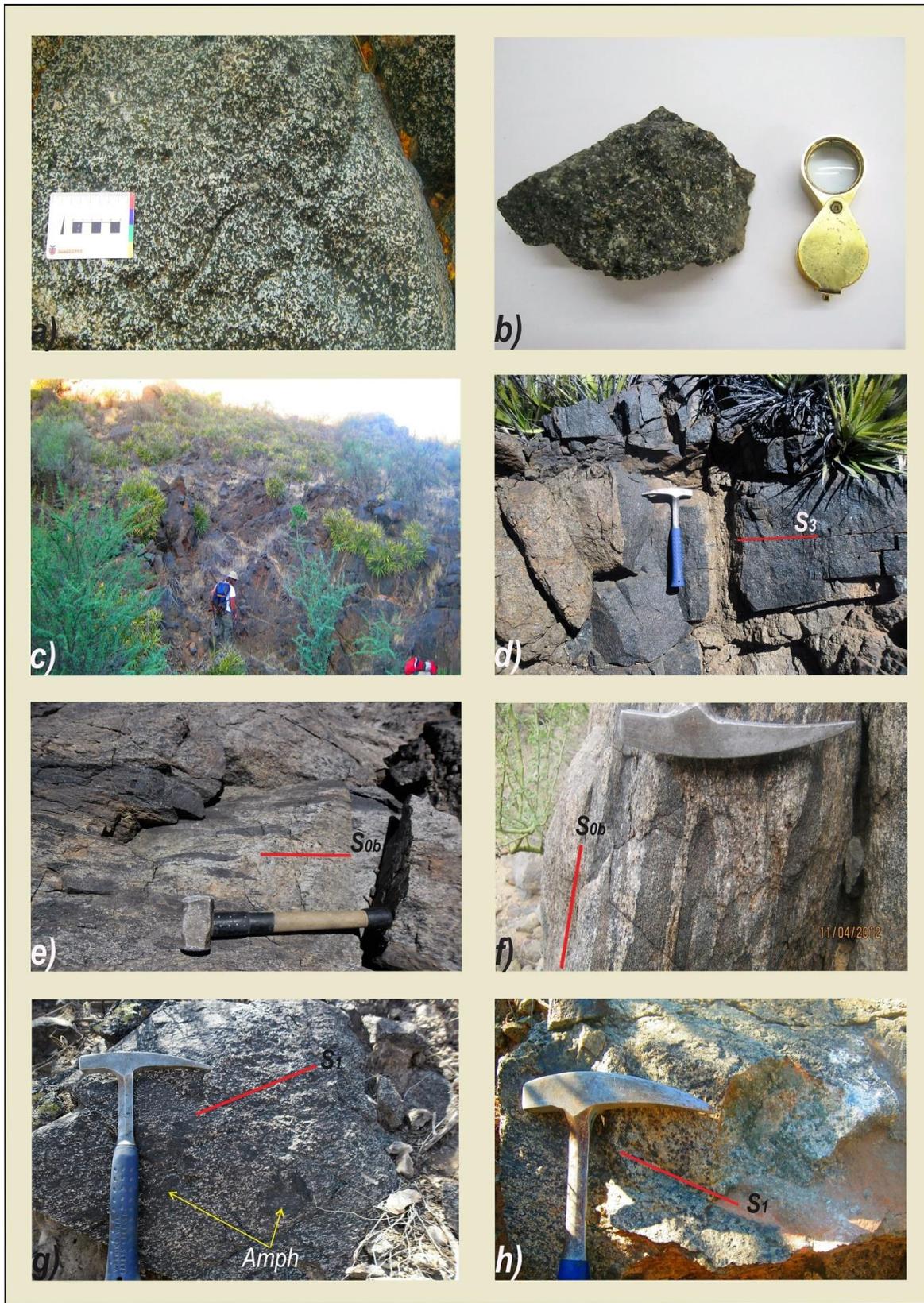


Fig. 3-2.2-1.b.1: Gabro anfibólico

Fig. 3-2.2-1.b.1: a-b) Fotografías de afloramiento y muestra de mano respectivamente que exponen la tonalidad gris oscuro del gabro y su textura granular homogénea. c) Fotografía de campo de un cuerpo de gabro de grano medio-fino. d) Fotografía de afloramiento en la que se observa un dique de mela-gabro anfibólico de grano fino, los contactos con la gabronorita son netos. e-f) Fotografías de campo donde se muestran los lentes de gabro anfibólico de grano fino elongados en una dirección principal. g-h) Fotografías de bloques de gabro donde se reconoce la foliación submagmática S_1 . En g se destacan grandes oikocristales de Amph. Escalas: regla 8 cm, lupa 6 cm, piqueta 35 cm, maza 25 cm.

Esta variedad de Amph por sectores aparece como oikocristales de manera que engloba a las demás fases minerales presentes (Fig. 3-2.2-1.b.2: b), particularmente cuando incluye a Amph *tipo a* quedan agregados de Amph visibles, incluso, a ojo desnudo. Crece a expensas de los Px y a su vez es reemplazado parcialmente por Bt.

Plagioclasa: Se desarrolla en cristales de tamaño medio y subidiomorfos. Son frecuentes las maclas múltiples según ley de albita, de tipo *carlsbad* y maclas polisintéticas secundarias que se disponen en ángulos variables respecto al maclado primario (Fig. 3-2.2-1.b.2: g). Desarrolla una textura pseudopoligonal local con uniones triples a 120° y en estos dominios, Amph y/u Op toman una posición intersticial entre granos o cúmulos de Pl (Fig. 3-2.2-1.b.2: a, g).

Ortopiroxeno: es poco abundante, en granos de tamaño medio a fino y subidiomorfos (Fig. 3-2.2-1.b.2: g). Está afectado por gran cantidad de microfracturas, posee pleocroísmo marcado (vira de verde pálido a rozado) y reemplazado por Amph e iddingsita. Como es frecuente hay cristales que tiene un color de interferencia alto similar al del Ol y son normales las exsoluciones de Op en bordes de grano.

Cuarzo: es escaso, con tamaño de grano medio, xenomorfo y con bordes lobulados. Muestra una ligera extinción ondulosa y engloba a granos de Pl o Amph, posiblemente dado su carácter tardío en la secuencia de cristalización magmática.

Clinopiroxeno: está presente en granos de tamaño medio y subidiomorfos. Exhibe un clivaje perfecto en una dirección a partir del cual se disponen las exsoluciones de Op como así también en los bordes de grano (Fig. 3-2.2-1.b.2: h). Es reemplazado por Amph a partir de planos de clivaje y/o bordes de grano.

Espinelo: sólo aparece en algunas muestras. Está asociado a Amph con el cual crece íntimamente desarrollando una textura simplectítica local ya que normalmente se dispone sin orientación preferencial marcada. Se trata de Spl aluminico (Fig. 3-2.2-1.b.2: h).

Biotita: se restringe a escasos granos de tamaño fino, tabulares y subidiomorfos.

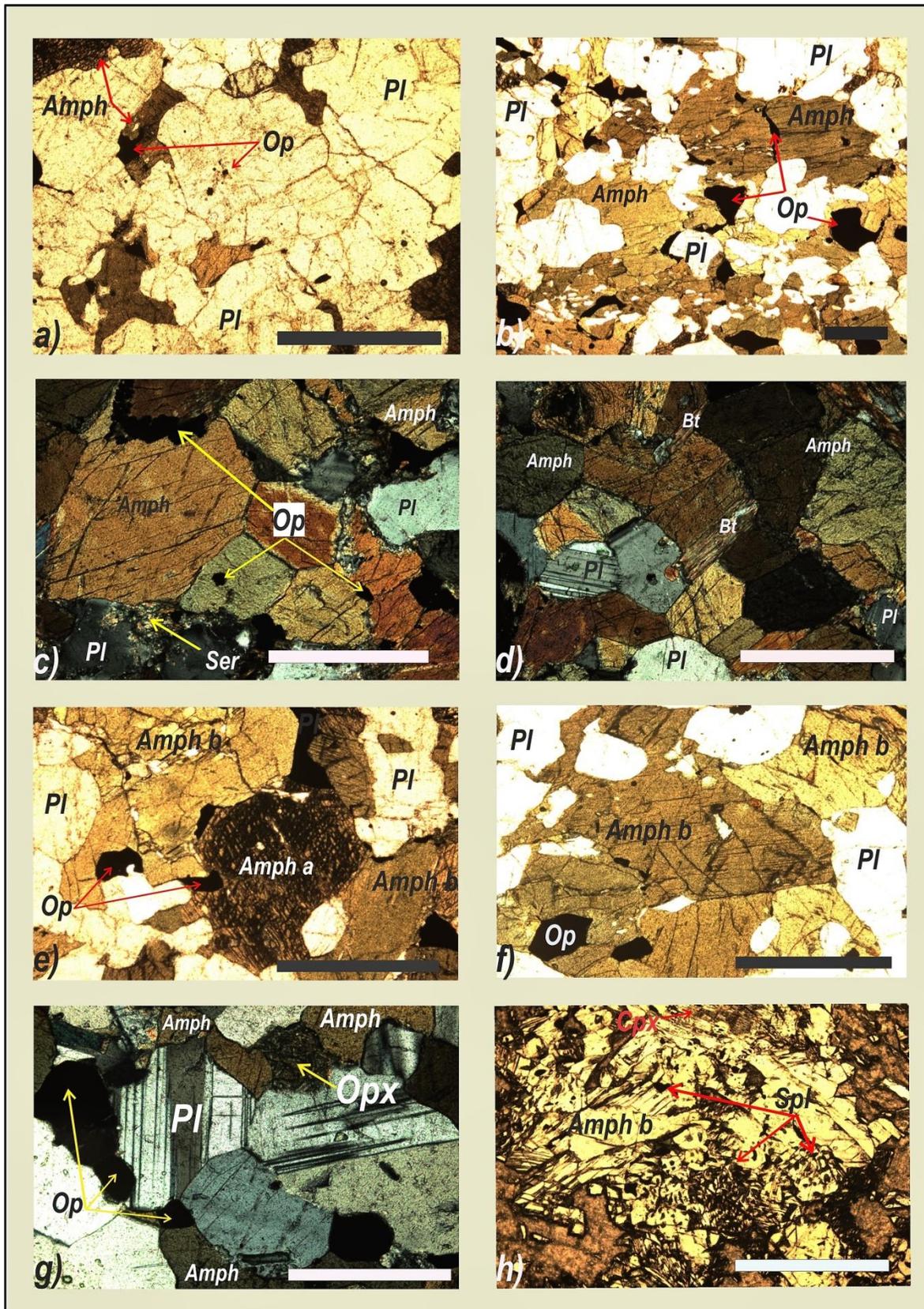


Fig. 3-2-2-1.b.2: Gabro anfibólico

Fig. 3-2.2-1.b.2: a) Fotomicrografía a nicoles paralelos donde se destaca la textura cumular en el gabro. b) Fotomicrografía a nicoles paralelos que muestra el desarrollo de anfíbol poiquilitico. c-d) Fotomicrografía a nicoles cruzados del mela-gabro anfibólico que desarrolla una marcada textura pseudopoligonal, notar los contactos triples a aproximadamente 120° entre las fases minerales. Además Bt crece a expensas del Amph. e-f) Fotomicrografía a nicoles paralelos que exhibe la presencia de las dos fases de anfíbol, se advierte un marcado contraste en sus respectivas propiedades. g) Fotomicrografía a nicoles cruzados en la que se observa a plagioclasa en una textura pseudopoligonal local, se destaca también un maclado de *carlsbad* y polisintético moderadamente acuñado y escaso Opx. h) Fotomicrografía a nicoles paralelos, se muestra al Spl aluminico intercrecido con Amph así como también la presencia de Cpx. Escala: 1 mm.

Posee clivaje perfecto en una dirección y pleocroísmo en tonos pardos. Se infiere que es un producto secundario derivado del Amph, dada su asociación espacial con el mismo (Fig. 3-2.2-1.b.2: d).

Opacos: aparecen en cantidades variables, con tamaño de grano medio a fino y mayormente xenomorfos. Se disponen como inclusiones en todas las fases pero con mayor afinidad con Amph-Opx y como fase intersticial en dominios de Pl. Posiblemente algunos sean pirita (Fig. 3-2.2-1.b.2: e, f, g).

3-2.2-1.c) Mela-gabronorita anfibólica piroxénica

Este tipo litológico aflora casi en el tramo medio de la Quebrada de Yanzi. Allí se interdigita a escala centimétrica con la gabronorita anfibólica piroxénica (Fig. 3-2.2-1.c.1: f) y el gabro anfibólico, a través de contactos transicionales (Fig. 5-1.1). Esta última característica hace que los límites y morfología de esta roca sean difíciles de precisar; no obstante los afloramientos no superan los 25 m de ancho por 50 m de largo aproximadamente.

La mela-gabronorita anfibólica piroxénica aflora en bloques angulosos a sub-redondeados (Fig. 3-2.2-1.c.1: a). Es una roca maciza, densa y con tonalidades melanocráticas con prevalencia del color negro a verde oscuro (Fig. 3-2.2-1.c.1: a, b, c). Macroscópicamente presenta una estructura masiva y una textura ígnea cumular de grano medio-grueso bien preservada (Anexo 2: Fichas petrográficas), donde los cumulos máficos se acomodan dejando a plagioclasa intersticial (Fig. 3-2.2-1.c.1: d, e). Por otra parte, la fábrica ígnea está afectada por una deformación frágil que genera una foliación tectónica frágil (S_3) de variados dominios (Fig. 3-2.2-1.c.1: f).

La mela-gabronorita anfibólica piroxénica presenta una composición dada por los siguientes minerales esenciales: piroxeno, anfíbol, plagioclasa y clinopiroxeno (Anexo 3:

Tabla). Microscópicamente exhibe una estructura masiva con una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano fino a medio. Se distingue un marcado desarrollo de la textura en coronas de reacción con las siguientes variantes:

- Dominan núcleos de ortopiroxeno coronados por anfíbol/anfíbol con espinelo simplectítico, más un borde de reacción de plagioclasa. (Fig. 3-2.2-1.c.2: a, b).
- Núcleos de clinopiroxeno coronados por ortopiroxeno, anfíbol/anfíbol con espinelo simplectítico más plagioclasa (Fig. 3-2.2-1.c.2: c.) y más raramente



Fig. 3-2.2-1.c.1: Mela-gabronorita anfibólica piroxénica

Fig. 3-2.2-1.c.1: a-b) Fotografías de campo y muestra de mano respectivamente que permite observar la morfología de los afloramientos así como también el color verde oscuro a negro de la roca. c) Fotografía de afloramiento que destaca el carácter sub-angular de los bloques de mela-gabronorita. d-e) Fotografías que exhiben la estructura masiva y textura cumular, particularmente se distinguen las fases máficas cumulares y la plagioclasa intercumular. f) Afloramiento en el que se reconoce la relación espacial entre la gabronorita y mela-gabronorita. Notar el desarrollo de la foliación frágil S_3 . Escalas: lupa 3 cm, nivel 12 cm, piqueta 3 cm.

- Núcleos de ortopiroxeno, coronados por clinopiroxeno, anfíbol/anfíbol con espinelo simplectítico más un borde de reacción de plagioclasa.

Todas estas asociaciones de minerales máficos son cumulosos inmersos en una matriz de plagioclasa intercumular, característica de la textura ígnea cumular (Fig. 3-2.2-1.c.2: b, d, f).

A continuación se detallan las características microscópicas de cada especie mineral formadora de la mela-gabronorita anfibólica piroxénica:

Ortopiroxeno: se presenta con tamaño de grano medio y su hábito es xenomorfo a subidiomorfo. Posee muchas microfracturas, un pleocroísmo bien marcado en tonos de rosa y exhibe clivaje regular en una dirección. Posee inclusiones de Spl y Op y es parcialmente reemplazado por Amph. Es coronado por Amph intercrecido con Spl simplectítico o bien por Amph solo, en ambos casos el contacto es muy irregular (Fig. 3-2.2-1.c.2: a, b). En escasos sectores el Opx es coronado por Cpx-Amph/Amph+Spl simplectítico-Pl.

Anfíbol: está en cristales de color verde y subidiomorfos a xenomorfos. No exhibe clivaje excepto algunos individuos y en una dirección, el pleocroísmo es moderado variando la intensidad del verde. Posee intercrecimientos simplectíticos de espinelo verde. De esta manera o solo, corona concéntricamente a los piroxenos, e incluso se relaciona a más de un núcleo (principalmente núcleos de Opx). Por sectores se desarrolla en grandes cristales intercrecido con Spl verde. (Fig. 3-2.2-1.c.2: a, b, e).

Plagioclasa: se presenta con un tamaño de grano medio y xenomorfos. Es frecuente el maclado polisintético y de *carlsbad*, Ap-Zrn son las fases que aparecen como finas inclusiones idiomorfas y es reemplazada parcialmente por Ser (Fig. 3-2.2-1.c.2: f). Generalmente aparece ocupando los espacios intersticiales dejados por los cumulosos máficos y se halla en contacto con Amph o Amph+Spl simplectítico mediante un característico borde irregular de reacción (Fig. 3-2.2-1.c.2: a, b, d, f).

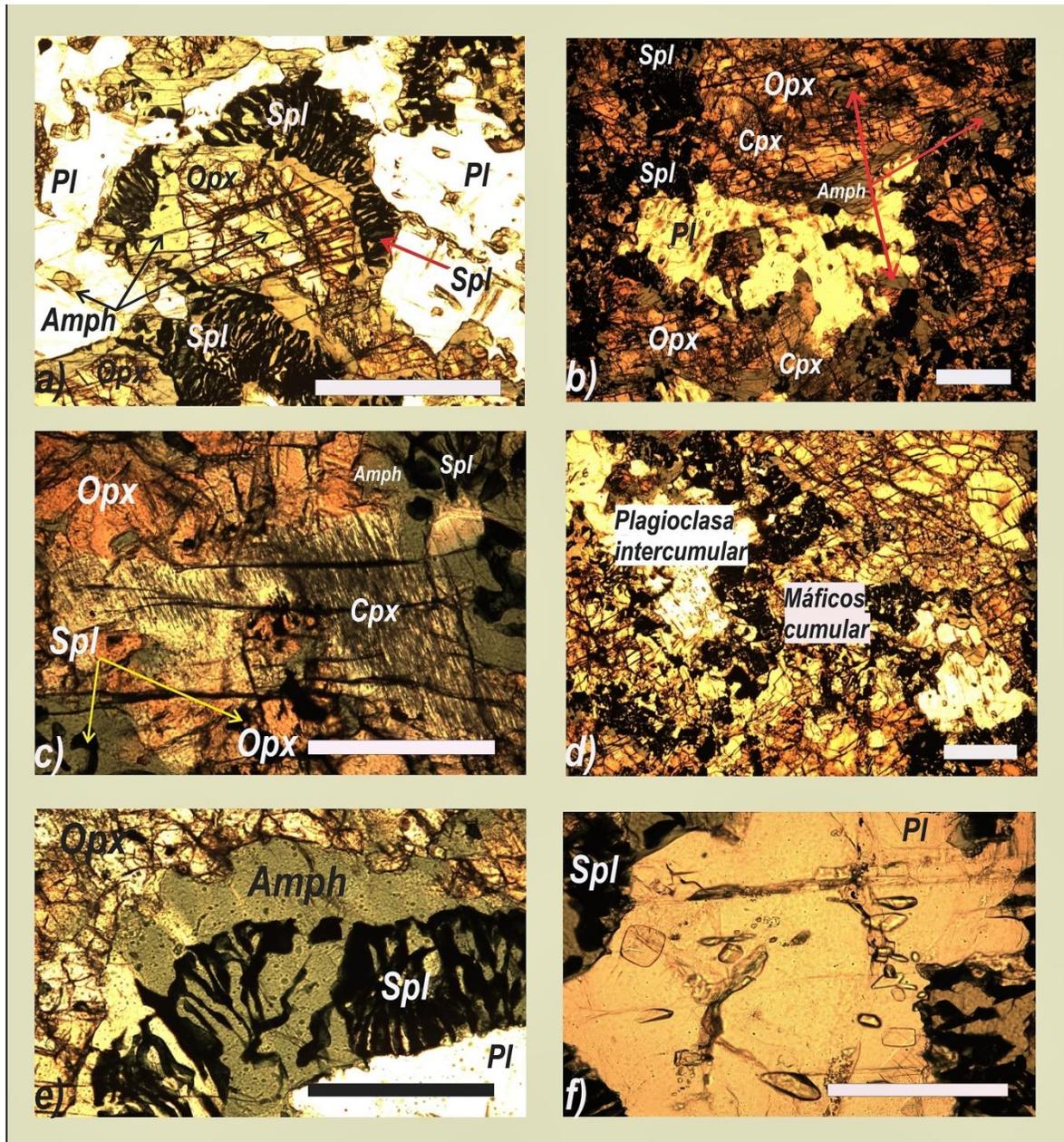


Fig. 3-2-1.c.2: Mela-gabronorita anfibólica piroxénica

Fig. 3-2-1.c.2: a-b) Fotomicrografía a nicols paralelos destacando la textura en coronas de reacción, con núcleos de Opx coronados por una delgada capa de Amph puro o bien Amph con intercrecimientos simplectíticos de Spl. Se puede apreciar el borde de reacción de la PI. c) Fotomicrografía a nicols paralelos mostrando la segunda variante en cuanto a la textura en coronas de reacción, donde el Cpx es coronado por Opx, seguido por Amph/Amph con Spl simplectítico más un borde de reacción de PI. Además se reconocen finas exsoluciones de Op paralelos a la dirección de clivaje del Cpx. d) Fotomicrografía a nicols paralelos donde se exponen las fases minerales cumulares e intercumulares asociadas a la textura ígnea cumular. e) Fotomicrografía de detalle a nicols paralelos donde se advierte el intercrecimiento simplectítico de Spl aluminico con Amph, reviste importancia la disposición ortogonal de los vermes de Spl

respecto al contacto Px-PI f) Fotomicrografía a nicoles paralelos que destaca detalladamente a PI intercumular, además de las finas inclusiones idiomorfas de minerales accesorios. Escala: 1 mm.

Clinopiroxeno: aparece en baja proporción modal, en cristales de tamaño medio a grueso y subidiomorfos a xenomorfos. Posee clivaje perfecto en una dirección lo cual define una textura de tipo *schiller* por la disposición de finas exsoluciones de Op/Spl de manera paralela a la misma (Fig. 3-2.2-1.c.2: c). Se encuentra coronado por Amph/Amph+Spl simplectítico-PI, o bien por Opx-Amph/Amph+Spl simplectítico-PI.

Espinelo: particularmente en esta litología el Spl alcanza una proporción del 26% y se presenta en dos hábitos distintos: como fase individual de color verde oscuro (Spl crómico) y como fase simplectítica intercrecida con Amph (vermes de Spl aluminico). En este último caso y en el dominio coronítico, el Spl crece de manera aproximadamente perpendicular al contacto Px-PI (Fig. 3-2.2-1.c.2: a, e).

3-2.2-1.d) Peridotita piroxénica

La peridotita piroxénica conforma la porción ultramáfica dentro de la asociación máfica-ultramáfica (Anexo 1: Mapas). En el tramo medio y medio-superior de la Quebrada de Yanzi aparece como una variante litológica dentro del dominio de gabronorita anfibólica piroxénica y también asociada al gabro anfibólico. Los contactos entre las peridotitas y las demás rocas siempre son transicionales (Fig. 5-1.1).

Los afloramientos son morfológicamente irregulares en planta y poseen dimensiones decamétricas. Se trata de una roca muy densa, maciza, de tonalidades melanocráticas a holomelanocráticas con color predominantemente negro a verde oscuro; por sectores se aprecia una pigmentación rojiza como consecuencia de la alteración del piroxeno (Fig. 3-2.2-1.d.1: a, b, c). Macroscópicamente, la peridotita, se caracteriza por presentar una estructura homogénea y una textura ígnea coronítica de grano medio a grueso, con la peculiaridad de reconocer claramente los bordes de reacción en los dominios de plagioclasa (Fig. 3-2.2-1.d.1: d). Además se define una textura cumular por la presencia de cumulatos de minerales máficos y escasa plagioclasa intercumular (Fig. 3-2.2-1.d.1: a, c). Tales características texturales y estructurales primarias se conservan prácticamente sin modificaciones, excepto localmente por el desarrollo y la superposición de una deformación de carácter frágil que da lugar a una foliación tectónica frágil (S_3).

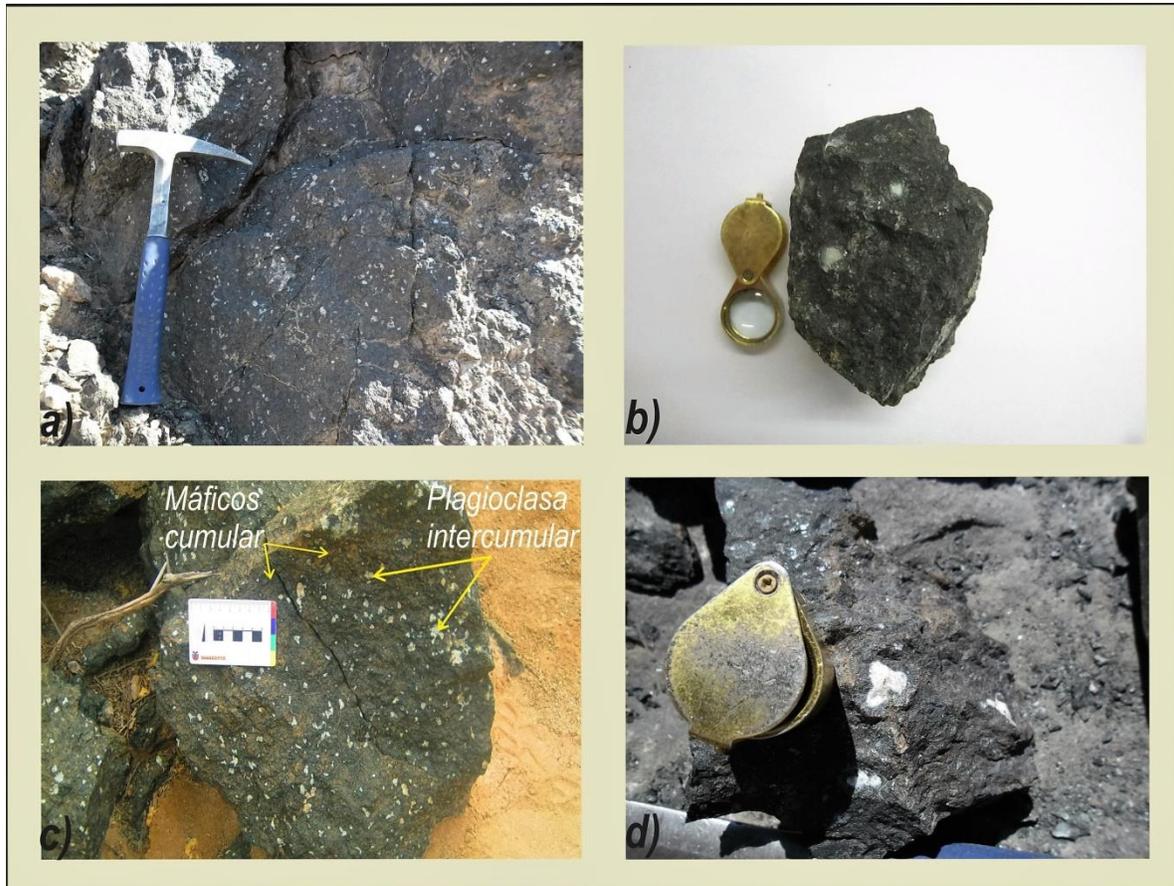


Fig. 3-2-2-1.d.1: Peridotita piroxénica

Fig. 3-2-2-1.d.1: a-b) Fotografías de campo y de muestra de mano respectivamente, donde se muestra la tonalidad negro a verde oscuro de la roca. c) Fotografía de afloramiento detallando la textura ígnea cumular característica de la peridotita, notar además la pigmentación rojiza de los óxidos de Fe a partir de la alteración Px. d) Fotografía de muestra macroscópica que pone de manifiesto los bordes de reacción de Pl, más precisamente se presentan irregulares y aserrados. Escalas: Piqueta 35 cm, lupa 6 cm extendida y 3 cm cerrada, regla 8 cm.

Por otro lado, la peridotita piroxénica presentan una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa (Anexo 3: Tabla).

En sección delgada se reconoce una estructura homogénea y una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano grueso (Fig. 3-2-2-1.d.2: a). La textura ígnea coronítica queda definida por núcleos de olivino circundados por una delgada capa de ortopiroxeno xenomorfo muy fracturado, seguido por anfíbol con intercrecimientos simplectíticos de espinelo aluminico (Fig. 3-2-2-1.d.2: b). Finalmente aparece plagioclasa como último mineral formador de esta textura; cabe aclarar que la secuencia de

minerales que forman las coronas no tiene necesariamente implicancias temporales en su orden. También se advierten núcleos de clinopiroxeno rodeados completamente por anfíbol puro o anfíbol con espinelo simplectítico con bordes de reacción de granos de plagioclasa (Fig. 3-2.2-1.d.2: e).

Como es frecuente estas asociaciones de minerales máficos se acomodan en contacto mutuo dejando a un escaso porcentaje de plagioclasa como material intersticial o intercumular (Fig. 3-2.2-1.d.2: e). A continuación se realiza una reseña de cada especie mineral:

Olivino: es la fase máfica dominante, se presenta en granos gruesos a muy gruesos, subidiomorfos, con bordes subredondeados y marcadamente serpentinizados (Fig. 3-2.2-1.d.2: a, b). Posee inclusiones de Spl verde brillante (algunos de ellos varían de color volviéndose opacos) y son frecuentes las inclusiones de Op dispuestas de manera perpendicular a los bordes de grano. Está rodeado anularmente por una delgada capa de Opx, normalmente continua (Fig. 3-2.2-1.d.2: c). A veces los centros de las coronas están formados por varios cristales de Ol en contacto mutuo mediante bordes rectos y definidos y en su conjunto son coronados por Opx (Fig. 3-2.2-1.d.2: b).

Ortopiroxeno: aparece en granos de tamaño medio a fino, xenomorfos y altamente fracturados. Exhibe un pleocroísmo que varía en tonos de rosa y son abundantes las inclusiones de Spl. Todo el Opx existente rodea anularmente al Ol mediante un contacto neto e irregular (Fig. 3-2.2-1.d.2: b, c).

Clinopiroxeno: se presenta en granos de tamaño grueso a muy grueso, subidiomorfos y con límites rectos. Posee inclusiones/exsoluciones de Spl+Op paralelas a la única dirección de clivaje (Fig. 3-2.2-1.d.2: d) y muestra un empaquetamiento ígneo característico cuando se asocian entre cristales del mismo tipo o bien con Ol (Fig. 3-2.2-1.d.2: c). Cuando aparece Pl ocupando posiciones intersticiales, es separado de ésta por una capa de Amph/Amph+Spl simplectítico (Fig. 3-2.2-1.d.2: e).

Anfíbol: está presente en baja proporción. Los cristales son de color verde claro, de tamaño medio y xenomorfos. Crece íntimamente con Spl verde y ambos separan a los piroxenos de Pl (Fig. 3-2.2-1.d.2: e).

Plagioclasa: en esta litología está en baja proporción modal, prácticamente relegada a un individuo subidiomorfo de gran tamaño. Es reemplazada considerablemente por Ser por alteración supergénica (Fig. 3-2.2-1.d.2: e).

Espinelo: es la fase accesoria más abundante. Hay dos hábitos de Spl:

Espinelos a: de color verde oliva, con tamaño de grano medio a grueso, xenomorfo y altamente microfracturado. Es una fase que aparece como inclusión en Ol y Px principalmente y se trata de un Spl crómico (Fig. 3-2.2-1.d.2: f).

Espinelos b: es de color verde a pardo, de grano fino y xenomorfo. Crece formando simplectitas con Amph mayormente y con Cpx de manera subordinada. Se trata de un Spl aluminico (Fig. 3-2.2-1.d.2: d, e).

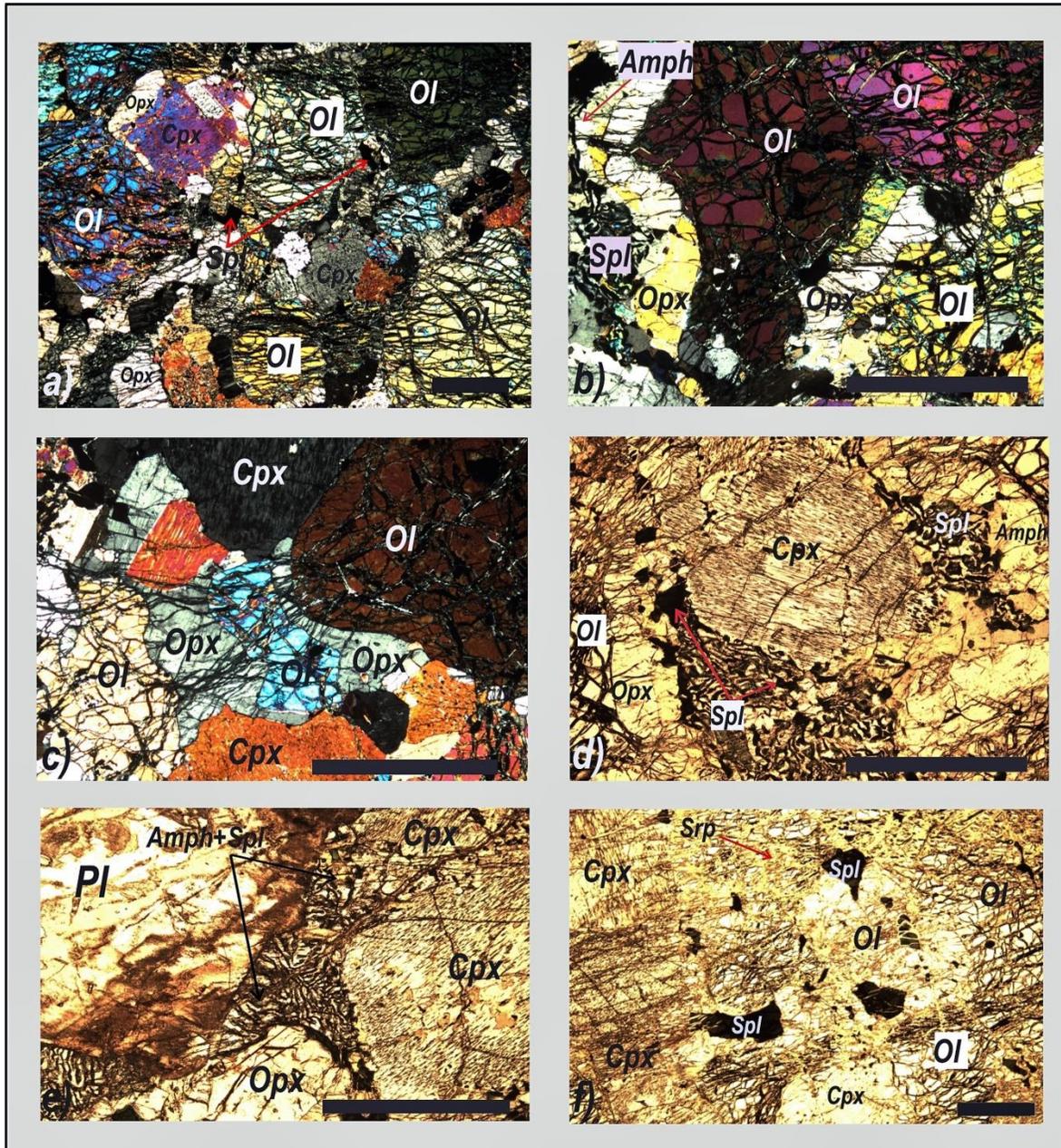


Fig. 3-2.2-1.d.2: Peridotita piroxénica

Fig. 3-2.2-1.d.2: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados que muestra la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano grueso así como también la mineralogía característica de la peridotita constituida por la asociación: Ol-Opx-Cpx-Amph-Pl-Spl. b-c) Fotomicrografías a nicoles cruzados mostrando la textura en coronas de reacción, en este caso los núcleos son de Ol coronados por una banda de Opx+Amph/Spl simplectítico. d) Fotomicrografía a nicoles paralelos exponiendo al Cpx con sus características exsoluciones de Opacos paralelas a los planos de clivaje, además existe Amph con Spl en simplectitas. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos que muestra a Cpx-Opx rodeados por Amph/Spl simplectítico más un borde de reacción de Pl. Esta última con moderado desarrollo de alteración sericítica. f) Fotomicrografía a nicoles paralelos destacando la presencia de Spl crómico incluidos en Ol altamente serpentizado. Escala: 1 mm.

3-2.2-1.e) Leuco-gabronorita anfibólica piroxénica

Esta variedad litológica aparece en pocos afloramientos y tiene dos modos de yacencia principales. Por un lado se distinguen pequeños afloramientos que se emplazaron como diques o *sills* para-concordantes dentro de la asociación metasedimentaria, particularmente en el tramo inicial de la Quebrada de Yanzi (Anexo 1: Mapas). Y por otro lado, interdigita con la gabronorita anfibólica piroxénica mediante contactos transicionales como resultado de la variación relativa en el porcentaje de plagioclasa (Fig. 5-1.1), lo cual hace que se encuentre localmente un pseudo-encapado magmático en el tramo medio-superior de la Quebrada de Yanzi (Fig. 3-2.2-1.e.1: d, e).

Los afloramientos poseen un espesor menor a 5 m por 10 m de largo cuando se interdigitan con la migmatita, mientras que los pseudo-encapados no superan los 40 cm de potencia con recorridos menores al metro (Fig. 3-2.2-1.e.1: d, e). Debido al contenido de plagioclasa las tonalidades son leucocráticas con color gris claro dominante además de presentar motas ferruginosas como resultado de la alteración de los piroxenos (Fig. 3-2.2-1.e.1: a, b, d).

La leuco-gabronorita anfibólica piroxénica exhibe una textura ígnea cumular de grano medio-grueso y está constituida por cumulatos de plagioclasa con anfíbol o piroxeno coronado por anfíbol como material intercumular (Fig. 3-2.2-1.e.1: c). También, de manera macroscópica se reconoce una textura ígnea coronítica constituida por núcleos de piroxenos coronados de manera más o menos concéntrica por anfíbol (Fig. 3-2.2-1.e.1: a, d).

Por otro lado, en algunos sectores esta litología aparece como consecuencia del aumento en la proporción de plagioclasa a partir de la gabronorita anfibólica piroxénica, lo cual define un encapado modal o *layering* magmático (S_{0a}) moderadamente marcado

(Fig. 3-2.2-1.e.1: d, e). Cabe aclarar que este último no se da como la alternancia rítmica de capas de distinta composición y potencia como que ha sido observado en otros sectores de la Sierra Valle Fértil-La Huerta. Las fábricas ígneas primarias son retrabajadas localmente por una fábrica milonítica (S_2) que desarrolla protomilonitas y que se vincula con la alteración hidrotermal que caracteriza la zona próxima a las labores mineras (Fig. 3-2.2-1.e.1: a). Sobreimpuesta a todas las fábricas mencionadas es frecuente la presencia de una foliación frágil (S_3) de variados dominios (Fig. 3-2.2-1.e.1: f).

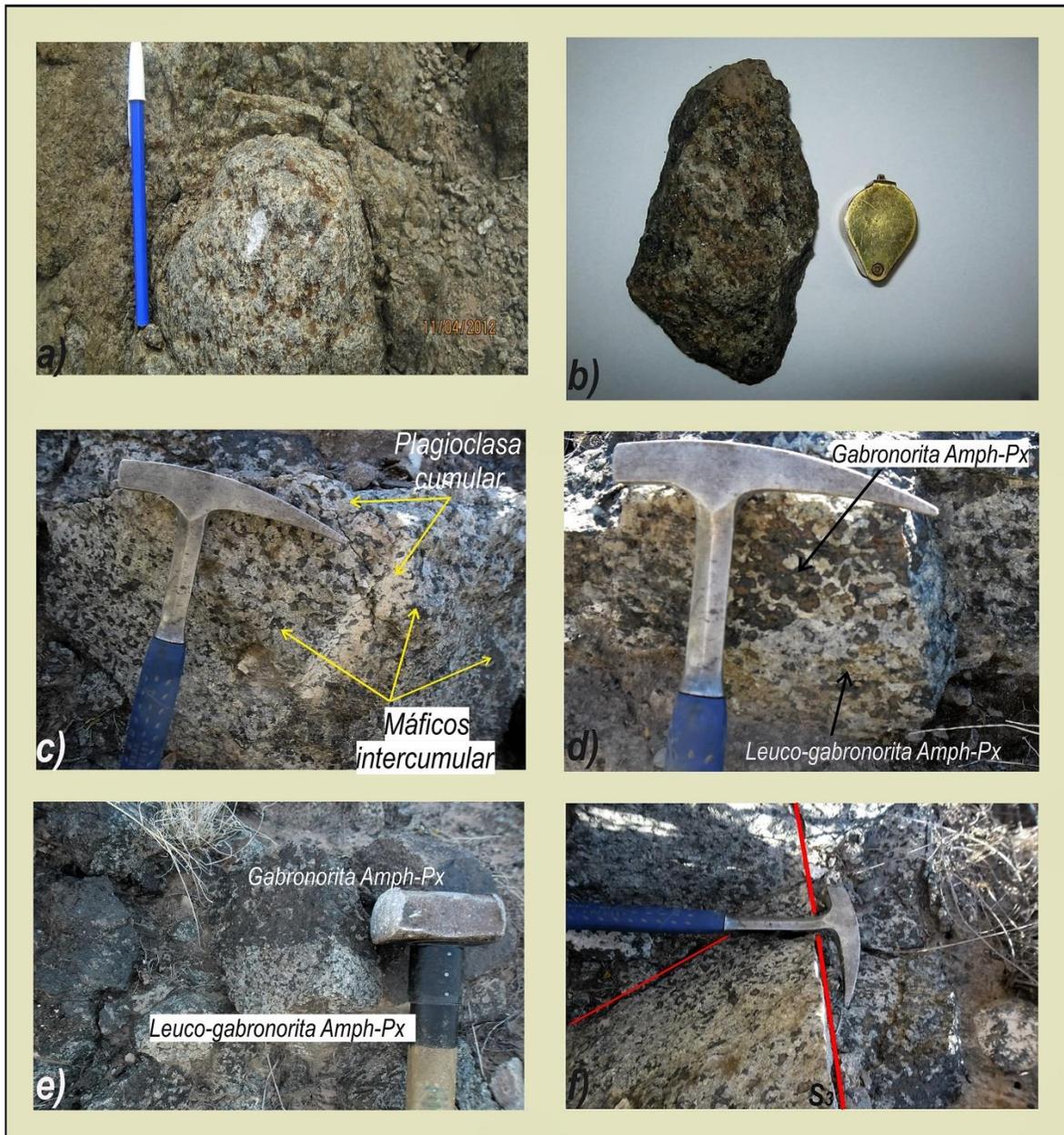


Fig. 3-2.2-1.e.1: Leuco-gabronorita anfibólica piroxénica

Fig. 3-2.2-1.e.1: a-b) Fotografías de campo y muestra de mano respectivamente en las que se aprecia la tonalidad gris claro de la leuco-gabronorita, además de las típicas motas ferruginosas por la alteración de los piroxenos. c) Fotografía de afloramiento que muestra la textura ígnea cumular con las fases minerales que la componen. d) Fotografía de campo en la que se destaca claramente los núcleos piroxénicos rodeados por una delgada capa de Amph, hecho que se pone de manifiesto por la diferencia de color entre ambos minerales. e) Fotografía de afloramiento mostrando un pseudoencapado modal y las litologías involucradas, al igual que en la figura anterior. f) Foliación frágil S_3 que segmenta a los afloramientos en bloques menores. Escalas: Lapicera 15 cm, lupa 3 cm, piqueta 35 cm, maza 25 cm.

La leuco-gabronorita presenta una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno.

Microscópicamente exhibe una estructura masiva con una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano grueso-medio (Fig. 3-2.2-1.e.2: a). Por sectores se desarrolla una textura pseudopoiquilitica por la presencia de grandes oikocristales de anfíbol (Anexo 2: Fichas petrográficas).

Microscópicamente en algunas muestras las estructuras y texturas primarias son reemplazadas por una textura de tipo granolepidoblástica asociada al desarrollo de fábricas miloníticas. A continuación se realiza una reseña de cada especie mineral:

Plagioclasa: se presenta en granos de tamaño medio-grueso, subidiomorfos y con bordes irregulares a lobulados. Son frecuentes las maclas polisintéticas acuñaadas y de *carlsbad*. Cabe destacar que casi la totalidad de la PI se constituye de individuos maclados y posee inclusiones de Opx, Op, Ap y Zrn. Muestra moderada alteración a Ser en bordes y/o centros de grano y existen microfracturas en las cuales se desarrolla Ser y Chl (Fig. 3-2.2-1.e.2: a, b).

Anfíbol: se presenta en dos hábitos distintos

Anfíbol a: es de color verde, de grano fino y xenomorfo. Presenta clivaje rómbico perfecto, pleocroísmo marcado que varía de verde pálido a verde intenso y con frecuentes inclusiones de minerales opacos. Se asocia principalmente a Opx-Op y se altera a biotita (Fig. 3-2.2-1.e.2: c).

Anfíbol b: es de color verde, con tamaño de grano medio-grueso y xenomorfo. Normalmente no muestra direcciones de clivaje y el pleocroísmo es débil variando la intensidad del verde. Este tipo de anfíbol se desarrolla como oikocristales con inclusiones de PI, Opx, Cpx y Op y se altera a Bt (Fig. 3-2.2-1.e.2: c, d).

Ortopiroxeno: se encuentra como cristales de tamaño medio a fino, xenomorfos y altamente microfracturados. Presenta pleocroísmo moderado a débil (varia de verde

pálido a rosa pálido). A nicoles cruzados exhibe un color de interferencia pardo rojizo normal (Fig. 3-2.2-1.e.2: b), en tanto que algunos individuos presentan color similar al del Ol, como así también su fractura típica y alteración a minerales del grupo de la Srp. Se asocia espacialmente a minerales Op y Amph. Es reemplazado parcialmente por Amph.

Clinopiroxeno: es poco abundante, con tamaño de grano medio y subidiomorfo a xenomorfo. Posee clivaje perfecto en una dirección y a nicoles cruzados exhibe alto color de interferencia. Se asocia espacialmente a *Amph a*, Op y Opx y se halla parcialmente reemplazado por Amph.

Cuarzo: aparece con tamaño de grano grueso, xenomorfo y con bordes lobulados (Fig. 3-2.2-1.e.2: a). Presenta moderada fracturación y extinción ondulosa a lamelas de deformación. Se desarrolla como grandes individuos con mucha cantidad de inclusiones de Pl, Op y Amph. Es secundario debido a que se halla localizado en microfracturas.

Biotita: está en baja proporción, como cristales de tamaño medio y subidiomorfos. Exhibe clivaje perfecto en una dirección y marcado pleocroísmo que varía de pardo amarillento a pardo rojizo. Crece a expensas del Amph por alteración y a su vez se altera a Ms.

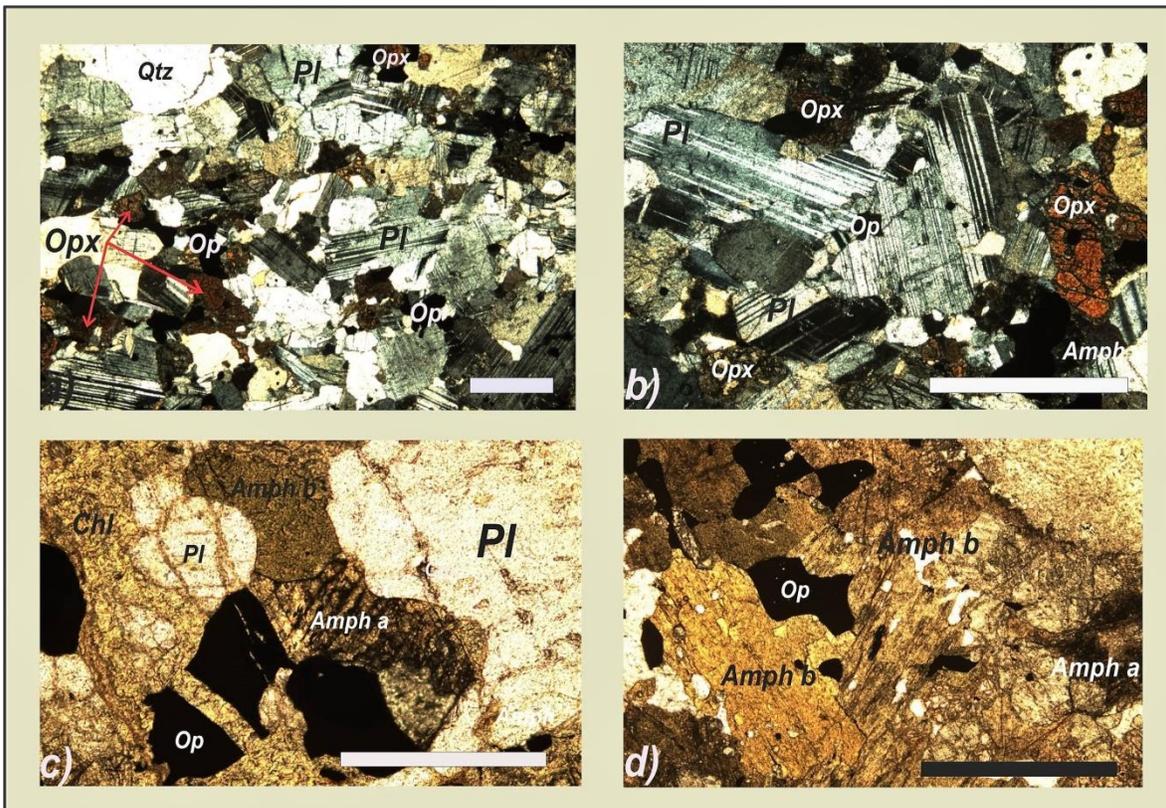


Fig. 3-2.2-1.e.2: Leuco-gabronorita anfibólica piroxénica

Fig. 3-2.2-1.e.2: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados destacándose la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano grueso-medio. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando a maclas polisintéticas en Pl, algunas de ellas se hallan ligeramente flexuradas hacia borde de grano y también se presenta Opx. c-d) Fotomicrografías a nicoles paralelos donde se observa las dos variedades de Amph, notar la asociación espacial que ambos tienen con minerales opacos. A su vez el *Amph b* es el que se desarrolla por sectores en oikocristales. Escala: 1 mm.

Sericita-serpentina-clorita-muscovita: se desarrollan en cantidades poco significativas, con tamaño de grano fino y son el resultado del reemplazo por alteración hidrotermal/supergénica de Pl, Opx, Bt-Amph y Bt respectivamente.

3-2.2-1.f) Anortosita

Esta roca aflora exclusivamente en la Quebrada de Yanzi. Allí se dispone como un cuerpo pequeño discreto en contacto con la peridotita piroxénica (Anexo 1: Mapas). Asimismo se presenta en relación espacial con la gabronorita anfibólica piroxénica, mela-gabronorita anfibólica piroxénica y la leuco-gabronorita anfibólica piroxénica en el tramo medio-inferior de la quebrada en cuestión.

El único afloramiento importante posee una potencia de 0,50 m por 4 m de longitud y se halla en contacto aparentemente neto con la peridotita piroxénica (Fig. 3-2.2-1.f.1: a). Con menor grado de importancia se destaca la presencia de porciones anortosíticas en contacto neto con la mela-gabronorita y de modo transicional con la leuco-gabronorita anfibólica piroxénica como resultado de la acumulación de plagioclasa y que escapan a la posibilidad de ser cartografiados (Fig. 3-2.2-1.f.1: b, c, d). Los afloramientos son leucocráticos a hololeucocráticos con color gris claro dominante a casi blanco (Fig. 3-2.2-1.f.1: a).

La anortosita se caracteriza por presentar una textura ígnea cumular de grano medio a fino definida por cumulos de plagioclasa con anfíbol intercumular (Fig. 3-2.2-1.f.1: a). Además desarrolla una foliación frágil (S_3) que fragmenta los afloramientos en diversas porciones subredondeadas (Fig. 3-2.2-1.f.1: a).

Por otra parte la anortosita, presenta una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Anexo 3: Tabla).

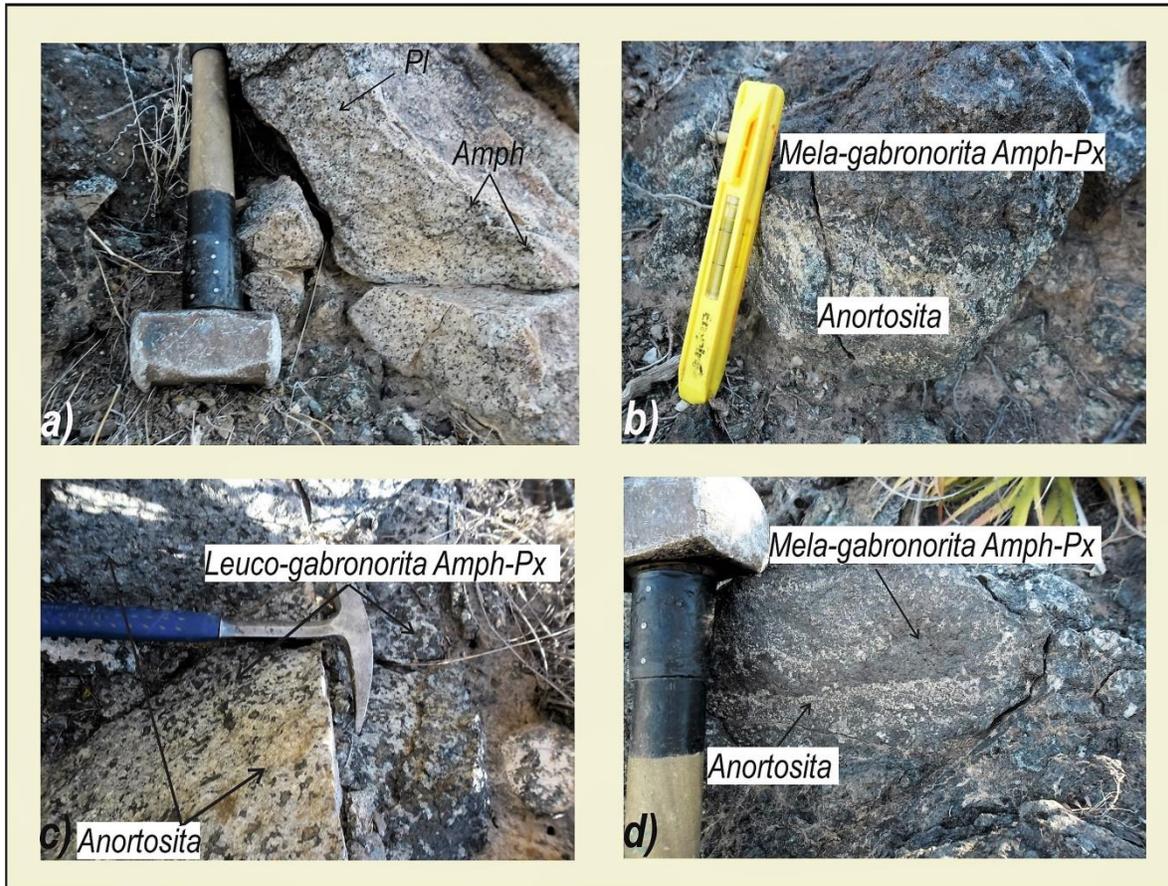


Fig. 3-2.2-1.f.1: Anortosita

Fig. 3-2.2-1.f.1: a) Fotografía de afloramiento donde se exhibe la tonalidad gris claro a casi blanco de la roca, como así también se señalan las fases minerales involucradas en la textura cumular. b-c-d) Fotografías de diversos afloramientos en las que se destaca la presencia de porciones anortosíticas en contacto neto con la mela-gabronorita y de modo transicional con la leuco-gabronorita como resultado de la acumulación de plagioclasa. En las imágenes b y d se denotan los pseudoencapados magmáticos. Escalas: maza 25 cm, nivel 12 cm, piqueta 35 cm. Escala: 1 mm.

Microscópicamente muestra una estructura masiva y una textura hipidiomórfica inequigranular de grano grueso a muy grueso (Fig. 3-2.2-1.f.2: a). A esta escala también domina una textura ígnea cumular constituida por cúmulos de plagioclasa de grano grueso a muy grueso que representan más del 90 % de la roca, con anfíbol intercumular (Fig. 3-2.2-1.f.2: b). Se destaca además especialmente una textura pseudopoligonal en plagioclasa subidiomorfa con contactos triples a aproximadamente 120° (Fig. 3-2.2-1.f.2: b, c). Finalmente se observa a los piroxenos de grano fino coronados por una delgada capa de anfíbol verde pálido que los separa de la plagioclasa, determinando así la textura

coronítica (Fig. 3-2.2-1.f.2: d). A continuación se realiza una reseña que describe los rasgos petrográficos más relevantes de cada especie mineral:

Plagioclasa: se presenta en granos subidiomorfos de tamaño grueso a muy grueso. Son frecuentes las maclas polisintéticas y de *carlsbad* (Fig. 3-2.2-1.f.2: c, d). Posee inclusiones de Zrn, Ap y Tnt, como así también de Amph/PI de grano fino y pequeños cristales de Cpx coronados por Amph (Fig. 3-2.2-1.f.2: d). Cuando disminuye el tamaño de grano se desarrolla una textura pseudopoligonal y en este mismo dominio félsico la textura cumular está dada por cumulatos de PI con Amph o Cpx+Amph intersticial.

Anfíbol: es de tamaño de grano medio-fino y subidiomorfo a xenomorfo dada su naturaleza intersticial en los dominios de PI (Fig. 3-2.2-1.f.2: b). No posee clivaje o bien es perfecto en una dirección y más raramente es típico y el pleocroísmo es leve en tonos de verde claro. Se presenta en distintos hábitos, no obstante corona a los piroxenos a partir de los cuales crece (Fig. 3-2.2-1.f.2: a, d).

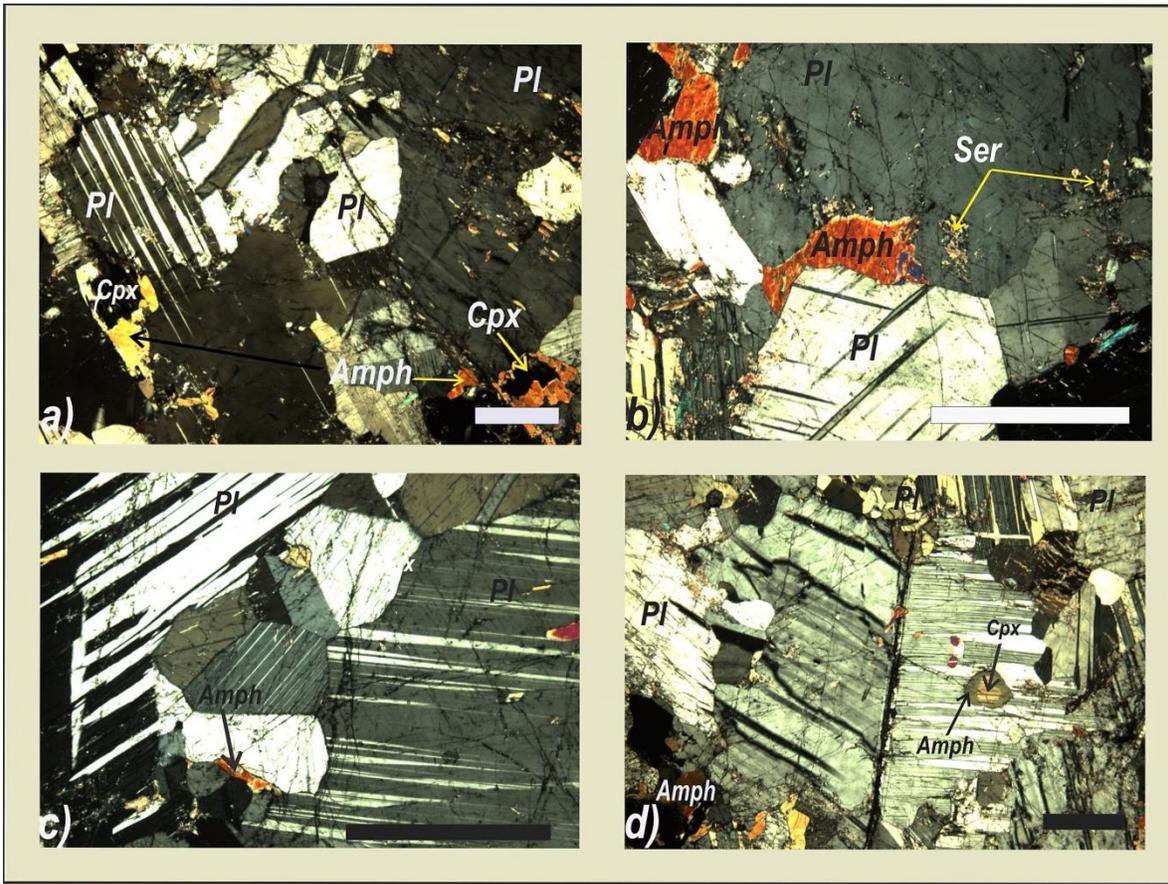


Fig. 3-2.2-1.f.2: Anortosita

Fig. 3-2.2-1.f.2: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados exponiendo la textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio-grueso. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se observa a grandes cúmulos de PI con un marcado empaquetamiento, dejando al Amph como material intersticial o intercumular. Notar que un individuo muestra dos juegos de maclas polisintéticas formando un ángulo mayor de 90° entre sí. c) Fotomicrografía a nicoles cruzados evidenciando el desarrollo local de la textura pseudopoligonal con uniones triple casi a 120° . d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de un gran cristal maclado según la ley de *carlsbad* y que a su vez alberga a un Cpx coronado por una delgada capa de Amph verde pálido. Escala: 1 mm.

Piroxenos: el Cpx es ligeramente más abundante que el Opx y se disponen en los núcleos de las coronas de reacción. Es complicado reconocer el tipo de Px como consecuencia del avanzado reemplazo por Amph, excepto en algunos sectores donde ángulo de extinción facilita inferir los rasgos del mineral original. La transformación toma lugar desde borde a centro de grano quedando parches de Amph dentro de los Px y solo se preservan mejor aquellos individuos incluidos en PI (Fig. 3-2.2-1.f.2: a, d). El Amph lo corona de manera más o menos concéntrica.

3-2.2-2) Asociación intermedia

3-2.2-2.a) Tonalita

Este tipo litológico es el de menor superficie de afloramiento dentro de esta asociación; se hace presente casi en la sección media de la Quebrada San Pedro y en una quebrada secundaria al sur de Yanzi. Se relaciona espacialmente con la migmatita además de mostrar un contacto aparentemente neto con la asociación máfica-ultramáfica, mayormente con la gabronorita anfibólica piroxénica (Anexo 1: Mapas).

Los afloramientos poseen una potencia promedio de 100 m, con longitudes mayores a los 400 m. Exhiben un aspecto bochiforme y tonalidades leucocráticas a mesocráticas cuando se hacen abundantes los diques y/o enclaves máficos de grano fino. Es así que predomina el color gris (Fig. 3-2.2-2.a.1: a, b).

La tonalita exhibe una textura granular homogénea con tamaño de grano medio a grueso (Fig. 3-2.2-2.a.1: b). Se encuentran dentro de la tonalita muchas intrusiones de diques y/o enclaves microgranulares máficos, algunos de ellos con formas subcirculares y bordes difusos debido a la asimilación parcial por parte de la tonalita (Fig. 3-2.2-2.a.1: c). En este sentido y poco frecuentemente se desarrolla una foliación magmática (S_{0b}) como resultado de la alineación paralela de enclaves gábricos (Fig. 3-2.2-2.a.1: d). A esta fábrica primaria se le sobreimpone localmente una foliación tectónica de naturaleza frágil-

dúctil (S_2) (Fig. 3-2.2-2.a.1: e) y a su vez como es frecuente se manifiesta una foliación frágil (S_3) de variados dominios que fragmenta los afloramientos en bloques menores (Fig. 3-2.2-2.a.1: f). Por otro lado, la tonalita presenta una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa, cuarzo y biotita (Anexo 3: Tabla).

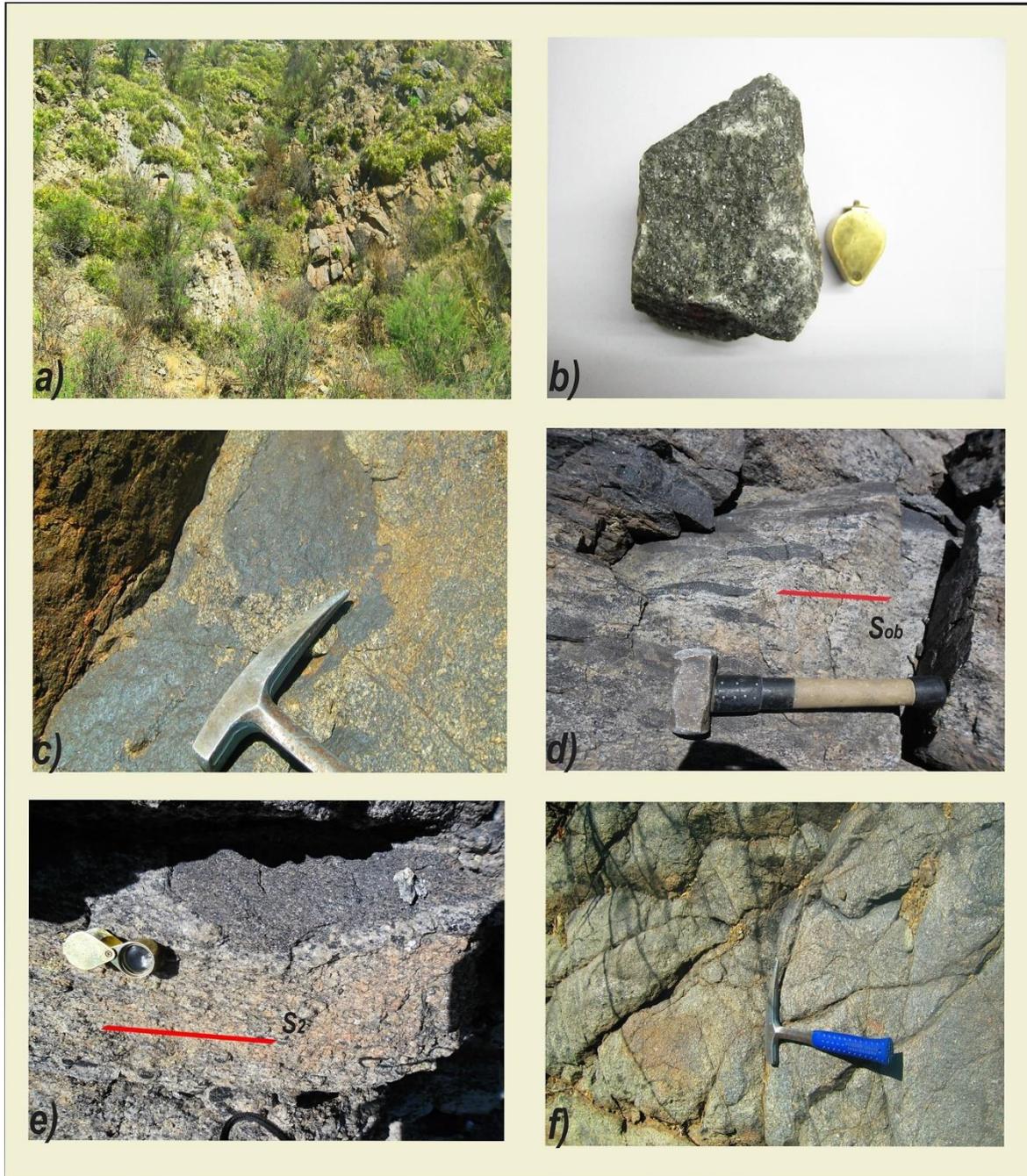


Fig. 3-2.2-2.a.1: Tonalita

Fig. 3-2.2-2.a.1: a-b) Fotografía de campo y muestra de mano respectivamente en las que se destaca el color gris predominante de la tonalita y su aspecto bochiforme. c) Fotografía de campo que muestra a los magmas máficos de grano fino que intruyen a la tonalita, específicamente se trata de enclaves subcirculares, algunos de ellos asimilados de manera parcial. d) Fotografía de la tonalita que pone de manifiesto a los enclaves lenticulares orientados según la foliación magmática S_{ob} marcada por la línea roja. e) Fotografía de campo destacándose la deformación frágil-dúctil sobreimpuesta. La foliación S_2 es paralela a la foliación S_{ob} . f) Fotografía de campo denotando la apariencia que le otorga a los afloramientos la sobreimposición de la foliación frágil S_3 . Escalas: lupa 3 cm cerrada y 6 cm extendida, piqueta 35 cm, maza 25 cm.

Microscópicamente muestra una estructura masiva y una textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso (Fig. 3-2.2-2.a.2: a). Se destaca aisladamente una textura pseudopoligonal en plagioclasa subidiomorfa con contactos triples a aproximadamente 120° (Fig. 3-2.2-2.a.2: b).

A continuación se realiza una reseña que describe los rasgos petrográficos más relevantes de cada especie mineral:

Plagioclasa: se presenta con tamaño de grano medio a grueso, con hábito subidiomorfo y con límites regularmente rectos. Desarrolla típicas maclas múltiples según ley de albita y de *carlsbad* (Fig. 3-2.2-2.a.2: b, c). Esporádicamente desarrolla uniones triples a 120° determinando una textura pseudopoligonal local (Fig. 3-2.2-2.a.2: b). Además posee inclusiones de Ap y Op de grano fino y el grado de alteración a Ser es ligero.

Cuarzo: se desarrolla en cristales de tamaño grueso, xenomorfos y con bordes de grano engolfados. Exhibe extinción ondulosa a lamelas de deformación (Fig. 3-2.2-2.a.2: c), dominan las inclusiones de Pl-Bt-Op y posee microfracturas irregulares. El tamaño de grano de Qtz es variable denotando su carácter tardío en la secuencia de cristalización magmática, rellenando el espacio intersticial dejado principalmente por Pl (Fig. 3-2.2-2.a.2: a, c).

Biotita: posee un tamaño de grano medio, hábito tabular y cristales subidiomorfos. Muestra clivaje perfecto en una dirección y es marcadamente pleocroica variando en tonos pardo rojizos (Fig. 3-2.2-2.a.2: d). Es reemplaza moderadamente por Chl, a veces la transformación es total y se constituyen agregados de Cld más Chl.

Opacos: presentes en baja proporción, en granos de tamaño fino a medio y xenomorfos. Están a modo de inclusión en todas las fases pero con cierta asociación espacial con Bt (Fig. 3-2.2-2.a.2: d).

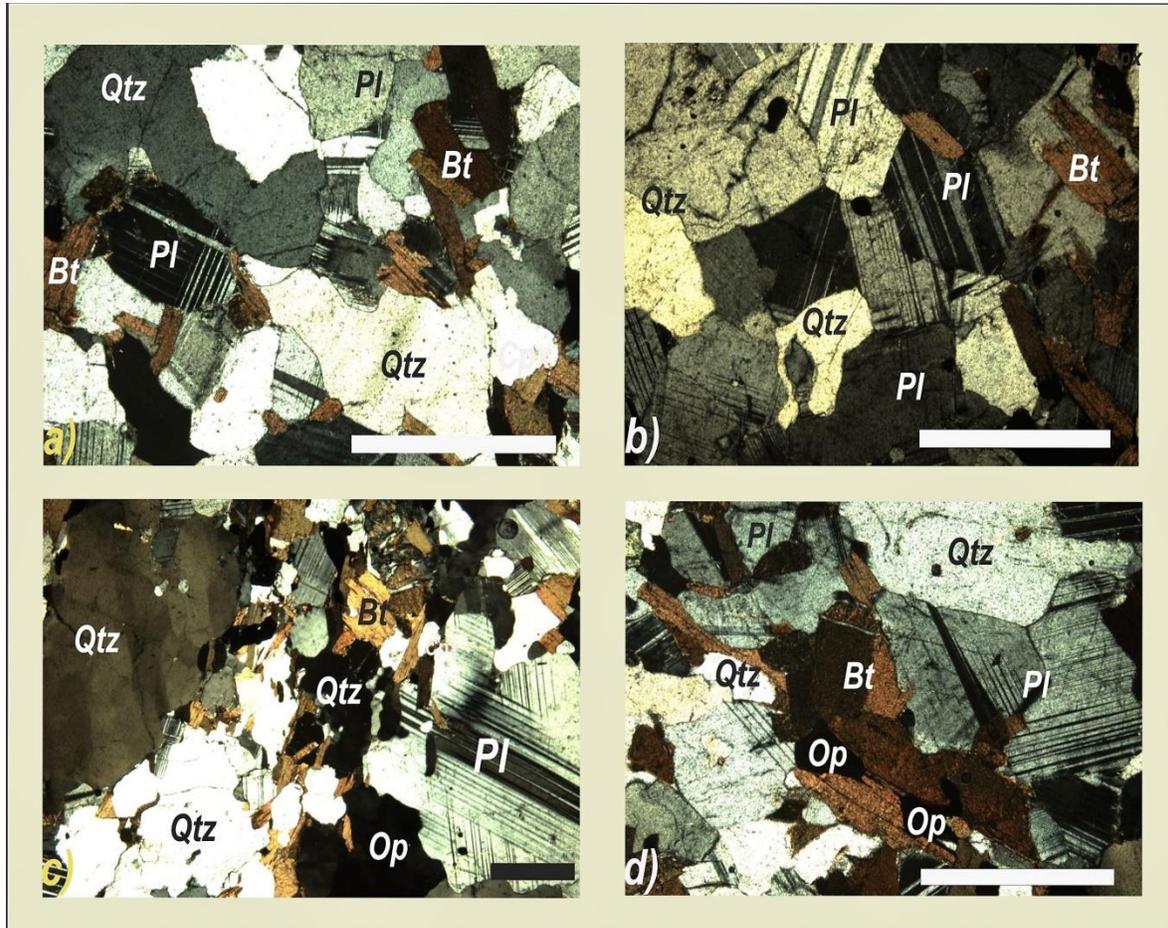


Fig. 3-2.2-2.a.2: Tonalita

Fig. 3-2.2-2.a.2: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados que muestra la textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados que destaca el moderado desarrollo de la textura pseudopoligonal en Pl. c) Fotomicrografía a nicoles cruzados que muestra la mineralogía típica de la tonalita. Se distingue a cuarzo con extinción ondulosa a lamelas de deformación y un individuo de plagioclasa con más de un juego de maclas polisintéticas formando ángulos entre sí. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados de Bt prismática, Qtz, Pl maclada y minerales Op con particular asociación espacial con Bt. Escala: 1 mm.

3-2.2-2.b) Diorita

Este tipo litológico es el dominante dentro de la asociación intermedia. Las manifestaciones dioríticas se disponen en proximidades de la desembocadura de la quebrada secundaria al sur de Yanzi. Allí aflora en contacto transicional con la gabronorita anfibólica piroxénica (Anexo 1: Mapas). Por otro lado se presenta casi en la desembocadura de la Quebrada San Pedro, en donde se interdigita con la gabronorita anfibólica piroxénica, el gabro anfibólico y la cuarzo-diorita anfibólica mediante contactos

regularmente netos.

Los afloramientos tienen en promedio 120 m de potencia por más de 400 m de longitud con morfología de grandes bloques subredondeados (Fig. 3-2.2-2.b.1: a). Las tonalidades son mesocráticas a leucocráticas por sectores, donde el color dominante es el gris oscuro (Fig. 3-2.2-2.b.1: a).

La diorita se caracteriza por presentar una textura ígnea granular homogénea con tamaño de grano medio (Fig. 3-2.2-2.b.1: b). En lo que respecta a la estructura, localmente la intrusión de magmas máficos a modo de diques y/o enclaves microgranulares iso-orientados determina una foliación magmática (S_{0b}) que normalmente es paralela a la foliación submagmática S_1 (Fig. 3-2.2-2.b.1: b). No obstante, en otros sectores se manifiesta la disgregación de los diques máficos y la consecuente asimilación parcial de los mismos por parte de la diorita, pudiéndose reconocer este proceso por la aparición de anfíbol de grano grueso en el borde de reacción entre ambas litologías como así también por la presencia de “fantasmas” de gabro (Fig. 3-2.2-2.b.1: d).

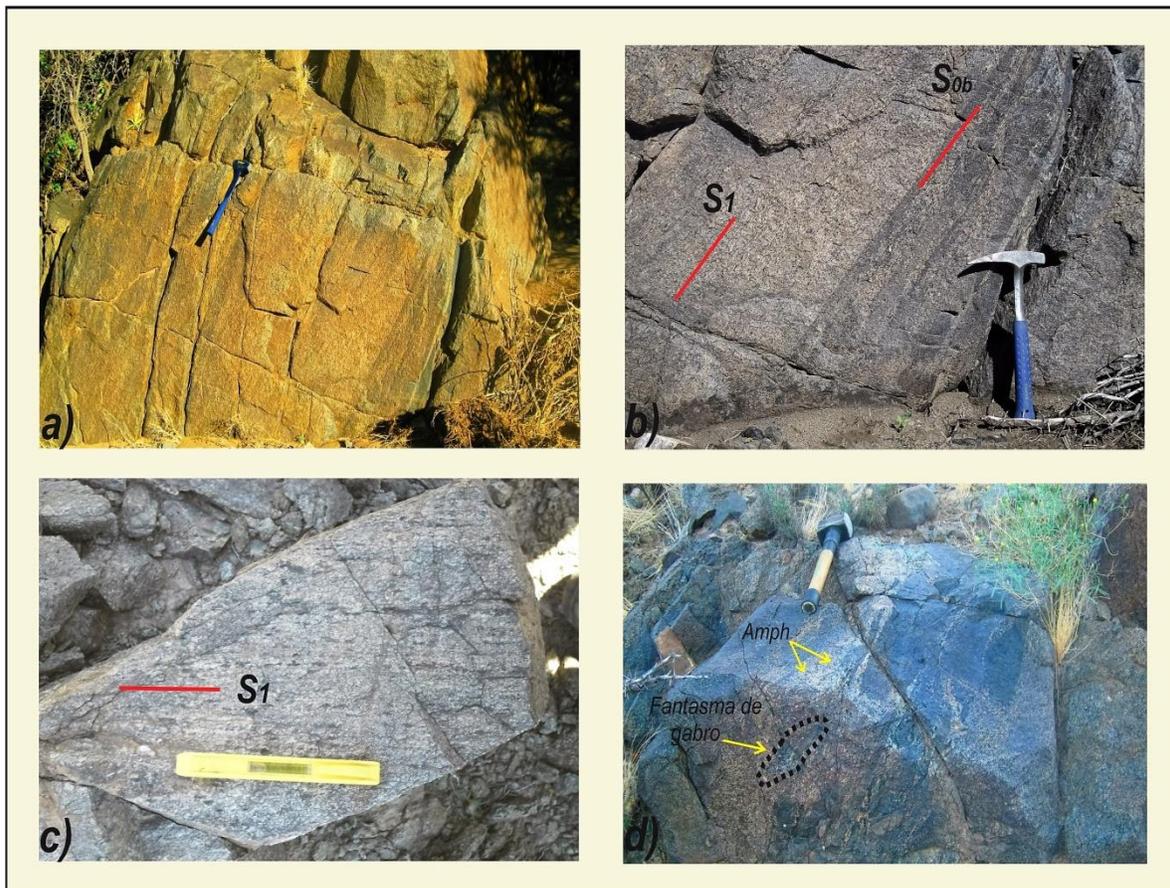


Fig. 3-2.2-2.b.1: Diorita

Fig. 3-2.2-2.b.1: a) Fotografía de campo que muestra la tonalidad gris oscuro de la diorita y su morfología de bloques subredondeados. b-c) Fotografías de campo en las que se puede observar la foliación submagmática S_1 marcada por la disposición paralela de bandas ricas en Amph y bandas leucocráticas dominadas por Pl. Paralela a esta foliación se desarrolla la foliación magmática S_{ob} . d) Afloramiento diorítico en el que se observa a un conjunto de enclaves máficos poligonales, de grano fino y de bordes irregulares. Escalas: piqueta 35 cm, nivel 12 cm, maza 25 cm.

Por último, la diorita exhibe una foliación tectónica frágil (S_3) cuya orientación es variable y que forma ángulos diversos con las fábricas ígneas primarias (Fig. 3-2.2-2.b.1: a). Por otro lado, la diorita presenta una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa, anfíbol, cuarzo, clinopiroxeno.

En el análisis de sección delgada se observa una estructura masiva y una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano medio (Fig. 3-2.2-2.b.2: a, b). El desarrollo de algunos oikocristales de anfíbol conlleva a una textura especial del tipo poiquilítica (Fig. 3-2.2-2.b.2: d). A continuación se detallan las características microscópicas de cada especie mineral formadora de la diorita:

Plagioclasa: se presenta en cristales de tamaño medio y subidiomorfos. Existe una gran cantidad de maclas polisintéticas y de *carlsbad* como así también maclas mecánicas dispuestas en ángulos de casi 90° respecto al maclado primario (Fig. 3-2.2-2.b.2: a, c). Por sectores se evidencia acuñamiento de maclas y flexura hacia centro de grano y un zonado composicional continuo homogéneo bien marcado. Muestra una ligera alteración sericítica. Por sectores la textura ígnea se vuelve pseudopoligonal y los Op ocupan una posición intersticial entre los cumulatos félsicos (Fig. 3-2.2-2.b.2: c).

Anfíbol: Como es frecuente en otras litologías, en este caso también se reconocen dos variedades de Amph con hábitos distintos según:

Anfíbol a: es el tipo en menor proporción. Posee un color verde claro, con tamaño de grano medio y subidiomorfo a idiomorfo. Exhibe clivaje rómbico perfecto y pleocroísmo marcado en tonos de verde (Fig. 3-2.2-2.b.2: a, b). Se asocia espacialmente a minerales Op y es rodeado por Amph *tipo b* separado por límites bien marcados.

Anfíbol b: es de color verde, más abundante, con tamaño de grano medio a grueso y xenomorfo a subidiomorfo. Normalmente no posee clivaje o bien lo es imperfecto en una dirección y el pleocroísmo es moderado en tonos de verde claro. Posee inclusiones de Pl, Op y Amph *tipo a* con lo cual desarrolla oikocristales (Fig. 3-2.2-2.b.2: d).

Cuarzo: está presente con tamaño de grano medio, xenomorfo y con bordes lobulados (Fig. 3-2.2-2.b.2: a, b). Muestra una ligera extinción ondulosa y engloba a granos de Pl o Amph, posiblemente dado su carácter tardío en la secuencia de cristalización magmática.

Clinopiroxeno: es muy escaso, sólo contados individuos. Es Incoloro a verde pálido, de tamaño de grano medio y subidiomorfo. Posee clivaje bueno en una dirección y se encuentra asociado espacialmente con Amph.

Opacos: están presentes en baja proporción, en cristales de tamaño medio y xenomorfos (Fig. 3-2.2-2.b.2: b). Están como inclusión en Pl y Amph o bien constituyen el material intersticial entre granos de las fases mencionadas (Fig. 3-2.2-2.b.2: c, d). Al igual que el Qtz, parte de los Op puede ser de carácter tardío.

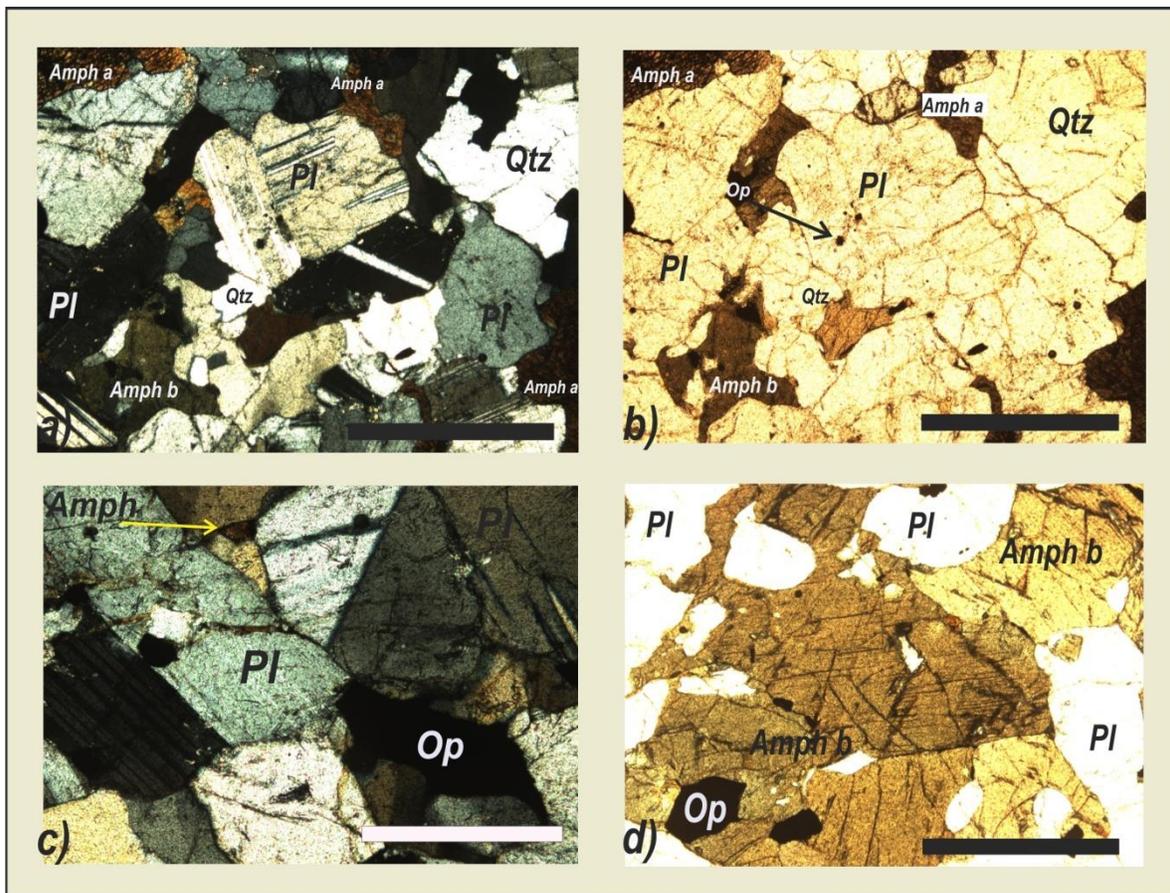


Fig. 3-2.2-2.b.2: Diorita

Fig. 3-2.2-2.b.2: a) Fotomicrografía a nicols cruzados donde se muestra la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano medio. b) Fotomicrografía a nicols paralelos que destaca la presencia de la variedad de *Amph a* mayormente. c) Fotomicrografía a nicols cruzados observándose de manera local el desarrollo de un empaquetamiento pseudopoligonal en Pl. d) Fotomicrografía a nicols paralelos de varios cristales de *Amph b* que incluso pueden observarse

a ojo desnudo. Notar la asociación espacial que tienen los minerales opacos con el Amph. Escala: 1 mm.

3-2.2-2.c) Cuarzo-diorita anfibólica

Dentro de la asociación litológica intermedia, la cuarzo-diorita anfibólica es la roca que posee menor superficie de afloramiento. Se presenta en inmediaciones de la desembocadura de la Quebrada de Yanzi enmarcada dentro de la gabronorita anfibólica piroxénica y diorita mediante contactos transicionales (Anexo 1: Mapas). Los afloramientos mayores se disponen en la quebrada secundaria al sur de Yanzi en relación de yacencia con el gabro y gabronorita a través de contactos aparentemente transicionales. Finalmente se reconoce al sur-este de la zona de trabajo en un afloramiento pequeño en el pie de monte de la serranía circundado por abanicos aluviales (Anexo 1: Mapas).

Los afloramientos son espesores variables y de longitudes que no superan los 200 m. El paisaje que definen es de grandes bloques fragmentados y sub-redondeados (Fig. 3-2.2-2.c.1: a) y las tonalidades son mesocráticas, mayormente con un color gris oscuro a verde oscuro (Fig. 3-2.2-2.c.1: b).

La cuarzo-diorita posee una textura granular ígnea dominante y homogénea, de tamaño de grano que varía de medio a fino (Fig. 3-2.2-2.c.1: b). La mayoría de los afloramientos exhiben una estructura masiva excepto por la sobreimposición de una deformación frágil (S_3) que genera fracturas, a veces rellenas por cuarzo de origen hidrotermal (Fig. 3-2.2-2.c.1: c, d).

Por otro lado, la cuarzo-diorita anfibólica presenta una composición mineralógica dada por los siguientes minerales esenciales: plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Microscópicamente posee una textura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso (Anexo 2: Fichas petrográficas).

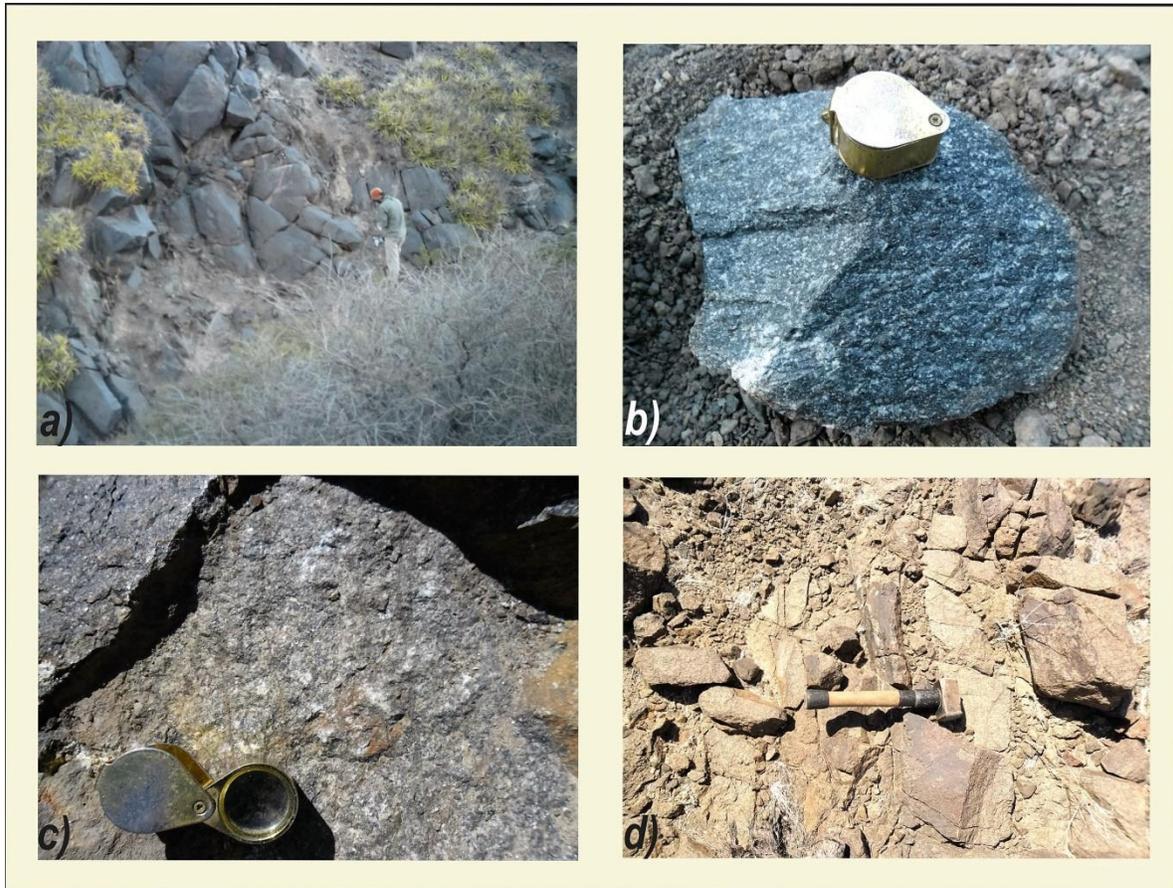


Fig. 3-2.2-2.c.1: Cuarzo-diorita anfibólica

Fig. 3-2.2-2.c.1: a-b) Fotografías de campo y muestra macroscópica respectivamente en las que se puede observar la morfología de bloques subredondeados del afloramiento y la tonalidad gris oscuro a verde oscuro de la roca. c-d) Fotografías de afloramiento destacando la superposición de una foliación tectónica de naturaleza frágil (S_3), notar la tonalidad leucocrática de la roca cuando la alteración hidrotermal es pervasiva. Escalas: lupa 3 cm cerrada y 6 cm extendida, maza 25 cm.

A continuación se realiza una reseña sobre los rasgos petrográficos cada especie mineral:

Plagioclasa: se presenta con un tamaño de grano grueso a medio y subidiomorfo. Dominan las maclas múltiples y de *carlsbad* y maclas polisintéticas que se disponen a 90° respecto al maclado primario. Por sectores se observan maclas flexuradas hacia centro de grano (Fig. 3-2.2-2.c.2: a, b).

Anfíbol: está en granos de tamaño grueso, xenomorfo y con algunos individuos de bordes difusos. Posee clivaje bueno en una dirección o bien es rómbico perfecto y el pleocroísmo es marcado en tonos de verde (Fig. 3-2.2-2.c.2: b, c). Por sectores se halla

transformado a Bt.

Cuarzo: es abundante en más de un 12 %. Se presenta con tamaño de grano grueso a medio y es xenomorfo. Muestra ligera a moderada extinción ondulosa, ocasionalmente como subgranos (Fig. 3-2.2-2.c.2: a, c).

Biotita: se presenta comúnmente con hábito laminar y tamaño medio a fino. Es subidiomorfa y con extremos acuñaos. Posee clivaje perfecto en una dirección (Fig. 3-2.2-2.c.2: c, d).

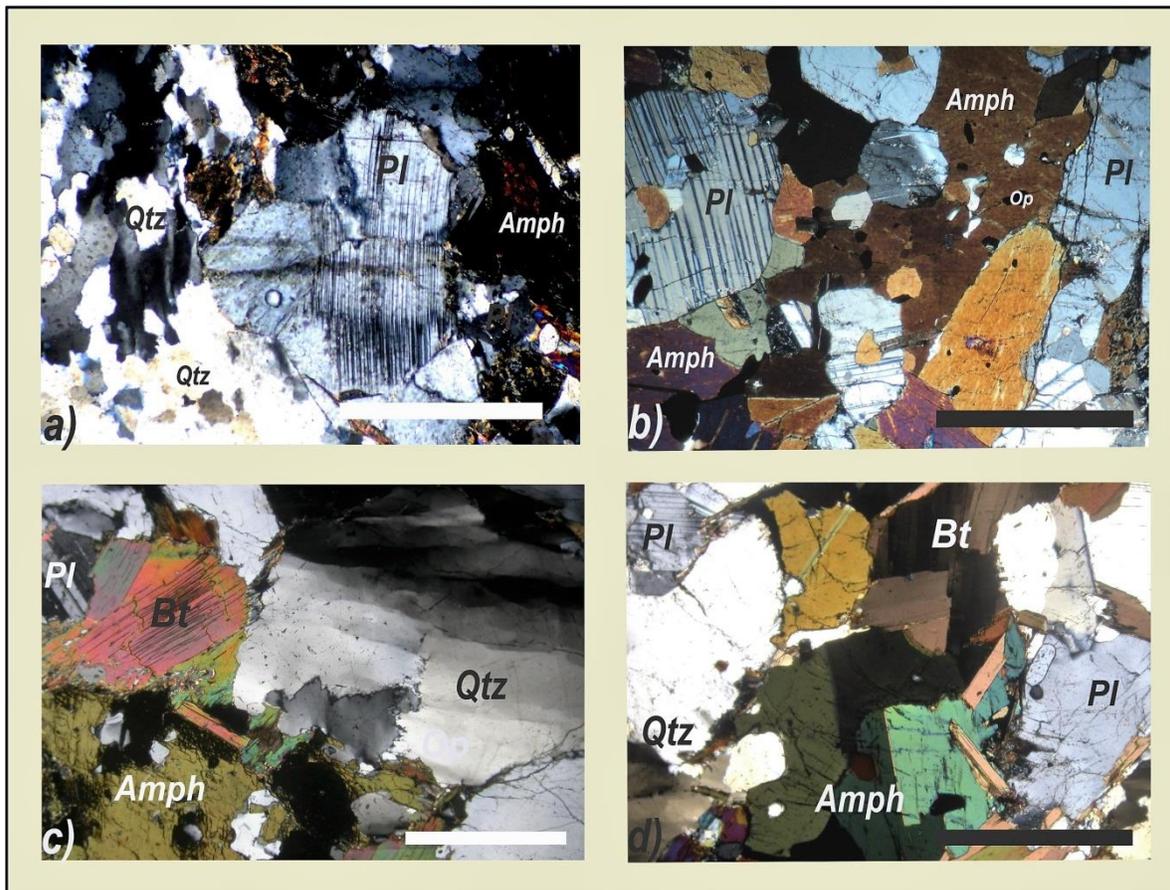


Fig. 3-2.2-2.c.2: Cuarzo-diorita anfibólica

Fig. 3-2.2-2.c.2: a) Fotomicrografía a nicols cruzados destacando el desarrollo de maclas polisintéticas en Pl, algunas de ellas se muestran flexuradas y acuñaos. Se reconoce además Amph con inclusiones de las demás fases minerales. c) Fotomicrografía a nicols cruzados mostrando presencia de grandes cristales de Qtz, Amph y Bt. d) Fotomicrografía a nicols cruzados que expone la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso. Escala: 1 mm.

3-2.2-3) Asociación metasedimentaria

3-2.2-3.a) Migmatita metasedimentaria

Las rocas migmatíticas afloran en el inicio de las quebradas principales que tiene la zona de trabajo, es decir en Quebrada de Yanzi y San Pedro. Constituyen cuerpos de dimensiones kilométricas que pueden ser correlacionados en las distintas transectas petro-estructurales realizadas, mayormente en sus respectivas porciones occidentales (Anexo 1: Mapas).

Cabe destacar que la Quebrada Blanca, situada al noreste del área, se desarrolla sobre basamento metamórfico de naturaleza metasedimentaria. Además de estos extensos dominios mencionados, es notable la presencia muy subordinada de tabiques de migmatitas de dimensiones reducidas enmarcados dentro de la asociación máfica-ultramáfica e intermedia. En general estas rocas presentan una morfología subredondeada y tonalidades mesocráticas a melanocráticas cuando aumenta la densidad de diques/sills máficos (Fig. 3-2.2-3.a.1: e, f).

Las mismas muestran una foliación composicional irregular determinada por la alternancia de mesosomas (M) y leucosomas (L), que tiende a desdibujarse por el incipiente desarrollo de pliegues (Fig. 3-2.2-3.a.1: a, b). Dichas bandas composicionales poseen espesores que varían desde escala milimétrica hasta más de 5 cm (Fig. 3-2.2-3.a.1: b) y definen la foliación migmatítica (S_1) de tipo estromatítica.

La heterogeneidad de la estromatita no es constante en todos los afloramientos, razón por la cual localmente se observan diatexitas y resisters interdigitados con las migmatitas estromatíticas (Fig. 3-2.2-3.a.1: c). Además de un *boudinado* sectorizado de los leucosomas por continuo estiramiento y seccionamiento de los mismos (Fig. 3-2.2-3.a.1: d), hecho que pone de manifiesto una deformación en concomitancia con la migmatización.

Por otro lado es destacable la intrusión de gran cantidad de diques/sills de gabro anfibólico y gabronorita anfibólica piroxénica, ambos de grano fino. Los intrusivos varían en potencia, desde varios centímetros hasta dimensiones regionales dispuestos tanto concordantes como cortando la foliación migmatítica, observándose un proceso de intrusión y retro-intrusión, donde los fundidos anatócticos ricos en cuarzo-plagioclasa terminan fragmentando los diques. Tal proceso es responsable de la hibridación de rocas, con la consecuente aparición de porciones de migmatita máfica (Fig. 3-2.2-3.a.1: e, f).

Otra característica relevante es la existencia de afloramientos que muestran escaso porcentaje de fundido (leucosoma), en los que se identifica claramente bancos pelíticos intercalados con bancos grauváquicos de espesores de orden de los 5 cm (Fig. 3-2.2-3.a.1: g). Finalmente, a escala macroscópica, son importantes los grandes agregados de granate de grano grueso de más de 10 cm de diámetro (Fig. 3-2.2-3.a.1: d) y la existencia de una foliación milonítica (S_2) frágil-dúctil que se superpone a la foliación migmática generando protomilonitas a milonitas (Fig. 3-2.2-3.a.1: h).

Del estudio bajo microscopio se determinó que estas rocas presentan una paragénesis general constituida mayormente por Qtz-Pl-Grt-Bt±Kfs:

Leucosomas: poseen una textura granoblástica dominante de grano medio a grueso. Se desarrollan como bandas relativamente continuas de potencias variables, desde 0,5 cm hasta más de 10 cm con un color gris claro a rojizo. Como consecuencia del acuñaamiento estas bandas leucocráticas sufren disminución e incremento de la potencia desarrollando, por sectores, una geometría espacialmente discontinua. Se componen de plagioclasa, cuarzo, granate y cantidades pequeñas de feldespato potásico.

Cuarzo: está presente en granos de tamaño medio a fino, xenomorfos y con bordes de grano irregulares (Fig. 3-2.2-3.a.2: a). Posee extinción ondulosa, lamelas de deformación y muestra evidencias de recristalización. Este último proceso se acentúa en los planos de cizalla, con fuerte reducción de tamaño de grano e individualización de subgranos con bordes suturados (Fig. 3-2.2-3.a.2: b).

Plagioclasa: está en granos de tamaño medio a grueso, subidiomorfos y con bordes ligeramente lobulados. Son frecuentes las maclas polisintéticas, algunas de ellas flexuradas (Fig. 3-2.2-3.a.2: a, b) y por sectores se observan granos con un zonado homogéneo continuo (zonación composicional). Junto con Grt constituyen los porfiroclastos cuando la roca evidencia deformación subsólida de media temperatura, con lo cual los bordes de tales granos están reabsorvidos y suavizados (Fig. 3-2.2-3.a.2: b).

Granate: normalmente se desarrolla como porfidoblastos de gran tamaño. Es xenomorfo y altamente microfracturado a partir de lo cual se desarrolla Bt/Chl. Algunos individuos crecen como poiquiloblastos con inclusiones goticulares de Pl, Bt prismática, Op xenomorfos y Qtz, mientras otros se hallan en un estadio intermedio de tipo granate en atolón (Fig. 3-2.2-3.a.2: c, d).



Fig. 3-2.2-3.a.1: Estromatita metasedimentaria

Fig. 3-2.2-3.a.1: a-b) Fotografías de afloramiento de la migmatita estromatítica, en ellas se indican las partes que la componen (L-m), además se observa el bandeo migmatítico definido como la estructura penetrativa S_1 que es paralela a la línea trazada en color rojo. c-d) Fotografías de campo donde se evidencia un plegamiento pre-migmatítico y un ligero *boudinado* de un leucosoma compuesto por Qtz-Pl-Grt, respectivamente. e-f) Fotografías de campo destacando la intrusión de diques/*Sills* máficos de grano fino, la mayoría de ellos se encuentran retro-intruidos por fluidos anatécicos ricos en Qtz-Pl. g) Fotografía de campo de una porción de migmatita con escaso porcentaje de fusión parcial. h) Fotografía de campo de una estromatita milonitizada, la misma corresponde a la Qda. Blanca. Escalas: regla 8 cm, piqueta 35 cm, lupa 3 cm.

Feldespató potásico: está presente en baja proporción, con tamaño de grano medio a fino, subidiomorfo y con bordes irregulares. Se encuentra disperso homogéneamente en la muestra y se halla alterado a argilominerales.

Mesosomas: exhiben una textura lepidoblástica con sectores grano-lepidoblásticos de grano medio a fino. Poseen un color gris oscuro a negro además de constituirse como bandas irregulares, flexuradas y por sectores plegadas. Se componen principalmente de biotita y cuarzo, con proporciones modales intermedias de plagioclasa y granate. Escaso feldespató potásico y considerable proporción de minerales opacos. Tales granos están rectificadas y suavizados.

Biotita: prácticamente es el único mafito que aparece en los mesosomas. Está presente en cantidades considerables y en granos de tamaño medio a fino. Se distinguen dos variedades de Bt según:

Biotita a: es de grano medio a fino, prismática, subidiomorfa y normalmente incluida en Grt. Posee clivaje perfecto en una dirección y pleocroísmo marcado en tonos pardos. Se altera ligeramente a Chl (Fig. 3-2.2-3.a.2: c).

Biotita b: es de grano fino, alineada de manera sub-paralela con la fábrica c y en asociación con Op y Qtz recristalizado con bordes suturados. Es particular la asociación Bt+Op que definen y delimitan los planos c de corte definiendo la foliación milonítica y una incipiente matriz. (Fig. 3-2.2-3.a.2: e). Algunos individuos muestran extinción ondulante y acodamientos de granos.

Cuarzo: presenta un tamaño de grano variable, xenomorfo y de bordes lobulados. Exhibe extinción ondulosa a bandas de deformación e incluso recristalización a subgranos en planos anastomosados c de corte (Fig. 3-2.2-3.a.2: e).

Plagioclasa: es poco abundante, con tamaño de grano medio y xenomorfo. Hay un amplio dominio de maclas polisintéticas las cuales están flexuradas en centro de grano y acuñaadas hacia borde, con desarrollo de un maclado mecánico secundario

dispuesto oblicuamente respecto al maclado primario. Algunos individuos están aplastados o muestran una dislocación mecánica.

Granate: conforma cristales de tamaño medio a fino y subidiomorfos. Posee bordes engolfados e inclusiones de Qtz, Bt prismática y minerales opacos.

Feldespato potásico: es escaso, con un tamaño de grano medio, subidiomorfo y de bordes irregulares. Se asocia espacialmente a Qtz, Bt y Grt dentro del mesosoma.

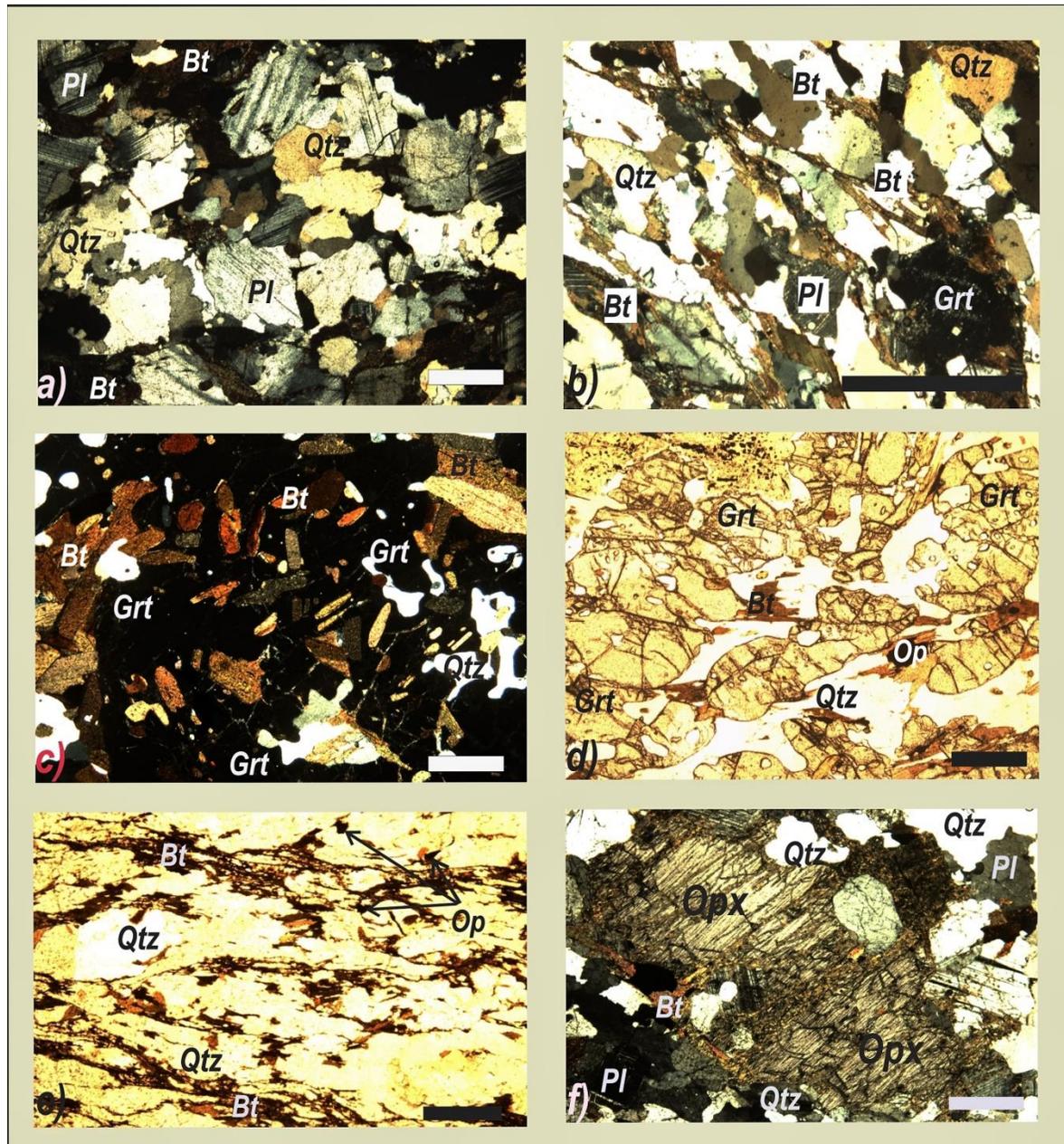


Fig. 3-2.2-3.a.2: Estromatita metasedimentaria

Fig. 3-2.2-3.a.2: a-b) Fotomicrografías a nicoles cruzados donde se aprecia la mineralogía constituyente de la estromatita y el incipiente desarrollo de porfiroclastos de Pl y Grt como resultado de la deformación de media temperatura, respectivamente. c-d) Fotomicrografías a nicoles cruzados y paralelos respectivamente que destacan a un poquiloblasto de Grt bien desarrollado y otro en el estadio intermedio, es decir Grt en atolón. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos de una protomilonita de estromatita. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados que permite distinguir a un gran individuo de Opx asociado a la mineralogía de la estromatita, dando cuenta esto del proceso de hibridación de fundidos. Escala: 1 mm.

Finalmente, y como se mencionó más arriba, en algunos lugares la intrusión de bastas cantidades de diques/sills máficos genera mezclas de fundidos. Es decir la interacción entre los líquidos félsicos producto de la migmatización y los magmas máficos genera productos intermedios, es así que algunas muestras poseen la mineralogía característica de la estromatita junto a ortopiroxeno y cantidades variables de anfíbol (Fig. 3-2.2-3.a.2: f). Incluso se advierte una zonación mineralógica, con porciones dominadas por plagioclasa-ortopiroxeno-cuarzo y otras por plagioclasa-ortopiroxeno-biotita (Anexo 2: Fichas petrográficas).

3-2.2-3.b) Mármol

Dentro de los límites del área de estudio los mármoles aparecen en afloramientos de cientos de metros de longitud en la Quebrada Blanca. Se presentan en el inicio de la Quebrada de Yanzi en donde también han sido reemplazados hidrotermalmente a lo largo de zonas de cizalla y además se reconocen algunos afloramientos en la porción media de la quebrada San Pedro (Anexo 1: Mapas).

Los mármoles son fácilmente distinguibles por su tonalidad blanquecina que contrasta con los tonos grises del resto del basamento (Fig. 3-2.2-3.b.1: a, c). Yacen como bancos verticales a subverticales con potencias de 1 m hasta más de 50 m, concordantes con la foliación regional y con corridas discontinuas de varios cientos de metros de longitud (Fig. 3-2.2-3.b.1: c). En las áreas mineralizadas el mármol es parcial a totalmente reemplazado por sulfuros; también se observa una silicificación y fuerte impregnación limolítico-hematítica que da a la roca un color rojo bermellón (Fig. 3-2.2-3.b.1: b). Por sectores se observan fracturados y plegados (Fig. 3-2.2-3.b.1: f) y en los contactos con la migmatita, y demás rocas ígneas del basamento, adquiere una tonalidad rosada sumado a un aumento de tamaño de grano.

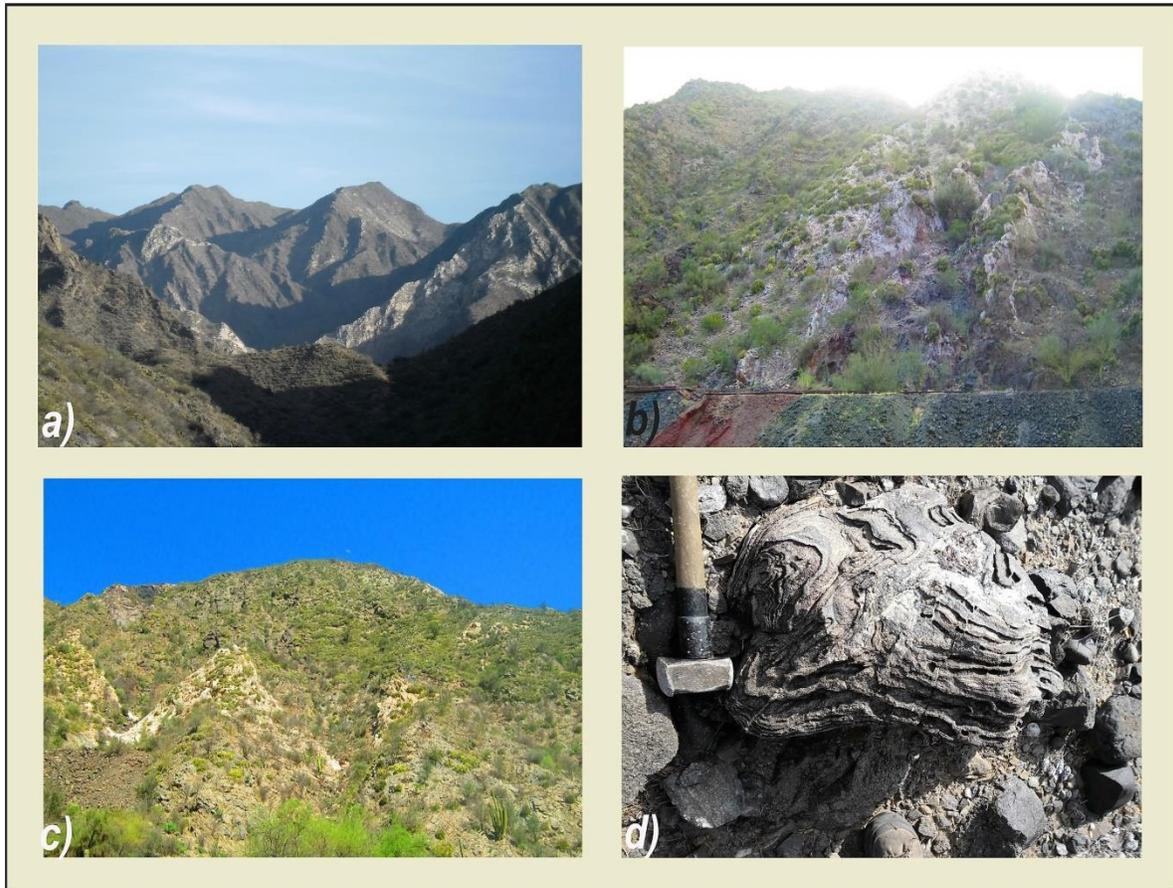


Fig. 3-2.2-3.b.1: Marmor

Fig. 3-2.2-3.b.1: a) Fotografía panorámica del inicio de la Quebrada Blanca en la que se reconoce fácilmente el contraste con las demás rocas del basamento. b) Afloramiento que pone manifiesto a un banco de mármol reemplazado por sulfuros de génesis hidrotermal. c-d) Banco vertical de mármol paralelo a la foliación regional y porción con evidencias de deformación plástica, respectivamente. Escala: maza 25 cm.

Los bancos de mármol constituyen una de las litologías más afectadas por la deformación ya que además de estar plegados, manifiestan una deformación plástica que provoca grandes variaciones en el espesor de los estratos. Como se destacó anteriormente, los mármoles sufrieron un proceso mineralizador mediante el reemplazo metasomático de horizontes favorables por minerales hipogénicos. Se advierte una notoria preferencia por los bancos más calcíticos sobre aquellos marcadamente dolomíticos.

El estudio de esta litología, de acuerdo a los objetivos del presente trabajo, es de carácter preliminar. No obstante, se trata de mármoles dolomíticos impuros con cantidades considerables de magnesio, una textura granoblástica y compuestos por los

siguientes minerales: carbonatos, piroxenos, periclasa, cuarzo y escaso olivino. A continuación se realiza una reseña de cada especie mineral:

Carbonatos: dominan los granos de cal de tamaño medio y dispuestos en forma de mosaico granoblástico poligonal. Posee un clivaje romboédrico típico, son frecuentes las maclas polisintéticas y el pleocroísmo es moderado. Muestra evidencias de deformación frágil, bandas de deformación y extinción ondulante. Por sectores la deformación se manifiesta en una elongación de los cristales.

Piroxenos: son abundantes pero difíciles de precisar dado que se encuentran totalmente alterados a minerales del grupo de la Srp, Chl y Op. Sólo excepcionalmente se observan cristales sin alterar y las secciones basales hexagonales y las trazas de clivaje posibilitan su identificación. En algunos casos se preserva la textura *schiller* relictas.

Periclasa: se manifiesta en cristales fuertemente alterados a Brc quedando sólo “restos” de forma cúbica del mineral primario.

Cuarzo: es escaso y se desarrolla en cristales de tamaño fino con marcada extinción ondulante.

Forsterita: se reconoce sólo en algunas muestras, con un tamaño de grano medio y con marcada alteración serpentínica típica.

3-2.2-4) Asociación milonítica

3-2.2-4.a) Protomilonita-milonita

Este conjunto litológico se distribuye de manera saltuaria dentro del área pero con mayor desarrollo en la unidad migmática. Es así que la deformación subsólida de mediana temperatura afecta principalmente a las rocas de la porción occidental de la zona, registrándose en el inicio de todas las quebradas mayores y obliterando parcialmente las fábricas primarias (Anexo 1: Mapas). De hecho, para el caso particular de los yacimientos metalíferos dispuestos en Quebrada de Yanzi y Blanca su génesis se vincula a un reemplazo hidrotermal a través de zonas de cizalla frágil-dúctil. Asimismo, en la porción central del área se presentan filetes pequeños aislados en un entorno sin deformar (Anexo 1: Mapas).



Fig. 3-2.2-4.a.1: Protomilonita-milonita

Fig. 3-2.2-4.a.1: a) Fotografía de campo en la que se observa a una pequeña faja de cizalla de no más de 3 m de potencia con un recorrido de 20 m. b) Muestra de mano de una milonita en la que se distingue una matriz anastomosada de grano fino y porfiroclastos sigmoidales compuestos por Qtz-Pl mayormente. c) Fotografía de afloramiento de una protomilonita de migmatita en la que se destacan los diques/Sills máficos de grano fino más competentes ante la deformación. d) Afloramiento de leucosoma constituido por Pl-Qtz-Grt con morfología sigmoidal y limitado por planos anastomosados con reducción de tamaño de grano. e) Muestra de mano de protomilonita destacándose la esquistosidad milonítica S_2 . f) Fotografía de campo de protomilonita de tonalita. g-h) Afloramiento de protomilonita estromatítica. Escalas: maza: 25 cm, lupa: 3 cm, regla: 8 cm.

Las potencias de las bandas de deformación no superan los 50 m y con longitudes discontinuas de aproximadamente 150 m (Fig. 3-2.2-4.a.1: a, c). Se presume que la zona de cizalla dispuesta en la región occidental supera los 2 km de recorrido debido a que se reconoce en la mayoría de los puntos relevados en dicho sector. En términos generales, las protomilonitas y milonitas en su mayoría derivan de estromatitas metasedimentarias y exhiben una textura granolepidoblástica dominante con tamaño de grano medio a grueso. Hay un dominio de protomilonitas por sobre las milonitas y de esta manera se reconocen porfiroclastos, que no están completamente desarrollados, de tipo δ constituidos por plagioclasa, cuarzo o granate

La esquistosidad milonítica (S_2) se pone de manifiesto por una fábrica planar anastomosada reconocible tanto a ojo desnudo como bajo microscopio, dada por finas cintas que presentan una marcada reducción del tamaño de grano (Fig. 3-2.2-4.a.1: e, h). Tales bandas constituyen la incipiente matriz de las rocas, se componen mayormente de biotita, cuarzo recristalizado, plagioclasa y abundantes minerales opacos, que en su conjunto circundan a los pseudo-porfiroclastos de plagioclasa, granate poiquiloblástico y cuarzo (Fig. 3-2.2-4.a.1: b, d).

Del análisis bajo el microscopio se determinó que las protomilonitas; las de mayor abundancia, su incipiente matriz se compone de la asociación Bt+Qtz+Pl+Op con porfiroclastos de Pl+Qtz+Grt+Kfs. La textura es predominantemente granolepidoblástica donde el tamaño de grano de la matriz es fino a medio (Fig. 3-2.2-4.a.2: a, b) y los porfiroclastos de tamaño medio a grueso (Fig. 3-2.2-4.a.2: a, b, c).

Matriz:

Biotita: es de color pardo oscuro, de grano fino y subidiomorfa. Posee clivaje perfecto en una dirección (a veces se observa flexurado) y marcado pleocroísmo en tonos pardos a verdes (Fig. 3-2.2-4.a.2: b, d). Se dispone preferentemente paralelo a los planos

anastomosados de corte C, junto con Qtz de grano fino de bordes suturados y le otorga a la roca la textura lepidoblástica. Algunos individuos muestran extinción ondulante, acodamientos de granos y marcada desferrización (Fig. 3-2.2-4.a.2: a, f). En ocasiones se observa una biotita de mayor tamaño y de carácter relicto. Se altera a Chl y Ms.

Cuarzo: se presenta con un tamaño de grano medio-fino, xenomorfo y con bordes de lobulados cuando genera un entramado granoblástico local (Fig. 3-2.2-4.a.2: c, e). Exhibe extinción ondulosa a lamelas de deformación cuando aparece como cintas integradas por subgranos con bordes suturados (Fig. 3-2.2-4.a.2: b). Las inclusiones de grano fino son de Bt, Ap y Zrn y Qtz.

Plagioclasa: se constituye como cristales subidiomorfos de tamaño fino, y de bordes netos parcialmente corroídos. Desarrollan maclas polisintéticas según ley de albita, específicamente acunadas al centro del cristal. Hay ejemplos de subgranos de recristalización e indicios de migración de bordes (Fig. 3-2.2-4.a.2: b).

Minerales Opacos: son de grano medio a fino y xenomorfos. Muestran una marcada asociación espacial con Bt en las superficies C de corte y como inclusiones en las demás fases minerales (Fig. 3-2.2-4.a.2: a, b, f).

Porfiroclastos:

Plagioclasa: conforma granos de tamaño medio, xenomorfos y de bordes ligeramente lobulados. Hay un amplio dominio de maclas polisintéticas que por sectores se flexuran hacia el centro del grano o bien se acunian hacia el borde con desarrollo de un maclado mecánico secundario dispuesto oblicuamente respecto al maclado primario (Fig. 3-2.2-4.a.2: d). Algunos individuos muestran una dislocación mecánica y otros se desarrollan como incipientes porfiroclastos de geometría tipo σ (Fig. 3-2.2-4.a.2: c). Por sectores exhibe extinción homogénea continua por zonación composicional.

Cuarzo: desarrolla porfiroclastos tipo σ de tamaño mediano, constituidos por numerosos cristales pequeños (policristalino). Muestran extinciones en subgranos lamelares y en damero, puntualmente con signos de recristalización por migración de bordes de grano.

Granate: se presenta como porfiroclastos poco desarrollados, xenomorfos de tamaño medio a grueso y con bordes engolfados. Exhibe una gran cantidad de microfracturas e inclusiones de Bt prismática, Qtz, Pl, Op y Kfs, con lo cual algunos granos se desarrollan como poiquiloblastos o bien como granates en atolón (Fig. 3-2.2-4.a.2: e)

Feldespatos potásicos: está como grandes porfiroclastos subidiomorfos de tipo σ . Presenta fracturas intracristalinas y maclas en enrejado difusas. Poseen inclusiones de Qtz y Bt aisladas y desarrollan incipientes colas asimétricas.

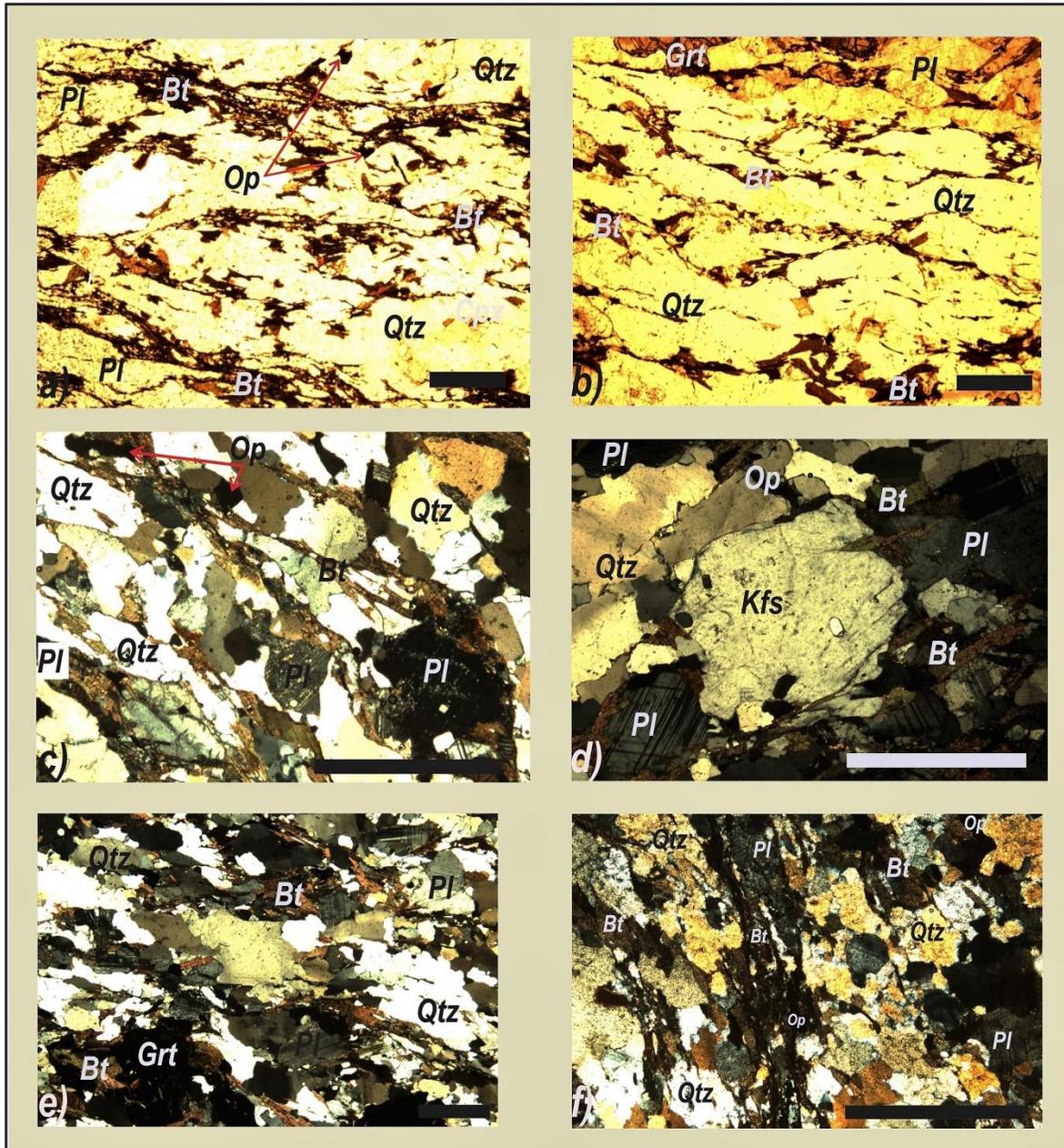


Fig. 3-2-2-4.a.2: Protomilonita de estromatita

Fig. 3-2-2-4.a.2: a-b) Fotomicrografías a nicols paralelos de una protomilonita de estromatita en la que se observa una matriz anastomosada cuya paragénesis es: Bt+Qtz+Pl+Op. c) Fotomicrografía a nicols cruzados distinguiéndose porfiroclastos de Pl con incipiente desarrollo de colas asimétricas y algunas cintas de Qtz. d) Fotomicrografía a nicols cruzados destacándose

Kfs y una marcada extinción ondulante en Qtz. Notar además el maclado doble de la PI formando casi un ángulo recto entre ambos. e-f) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita de estromatita evidenciando las superficies C de corte, además de un marcado proceso de desferrización de la Bt paralelo a dichos planos anastomosados. Se observa una tendencia del cuarzo a recrystalizar en cintas conformadas por varios granos. Escala: 1 mm.

3-2.2-5) Asociación pegmatítica

3-2.2-5.a) Pegmatita simple

Las pegmatitas, en su mayoría clasificados como simples, se distribuyen heterogéneamente e intruyendo a todas la litologías presentes en la zona de trabajo. En cuanto a su geometría, dominan las tabulares y globulares, con subordinada presencia de tipo lentiformes (Fig. 3-2.2-5.a.1: a, b, c, d). Las potencias de los cuerpos pegmatíticos también son variables pero nunca superan los 2 m y con recorridos cortos de no más de 4, hecho que no permite que sean mapeadas dada la escala de trabajo (Fig. 3-2.2-5.a.1: c). En todos los casos las orientaciones y buzamientos de las pegmatitas no siguen ninguna dirección general presentándose en forma vertical u horizontal dado que se alojan en los diaclasamientos.

Las pegmatitas exhiben una textura granular homogénea con tamaño de grano grueso a muy grueso. La composición mineralógica de estas rocas está dominada por cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita y feldespato potásico (Fig. 3-2.2-5.a.1: a, b).

En sección delgada se observa una estructura masiva homogénea. Su textura es de tipo hipidiomórfica inequigranular que por sectores se vuelve equigranular. A continuación se realiza una reseña de cada especie mineral:

Cuarzo: se encuentra en alta proporción, como cristales xenomorfos y de tamaño medio a grueso, predominando megacristales. Posee en algunos casos el desarrollo de lamelas de deformación y numerosas inclusiones fluidas.

Plagioclasa: conforma cristales subidiomorfos a xenomorfos, de tamaño medio a grueso, que por sectores presentan bordes algo lobulados. Se desarrollan maclas polisintéticas y en la mayoría de las ocasiones posee una alteración a Ser y generación de argilominerales.

Muscovita: está en proporción variable, como cristales subidiomorfos de tamaño fino. Se asocia a Bt y Qtz constituyendo finas folias, o como grandes paquetes de varios centímetros de longitud.

Biotita: se manifiesta como láminas subidomorfas de tamaño fino a medio,

constituyendo delgadas folias o de forma aislada dentro de una matriz granular homogénea.

Feldespatos potásicos: se encuentra como cristales idiomorfos a subidiomorfos de tamaño medio, destacándose blastos de gran tamaño. Genera en algunos casos, una matriz homogénea interdigitada con finos filossilicatos y Qtz. Presenta un maclado en enrejado marcado y alteración sericítica.



Fig. 3-2.2-5.a.1: Pegmatita

Fig. 3-2.2-5.a.1: a-b) Fotografías de afloramiento de una pegmatita de morfología globular y tabular. b-c) Fotografías de campo de pegmatitas tabulares relleno de una fractura en la gabronorita. e-f) Afloramientos en los que se destaca la mineralogía simple y tamaño de grano grueso a muy grueso de esta litología, con abundante Qtz, Pl, Ms, Bt y Kfs. Escalas: maza 35 cm, lapicera 15 cm, nivel 12 cm.

CAPÍTULO 4: ESTRUCTURA INTERNA DE LA QUEBRADA DE YANZI

4-1- RESEÑA GENERAL

En el área de estudio, ubicada en el extremo suroriental de la Sierra de La Huerta, el relevamiento geológico y el análisis de los elementos estructurales presentes se llevó a cabo abordando dos escalas de observación: megascópica y mesoscópica. Consecuentemente se aplicaron diferentes técnicas acordes a tales escalas y siempre dentro del marco metodológico propuesto por Hobbs *et al.* (1981); McClay (1987); Llano *et al.* (1988); Paterson *et al.* (1989); Nicolas (1992); Pryer (1993); Vernon (2000); Blenkinsop (2000); Stipp *et al.* (2002); Van Der Pluijm y Marshak (2004); Passchier y Trouw (1996-2005) y Llambías (2008); entre otros.

Primeramente, mediante la utilización de fotografías aéreas e imágenes satelitales, se reconocieron megaestructuras definidas como lineamientos. Los lineamientos principales tienen una orientación NO-SE en coincidencia con el desarrollo de las quebradas mayores que se reconocen en la zona, siendo la Quebrada Blanca la más importante en relación a su tamaño (Anexo 1: Mapas). Asimismo se definieron algunos lineamientos menores cuya actitud es predominantemente N-S.

Por otro lado y a escala mesoscópica, se determinó la existencia de un conjunto de estructuras planares generadas por procesos ígneos, metamórficos y tectónicos (Anexo 1: Mapas). Las mismas se asocian a ambientes de reología dúctil a dúctil-frágil, así como también a ambientes cuyas condiciones son de muy alta temperatura, relacionados a los estadios magmáticos y submagmáticos en transición a subsólidos de alta temperatura. Dentro de este grupo se distinguen los siguientes rasgos estructurales cuyo subíndice reflejan el orden temporal que se les asignó por relaciones de corte: 1) encapado modal o *layering* magmático (S_{0a}), 2) foliación magmática (S_{0b}), 3) foliación submagmática (S_1), 4) foliación migmática (S_1), 5) foliación milonítica frágil-dúctil (S_2) y 6) Foliación tectónica frágil (S_3). A continuación se hará una descripción detallada solamente de las estructuras a escala macroscópica antes mencionadas.

4-2- MACROESTRUCTURAS

4-2.1) Encapado modal o magmático (*layering* magmático: S_{0a})

El encapado modal o *layering* magmático, considerado como una foliación S_{0a} por ser una estructura original ígnea, se encuentra exclusivamente en las rocas de la asociación máfica-ultramáfica (con variaciones composicionales de gabronorita anfibólica piroxénica, anortosita, mela-gabronorita anfibólica piroxénica y leuco-gabronorita anfibólica piroxénica) ubicadas en la sección media de la Quebrada de Yanzi y en una quebrada menor, al sur de la primera. Esta macroestructura se manifiesta por la generación de zonas que representan bandas muy gruesas compuestas por la asociación: Opx+Cpx+Amph y zonas dominadas por Pl con un espesor variable que no excede los 25 cm (Fig. 4-2.1.1: a, b, c). Dichas zonas gradan a o bandas finas que se alternan rítmicamente, con idéntica composición y siendo esto lo menos frecuente (Fig. 4-2.1.1: a, d).

Por lo general los contactos entre las dos zonas definidas se resuelven en un pasaje transicional a regularmente neto.

El encapado magmático se genera como resultado de la sedimentación gravitatoria en un sistema ígneo, generalmente en sectores basales de las cámaras magmáticas (Cox *et al.* 1979; Winter, 2001) razón por la cual es parcialmente horizontal. Cabe aclarar que su disposición actual responde enteramente a la deformación tectónica que ha sufrido el área en diversos estadios. De este modo, la orientación espacial de tal estructura tiene rumbos variables entre N 325° a N 6° y con un buzamiento promedio de 43° hacia el este (Anexo 1: Mapas).

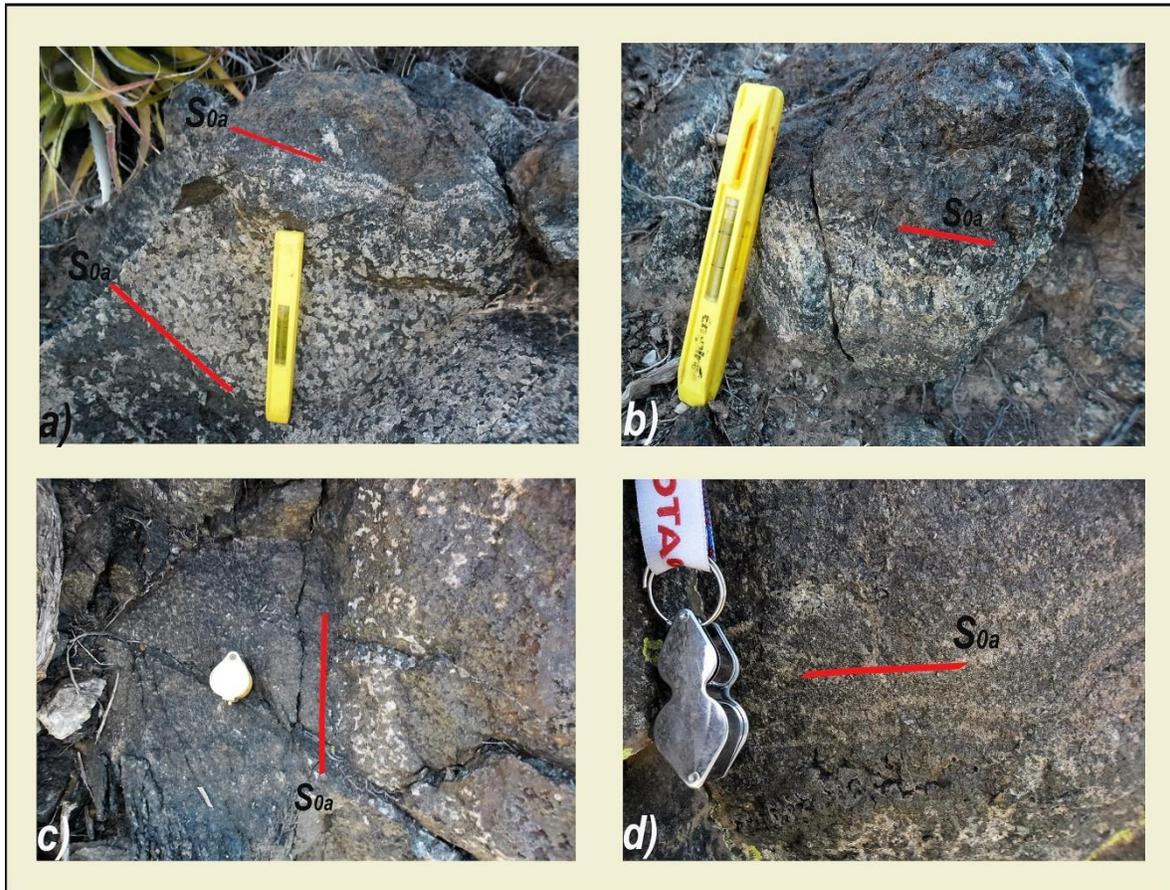


Fig. 4-2.1.1: Encapado modal o *layering* magmático (S_{0a})

Fig. 4-2.1.1: a-b-c-d) Fotografías de campo donde se aprecia el *layering* magmático. En las fotografías a y d se observa el pasaje desde zonas de distinta composición a capas pseudorítmicas con las mismas características. Escalas: nivel 12 cm, lupa 3 y 6 cm.

4-2.2) Foliación magmática (S_{0b})

La foliación magmática (S_{0b}) se vincula mayormente con la asociación intermedia y máfica-ultramáfica, en menor medida. Se destaca su presencia en el comienzo de la quebrada de Yanzi asociada a la gabronorita y gabro anfibólico. Las manifestaciones más claras se relevaron en la quebrada secundaria al sur de Yanzi en un entorno tonalítico así como también en la desembocadura de quebrada San Pedro relacionada con dioritas y cuarzo-dioritas anfibólicas.

La foliación magmática queda definida principalmente por la alineación subparalela de enclaves máficos (gábricos) de geometría lenticular, subcircular y tabular (Fig. 4-2.2.1: a, b, c, f). Además, se manifiesta subordinadamente por la alineación de

crisales subidiomorfos de anfíbol en una matriz de plagioclasa o plagioclasa más cuarzo, básicamente en las dioritas y tonalitas (Fig. 4-2.2.1: d). Normalmente los enclaves son concordantes con la alineación mineral interna de la roca hospedante. Muy raramente se observa la foliación marcada por la alternancia de bandas bien definidas de composición máfica y félsica y de potencia variada (Fig. 4-2.2.1: e).

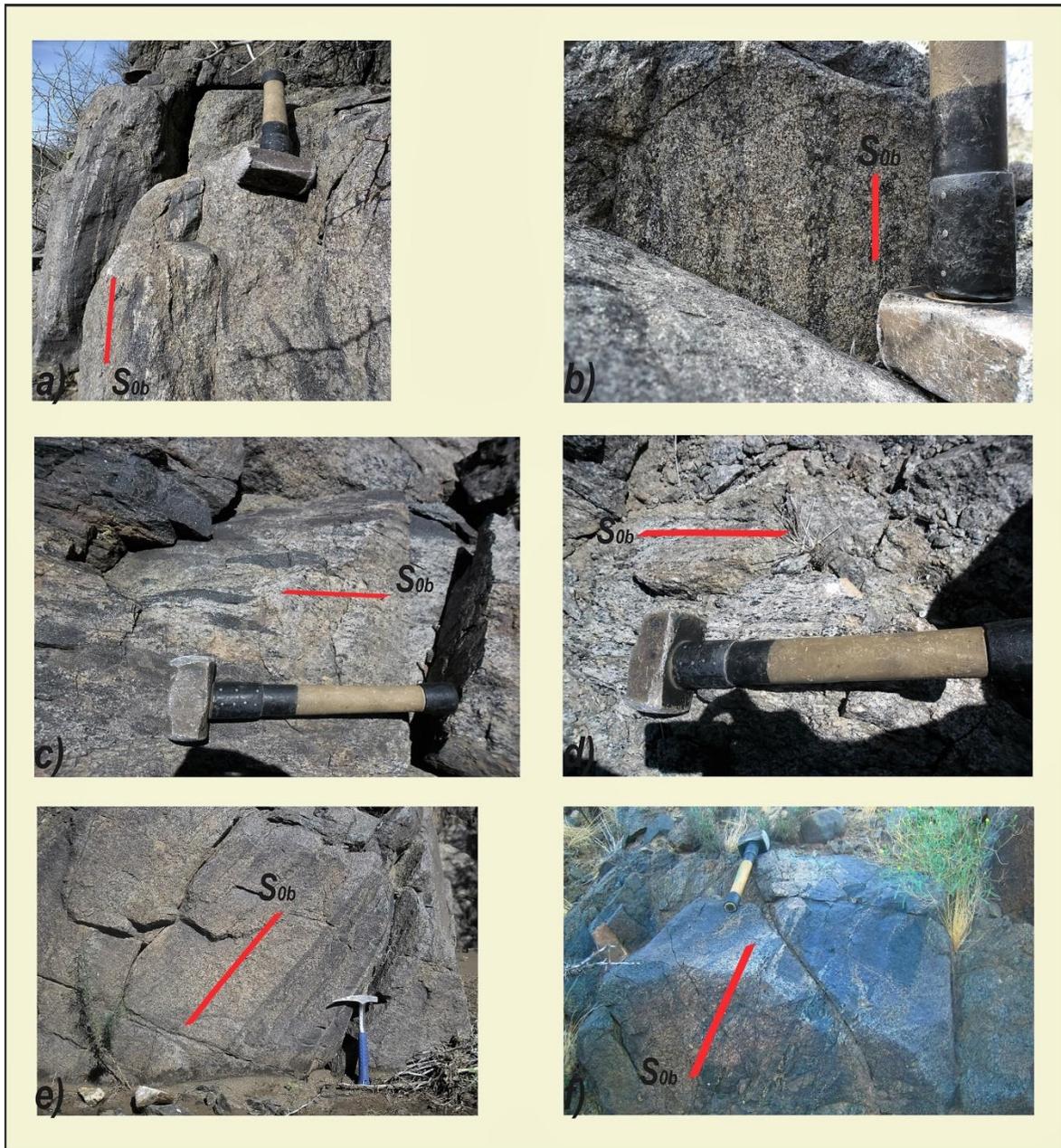


Fig. 4-2.2.1: Foliación magmática (S_{0b})

Fig. 4-2.2.1: Fotografía de afloramiento donde se muestra la foliación magmática definida

por enclaves máficos en rocas dioríticas y tonalíticas. Escalas: maza 25 cm, piqueta 30 cm.

Respecto a la orientación de esta foliación primaria, se destacan rumbos variables entre N 330° y N 340° y un buzamiento promedio de 69° mayormente hacia el este con variaciones aisladas hacia el oeste (Anexo 1: Mapas).

4-2.3) Foliación submagmática-subsólida de alta temperatura (S_1)

Esta fábrica planar definida como (S_1) y de naturaleza submagmática, está representada en proximidades de la desembocadura de la Quebrada de Yanzi así como también en la Quebrada San Pedro, asociada mayormente a dioritas y gabronoritas anfibólicas piroxénicas. No obstante, se vuelve algo más frecuente su presencia en el extremo oriental de la comarca. Esta foliación se define por la alineación de minerales máficos (normalmente Amph-Opx-Cpx) que desarrollan un bandeo, cuyo espesor máximo no supera 1 cm, con un patrón anastomosado a escala de afloramiento, el cual se intercala en una matriz leucocrática constituida esencialmente por plagioclasa con idéntico patrón de flujo (Fig. 4-2.3.1: a, b, c, d).

En sección delgada se observa que la fábrica paralela a S_1 se manifiesta por el estiramiento de las fases minerales asociado a un flujo de alta temperatura. Es decir que se trata de un flujo submagmático (Paterson *et al.* 1989) o flujo grano-soportado (Paterson *et al.* 1998) producido por el desplazamiento del magma y cristales, con deformación intracrystalina de estos últimos. Esta fábrica se acentúa en las gabronoritas anfibólicas piroxénicas con textura cumular y coronítica. En ellas los núcleos de las coronas se componen mayormente de Opx, con Cpx de manera subordinada, que se separan claramente de las regiones externas formadas por la asociación Pl+Amph (Fig. 4-2.3.1: e, f). Ambos dominios se desarrollan en agregados policristalinos con textura en mosaico poligonal, siendo el dominio félsico el que exhibe dicha característica de manera más pronunciada (Fig. 4-2.3.1: f).

Se destaca además, que las fases minerales que componen la estructura muestran muchas microfábricas tales como maclado mecánico discontinuo en plagioclasa, con flexuras y acuñamientos de maclas polisintéticas hacia los límites cristalinos con un ligero proceso de migración de borde de grano. No obstante, esta fase mineral muestra una uniformidad relativa en el tamaño de grano, con granos relacionados entre sí en una textura pseudopoligonal apretada con uniones triples a 120° (Fig. 4-2.3.1:

f). Los piroxenos y el anfíbol también constituyen dominios pseudopoligonales pero con un desarrollo menos acentuado, en tanto que las simplectitas de espinelo intercrecidas con anfíbol tienden a segregarse espacialmente generando agregados opacos (Fig. 4-2.3.1: e).



Fig. 4-2.3.1: Foliación submagmática – subsólida de alta temperatura (S_1)

Fig. 4-2.3.1: a-b-c-d) Fotografías de afloramiento y de mano donde se observa la foliación en gabronoritas y dioritas dada por la orientación de las fases minerales, conformando bandas discontinuas y alternantes. En b se destaca la textura coronítica deformada: los centros rojizos

corresponden a Opx que es coronado por una delgada capa de Amph de color negro; todo el conjunto está estirado y se alterna con bandas de Pl. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos mostrando la foliación submagmática determinada por el estiramiento y alternancia de las fases máficas (Px+Amph) y félsicas (Pl). Notar el desarrollo de la textura pseudopoligonal en todas las minerales. f) Fotomicrografía a nicoles paralelos evidenciando una relativa uniformidad de tamaño de grano de Pl además de la textura pseudopoligonal. Escalas: Lupa 3 cm cerrada y 6 cm extendida, piqueta 30 cm, barra de 1 mm en las microfotografías.

De esta manera Castro de Machuca *et al.* (1996), consideran que la formación de dicha textura, desarrollada de manera local en Pl, Opx y/o Amph, se debe a un metamorfismo de alta temperatura y no la consideran explícitamente una fábrica transicional entre el flujo magmático y subsólido sincrónica con una deformación regional; no obstante en este trabajo se la interpreta como una fábrica primaria estrictamente.

La orientación espacial de la foliación submagmática se dispone con rumbos que varían de N 290° y N 50° con un buzamiento promedio de 63° hacia el este (Anexo 1: Mapas).

4-2.4) Foliación migmatítica (S_1)

La estructura denominada foliación migmatítica (S_1) se encuentra representada en el comienzo de las quebradas mayores que tiene la comarca (Quebradas: Blanca, Yanzi y San Pedro). En términos generales caracteriza a todo el flanco occidental del área de trabajo además de las manifestaciones menores en la zona central, donde se asocia a septos de migmatitas. Esta foliación se relaciona exclusivamente con las unidades de migmatitas estromatíticas.

La foliación migmatítica resulta de un bandeado metamórfico dado por la alternancia de neosomas y paleosomas. Es así que se observa la sucesión de bandas leucocráticas compuestas por plagioclasa, cuarzo, granate y cantidades pequeñas de feldespato potásico, definiendo a los denominados leucosomas. El espesor de los mismos varía de 0,5 cm hasta más de 10 cm. Estas bandas leucocráticas se intercalan con bandas mesocráticas de potencia variable entre 0,5 y 5 cm, dominadas por biotita y cuarzo, con proporciones modales intermedias de plagioclasa, granate y escaso feldespato potásico, que definen a los mesosomas (Fig. 4-2.4.1: a, b).

Subordinadamente el bandeado migmatítico presenta una serie de *boudinados* y retrabajos parciales de la fábrica original, como consecuencia de una deformación en estado subsólido de temperatura media vinculada a fajas de cizallas menores,

principalmente desarrolladas en la región occidental del área de estudio. La orientación de la foliación migmática presenta rumbos variables entre N 290° y N 355° con un buzamiento promedio de 62° hacia el cuadrante este (Anexo 1: Mapas).

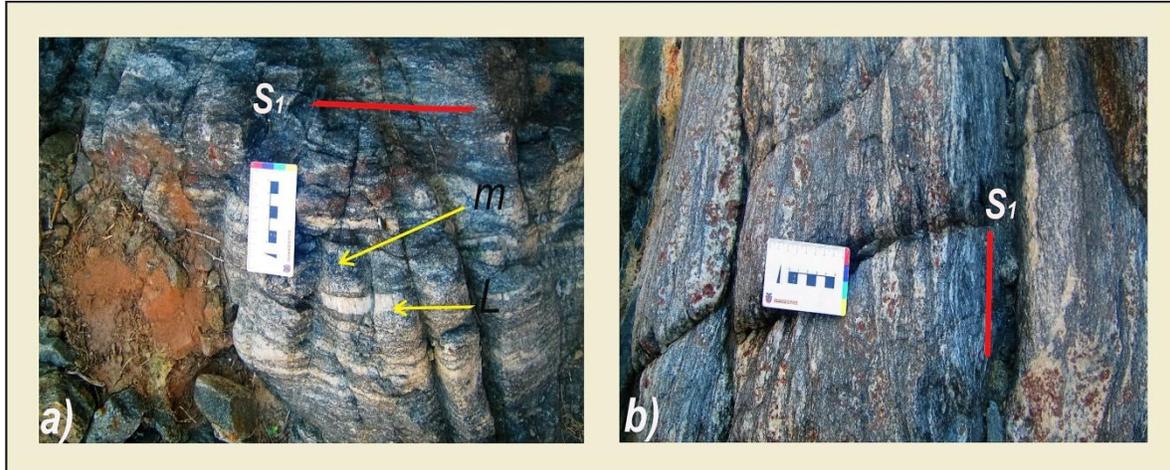


Fig. 4-2.4.1: Foliación migmática (S_1)

Fig. 4-2.4.1: a-b) Fotografías de afloramiento en las que se observa la foliación migmática asociada a las estromatitas y definida por la alternancia de leucosomas y mesosomas. Escala: regla 8 cm.

4-2.5) Foliación milonítica frágil-dúctil (S_2)

Esta estructura planar, definida como foliación milonítica de temperatura media (S_2) y generada en un ambiente estructural de naturaleza frágil-dúctil, se vincula directamente con el desarrollo de las rocas de la serie milonítica. Dicha estructura domina en las protomilonitas derivadas de protolitos migmáticos con presencia subordinada de protomilonitas derivadas de gabros, gabronoritas y tonalitas, que en su conjunto exhiben una parcial obliteración de las fábricas ígneo-metamórficas previas (Fig. 4-2.5.1: a, b).

La foliación S_2 se define como una fábrica planar anastomosada reconocible tanto a escala macro como microscópica, dada por el desarrollo de finas folias que presentan una marcada reducción del tamaño de grano. Tales folias constituyen la matriz de las rocas, que se compone (dependiendo del protolito) mayormente de biotita, cuarzo recristalizado, plagioclasa, anfíbol y abundantes minerales opacos, que en su conjunto rodean y se amoldan a los porfiroclastos de plagioclasa, granate poiquiloblástico, cuarzo y ortopiroxeno (Fig. 4-2.5.1: c, d). Estos últimos muestran morfologías tipo sigma y delta. Se observa además, en algunas de las fases minerales que conforman la foliación

milonítica, procesos de migración de borde de grano, extinción en bandas de deformación y maclado mecánico. Además dicha estructura S_2 define en algunos casos típicas fábricas S-C.

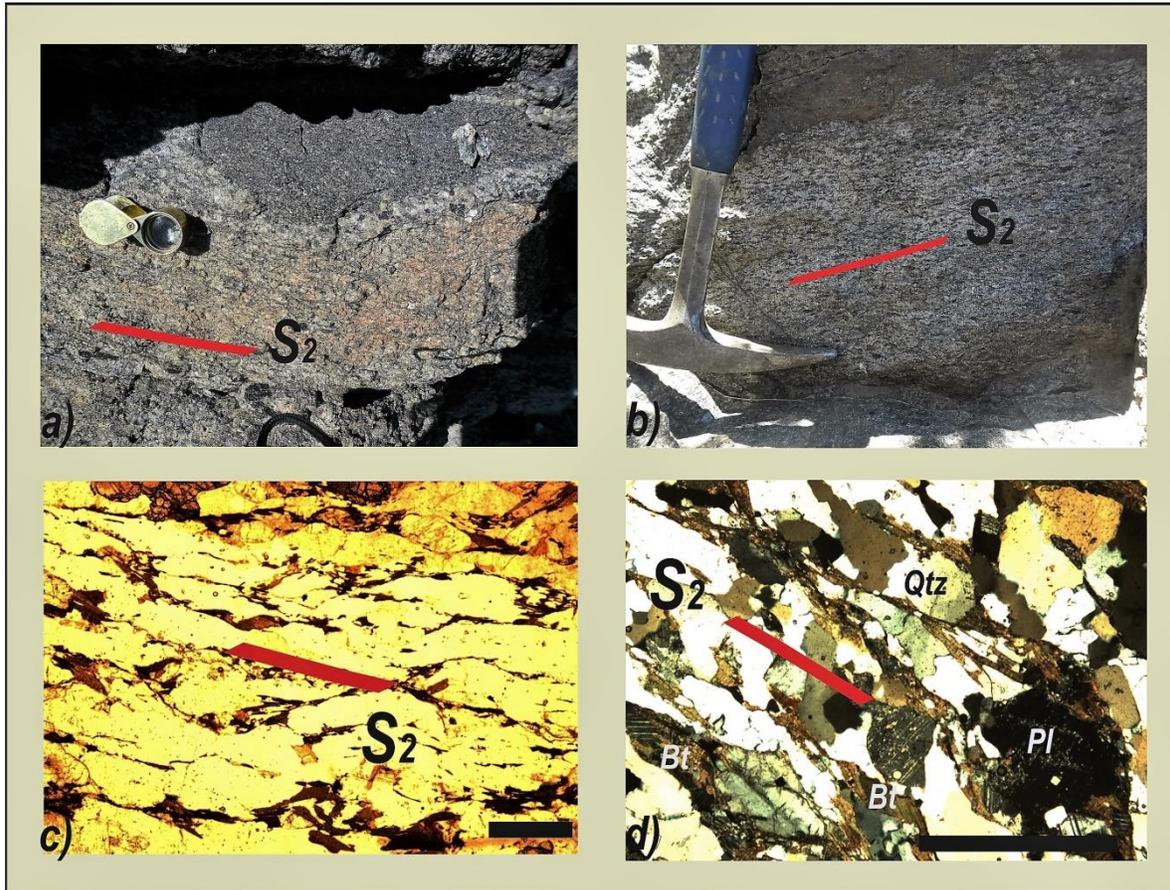


Fig. 4-2.5.1: Foliación milonítica (S_2)

Fig. 4-2.5.1: a-b) Fotografías de campo donde se observa la foliación milonítica en milonita y protomilonita derivadas de una tonalita y gabronorita anfibólica piroxénica respectivamente. c-d) Fotomicrografías a nicolas paralelos y cruzados respectivamente en las que se puede apreciar la foliación milonítica marcada por la orientación preferencial de Bt-Op y algo de Qtz recrystalizado. Además se denotan las estructuras SC típicas en estas rocas. En d notar el desarrollo incipiente de porfiroclastos de Pl con colas asimétricas. Escalas: Lupa 6 cm, piqueta 30 cm, barra 1 mm en las fotomicrografías.

La foliación milonítica frágil-dúctil (S_2) posee una orientación espacial variable con rumbos desde N 290° a N 40° y un buzamiento de 62°, mayormente hacia el cuadrante este (Anexo 1: Mapas).

4-2.6) Foliación tectónica frágil (S_3)

Esta foliación, aquí definida como (S_3) está muy bien representada en la totalidad del área de estudio, con lo cual afecta a todos los tipos litológicos existentes. No obstante se advierte un mayor desarrollo en las rocas que componen la asociación máfica-ultramáfica. Es una estructura planar y penetrativa de carácter frágil (Fig. 4-2.6.1: a, b, c, d).

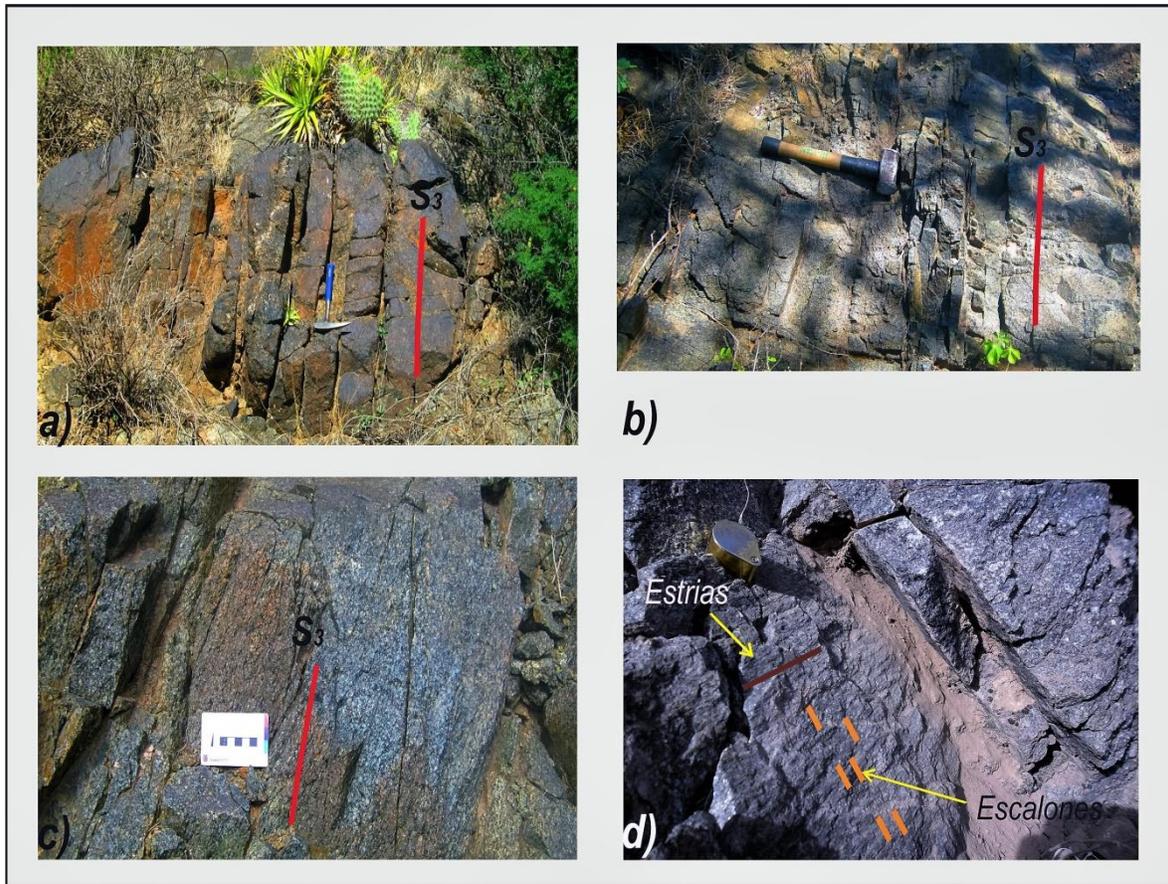


Fig. 4-2.6.1: Foliación tectónica frágil (S_3)

Fig. 4-2.6.1: a-b-c) Fotografías de campo en las que se muestra la foliación frágil S_3 en diversos protolitos. Notar la naturaleza marcadamente frágil de tal estructura. d) Fotografía de afloramiento en la que se exhibe un plano de falla con el desarrollo de elementos característicos como lo son las estrías y escalones de falla. Escalas: piqueta 30 cm, maza 25 cm, regla 8 cm, lupa 3 cm.

La foliación frágil S_3 está definida por el desarrollo de una estructura planar penetrativa de potencia que varía entre 1 a 15 cm, que le confiere a los afloramientos una considerable fracturación generando una morfología en bloques subredondeados a

ligeramente angulosos. Por sectores se define como un clivaje de fractura centimétrico (Fig. 4-2.6.1: b) y en algunas ocasiones sobre los planos de S_3 se observan estrías y escalones de falla asociados a fallas inversas de envergadura menor y de carácter local (Fig. 4-2.6.1: d).

Esta estructura afecta y retrabaja a todas las foliaciones previas que se han reconocido y relevado en la comarca y presenta una orientación espacial variable con rumbos entre N 355° a N 5° y buzamiento promedio de 58° hacia el este. De manera subordinada algunos planos buzán hacia el oeste (Anexo 1: Mapas).

CAPÍTULO 5: DISCUSIONES

5-1- SÍNTESIS DEL ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Considerando la clasificación propuesta por la subcomisión de sistemática de rocas ígneas de la Unión Internacional de Geología (Le Maitre, 2002), se clasificaron los diversos tipos rocosos que componen la asociación litológica máfica-ultramáfica, encontrada en la zona de estudio (Fig. 5-1.1). Según la clasificación de las rocas ígneas, las variedades litológicas distinguidas son: gabronorita anfibólica piroxénica, gabro anfibólico, mela-gabronorita anfibólica piroxénica, peridotita piroxénica, leuco-gabronorita anfibólica piroxénica, anortosita, diorita, cuarzo-diorita anfibólica y tonalita (Fig. 5-1.1).

Por un lado existen rocas ultramáficas con un índice M > 90 y rocas máficas con proporciones modales variables de anfíbol que hacen necesario considerar la clasificación con y sin dicha fase mineral.



Fig. 5-1.1: Asociación máfica-ultramáfica en una sección de la Qda. Yanzi en la que se observa esquemáticamente los afloramientos ultramáficos peridotíticos en un entorno dominado por rocas gábricas. Los contactos entre ambas litologías son simplemente gráficos y estimativos dado que en campo resultan en pasajes transicionales difíciles de precisar. Escalas: nivel 12 cm, regla 8 cm, piqueta 30 cm, lapicera 15 cm.

La figura 5-1.2: a, muestra la clasificación modal de rocas gábricas basado en la proporción relativa de plagioclasa (Pl), piroxenos (Px) y hornblenda (Hbl). En este esquema de clasificación se observa que casi la totalidad de las rocas que contienen piroxenos y anfíbol (QY18, QY10A, QY6A, QY11 y QY9) se hallan en el campo de gabronorita hornbléndica piroxénica en tanto que una lo hace en el campo de anortosita (QY56B) y otra en el de gabro hornbléndico (QY15). Debido a que el diagrama (Pl-Px-Hbl) mencionado anteriormente no permite ajustar correctamente la clasificación de las rocas, se precisa combinarlo con el diagrama triangular de plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx), de carácter complementario y expuesto en la figura 5-1.2: b. Consecuentemente las litologías clasificadas anteriormente como gabronoritas con piroxeno y anfíbol, ahora son reclasificadas como gabronoritas (QY10A, QY11 y QY9) y noritas (QY18 y QY6A; ver Anexo 3: Tabla).

Por otro lado, como consecuencia de la existencia de litologías cuyos índices es $M > 90$, es necesario de acuerdo a la propuesta de clasificación, utilizar el triángulo para rocas ultramáficas conteniendo hornblenda (Hbl), piroxenos (Px) y olivino (Ol), tal como se muestra en la figura 5-1.3: a. De este modo dicha roca cae dentro del campo de peridotita piroxénica (QY14).

En lo que respecta a las tonalitas, las mismas fueron clasificadas mediante la utilización del diagrama triangular cuarzo (Q), feldespato alcalino (A), plagioclasa (P), de Streckeisen (1967). Como se observa en la figura 5-1.3: b, esta litología contiene una proporción modal de cuarzo por encima del 20 % además de un 50 % de plagioclasa (Anexo 3: Tabla).

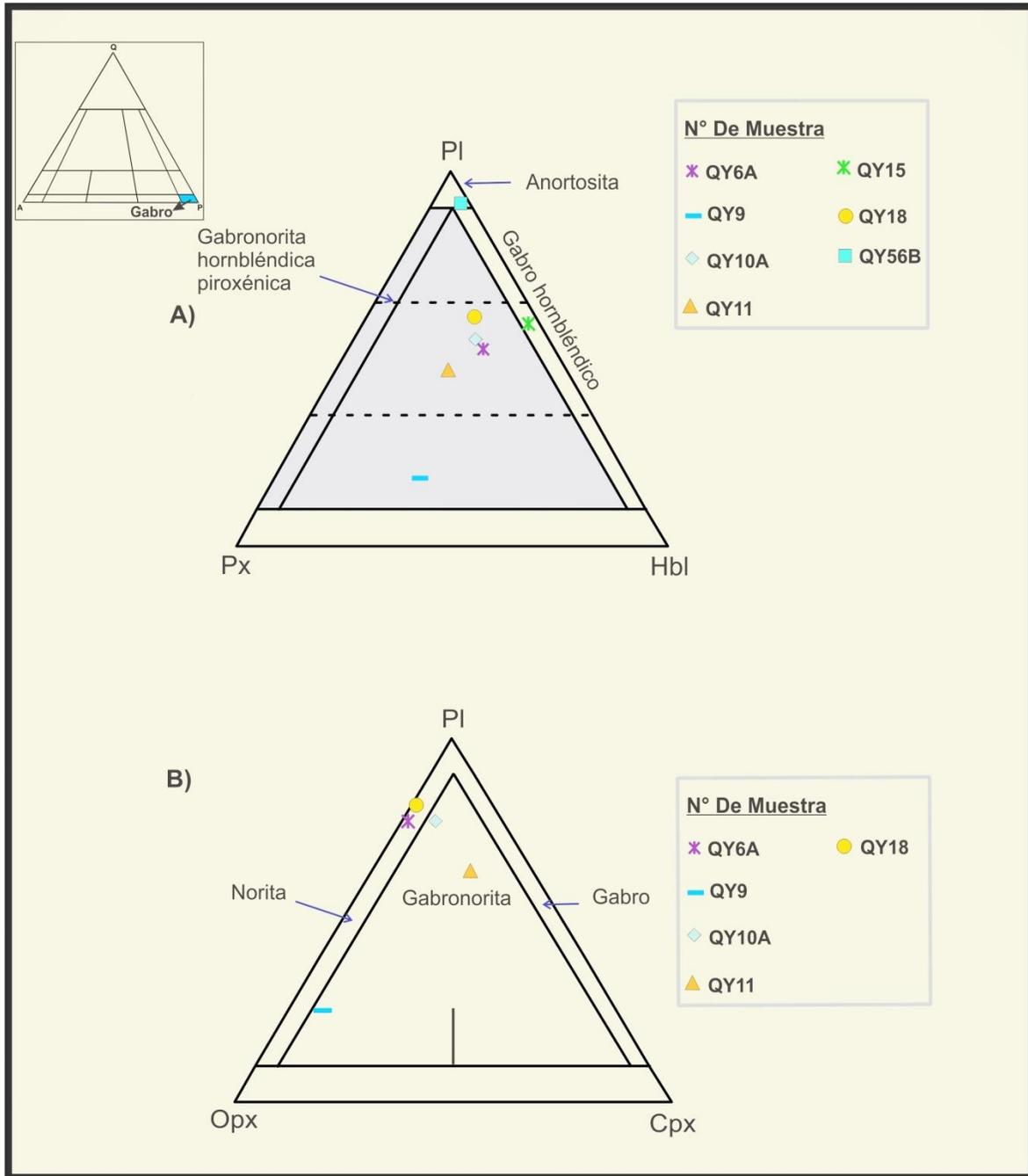


Fig. 5-1.2: Diagramas triangulares de clasificación modal

Figura 5-1.2: Diagramas de clasificación modal de rocas gabroicas basados en Streckeisen (1976) y Le Maitre (2002). a) Los extremos del diagrama triangular son PI (plagioclasa), Px (piroxenos), Hbl (hornblenda). b) Los extremos del diagrama triangular son PI (plagioclasa), Opx (ortopiroxeno), Cpx (clinopiroxeno).

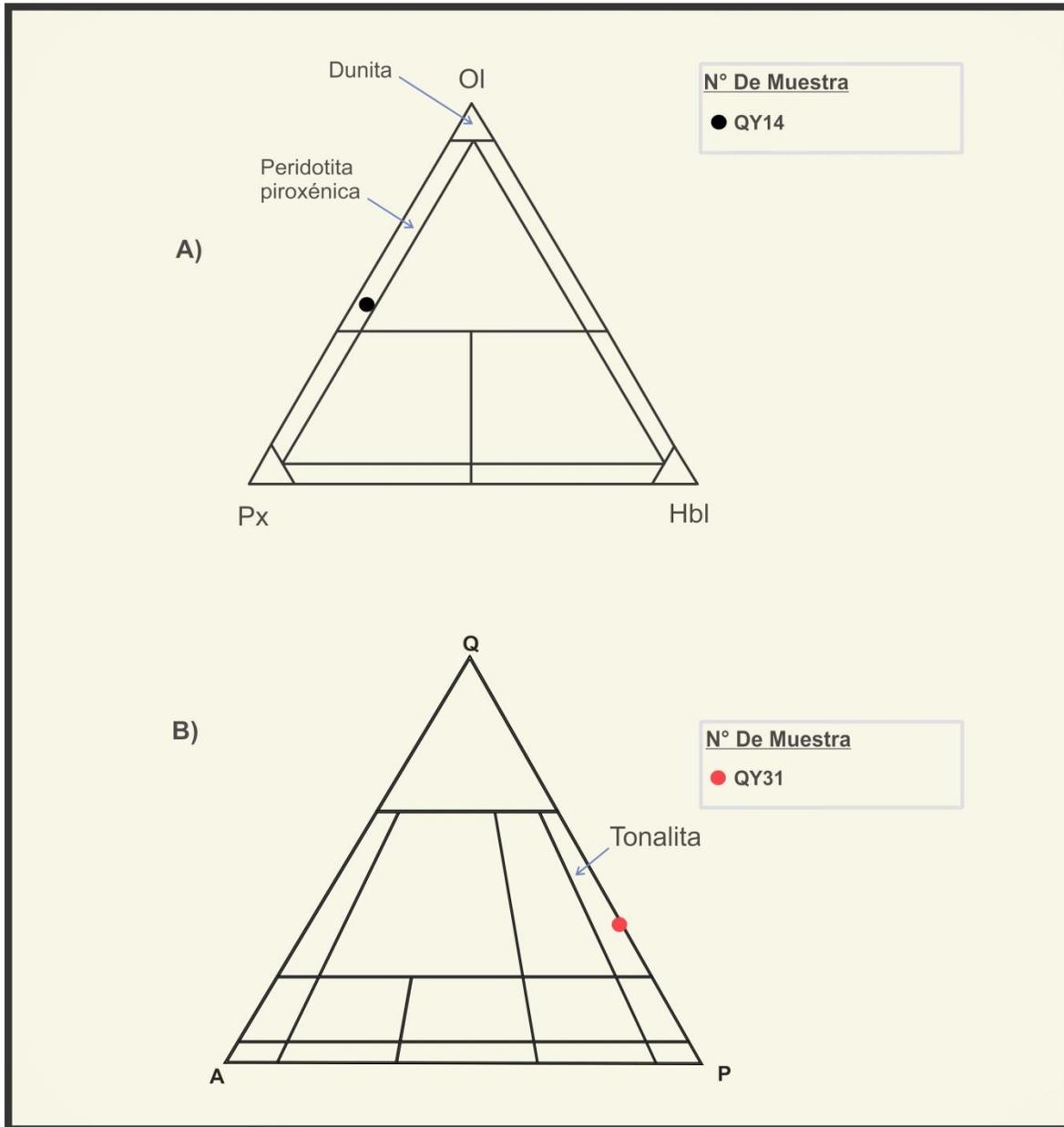


Fig. 5-1.3: Diagramas triangulares de clasificación modal

Fig. 5-1.3: a) Diagrama de clasificación modal de rocas máficas basado en Streckeisen (1976) y Le Maitre (2002). Los extremos del diagrama son Hbl (hornblenda), Px (piroxenos) y olivino (OI). b) Diagrama de clasificación modal de rocas ígneas QAP basado en Streckeisen (1976) y Le Maitre (2002). Los extremos del diagrama triangular son Q (cuarzo), A (feldespatos alcalinos), P (plagioclasa).

La gabronorita anfibólica piroxénica es la roca dominante dentro de la asociación máfica-ultramáfica y presenta una textura ígnea cumular de grano medio-grueso definida por cúmulos máficos constituidos por la asociación Opx+Cpx+Amph y plagioclasa

intercumular (Fig. 3-2.2-1.a.1: c). También, se reconoce en estas rocas la presencia de una textura ígnea coronítica dada por núcleos de piroxenos, mayormente ortopiroxeno, coronados de manera más o menos concéntrica por anfíbol (Fig. 3-2.2-1.a.1: e), además de una textura en mosaico pseudopoligonal. Es destacable el grado de preservación de las mencionadas texturas en lo que concierne a la Quebrada de Yanzi. La mineralogía dominante de las gabronoritas hornbléndicas piroxénicas es: Pl, Amph, Opx, Cpx, Spl y Op (Anexo 3: Tabla).

El gabro anfibólico en términos generales posee una textura granular subidiomorfa, con tamaño de grano medio a fino, excepto por la existencia de grandes oikocristales de anfíbol de hasta 5 cm de longitud según su eje mayor, que determinan una textura poiquilítica localizada solo en algunos afloramientos. De manera local se define para estas rocas una textura ígnea cumular por la presencia de cumulatos de plagioclasa con anfíbol intercumular (Fig. 3-2.2-1.b.1: a) y cuya composición está determinada por: Amph, Pl, Opx, Cpx, Spl y Op (Anexo 3: Tabla). Cabe destacar que excepcionalmente el Amph alcanza proporciones modales superiores al 60 %.

La mela-gabronorita anfibólica piroxénica aflora en la zona de estudio como una roca oscura, densa y maciza. Exhibe una estructura masiva y una textura ígnea cumular de grano medio-groeso bien preservada, donde los cumulatos máficos (Amph-Px) se acomodan dejando a plagioclasa intersticial (Fig. 3-2.2-1.c.1: d, e). Además, es notorio el desarrollo de la textura en coronas de reacción involucrando a diversas fases minerales. Estas rocas se componen de: Px, Amph, Pl, Cpx y Spl (Anexo 3: Tabla).

La peridotita piroxénica conforma la porción ultramáfica dentro de la asociación litológica máfica-ultramáfica. Al igual que la mela-gabronorita, esta también es densa, maciza y de tonalidades oscuras. Es relevante en ella el desarrollo de la textura coronítica, pudiéndose reconocer macroscópicamente en afloramiento los bordes de reacción entre plagioclasa y las fases minerales máficas (Fig. 3-2.2-1.d.1: d). Además se caracteriza por su textura cumular, netamente magmática y que involucra a las fases de minerales ferromagnesianos (Ol-Px-Amph), inmersos en un escaso porcentaje de plagioclasa intercumular (Fig. 3-2.2-1.d.1: a, c). La mineralogía que posee la peridotita piroxénica está dominada por: Ol, Opx, Cpx, Amph, Pl y Spl (Anexo 3: Tabla).

La leuco-gabronorita anfibólica piroxénica es una roca de tonalidades claras. En afloramiento, como resultado del aumento en la proporción modal de plagioclasa aparece como un pseudoencapado magmático relacionado a la gabronorita anfibólica piroxénica.

Se destaca en ella el desarrollo de una textura ígnea cumular de grano medio-grueso constituida por cumulatos de plagioclasa con anfíbol o piroxeno como fases intercumulares (Fig. 3-2.2-1.e.1: c). También, a escala macroscópica se reconoce una textura ígnea coronítica constituida por núcleos de piroxenos coronados de manera más o menos concéntrica por anfíbol (Fig. 3-2.2-1.e.1: a, d). La composición mineralógica de esta litología consta de: Pl, Amph, Opx, Cpx y Op.

La anortosita, es la roca de menor superficie de afloramiento en contraste con las demás variedades litológicas existentes en la zona. Se desarrolla como resultado de la acumulación gravitatoria de plagioclasa, en estadios magmáticos, y por ello interdigita con la gabronorita y leuco-gabronorita anfibólica piroxénica mediante contactos transicionales (Fig. 3-2.2-1.f.1: b, c, d). Se distingue en esta roca una textura cumular determinada por cumulatos subidiomorfos de plagioclasa con minerales máficos ocupando los intersticios, además de una textura pseudopoligonal en los dominios félsicos (Fig. 3-2.2-1.f.2: b, c). La anortosita presenta una composición mineralógica dada por: Pl, Amph, Px (Anexo 3: Tabla).

La diorita domina ampliamente la asociación litológica intermedia y se caracteriza por presentar una textura ígnea granular homogénea con tamaño de grano medio (Fig. 3-2.2-2.b.1: b), además de una textura local de tipo poiquilítica dada por oikocristales de anfíbol (Fig. 3-2.2-2.b.2: d). Es intruída por magmas máficos que se manifiestan como diques/*sills* y presenta enclaves de grano fino y de variadas morfologías. La composición mineralógica de la diorita está dominada por: Pl, Amph, Qtz, Cpx y Op.

Los afloramientos de cuarzo-diorita anfibólica exhiben tonalidades mesocráticas, cuya morfología es de grandes bloques subredondeados. La roca posee una textura granular ígnea homogénea con tamaño de grano variable de medio a fino (Fig. 3-2.2-2.c.1: b) y se compone de: Pl, Amph, Qtz y Bt.

Finalmente, la tonalita es la variedad menos abundante dentro de la asociación litológica intermedia y sus afloramientos exhiben un claro aspecto bochiforme variando las tonalidades en función a la cantidad de intrusivos máficos de grano fino (diques y/o enclaves). Presenta una textura granular homogénea con tamaño de grano medio a grueso (Fig. 3-2.2-2.a.1: b) y una composición mineralógica dominada por: Pl, Qtz, Bt y Op (Anexo 3: Tabla).

5-2- SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN

En esta sección se realiza una reseña de la secuencia de cristalización definida tanto a escala de afloramiento como también a través del estudio bajo microscopio, de las unidades litológicas máficas-ultramáficas.

Para desarrollar este objetivo son sumamente importantes las relaciones texturales que exhiben las distintas fases minerales. Además, las rocas cumulares permiten inferir la secuencia de cristalización con mayor certeza que las no cumulares (Wager *et al.* 1960). Utilizando estos criterios se puede deducir que las primeras fases minerales en cristalizar en las rocas ultramáficas son el olivino y la plagioclasa. Particularmente, el olivino presenta inclusiones xenomorfas a subidiomorfas de picotita (espinelo crómico). La diferencia de densidad entre en olivino ($\sim 3,58 \text{ g/cm}^3$) y la plagioclasa ($\sim 2,68 \text{ g/cm}^3$) que normalmente son mayor y menor, respectivamente, que la de un magma máfico, conlleva a que el olivino, al cristalizar como fase inicial, descienda hacia las porciones inferiores de la cámara magmática, en tanto que la plagioclasa queda flotando en el líquido residual (Fig. 5-2.1: c, d).

Este fenómeno de separación por sedimentación gravitatoria es concomitante con la cristalización de tales fases minerales y produce un arreglo de las mismas de tal manera que queda conformada una textura cumular, con olivino o plagioclasa como fase cumular más un líquido intercumular. Este cristaliza en las últimas etapas generando las fases de clinopiroxeno y escaso anfíbol.

Cabe destacar que en las zonas donde se acumulan y coexisten olivino y plagioclasa, se produce una reacción entre estos minerales y el líquido intersticial, generándose así nuevas fases minerales y una textura en coronas de reacción.

En esta etapa de la cristalización, el olivino reacciona con el líquido residual produciendo ortopiroxeno, el cual se desarrolla en la mayoría de los casos coronando al olivino de manera concéntrica (Fig. 5-2.1: c). Además, el agua presente se acumula por disolución en el líquido residual y provoca la cristalización tardía de anfíboles. En esta última etapa también se desarrolla pleonasto, espinelo alumínico, como fase final.

Por otra parte, el anfíbol y el espinelo alumínico durante su cristalización generan una corona con textura simplectítica alrededor del ortopiroxeno (Fig. 5-2.1: b). De esta forma queda configurada la textura coronítica característica de este tipo de rocas y que será tratada con mayor detalle en las secciones siguientes.

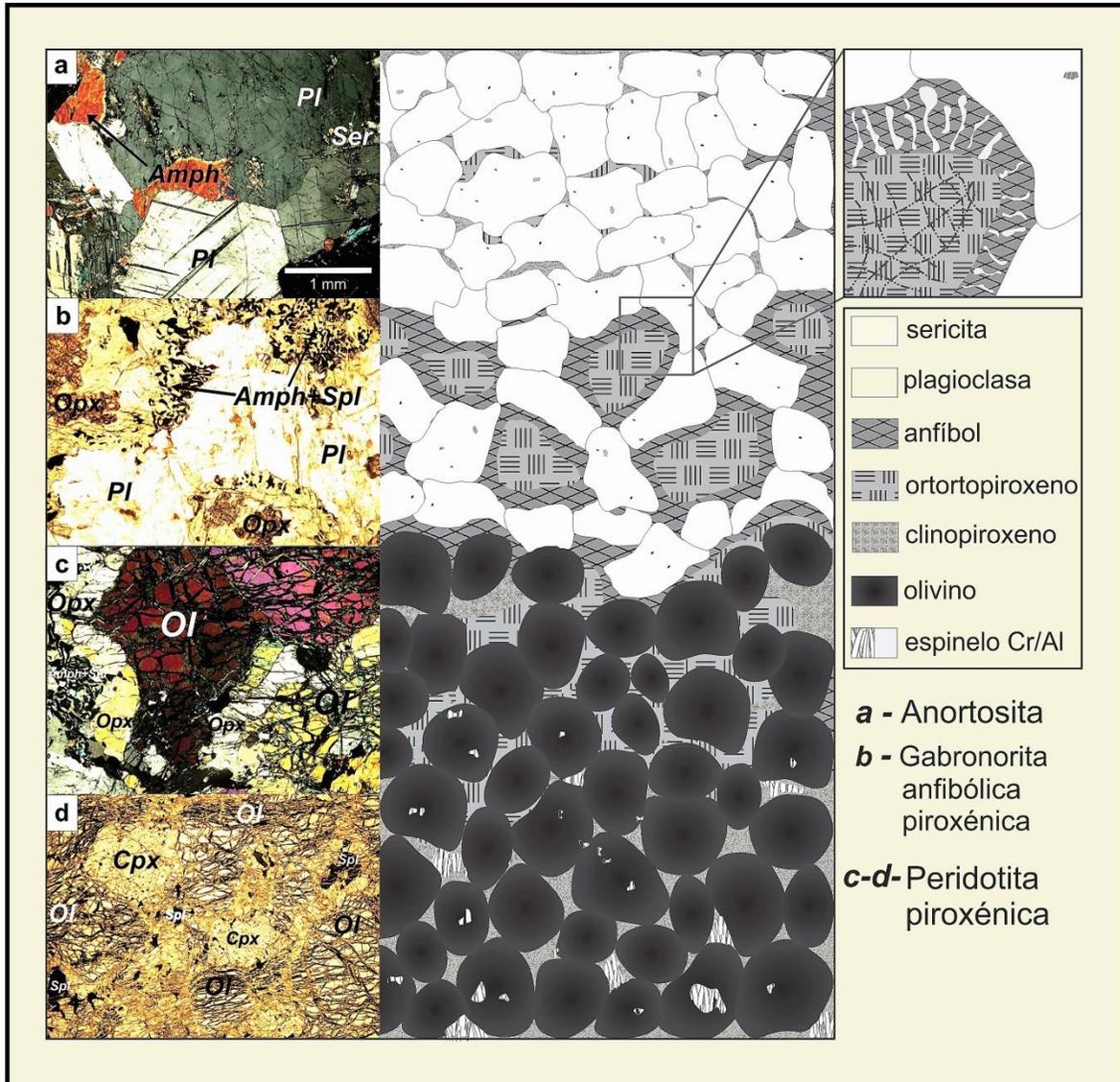


Fig. 5-2.1: Secuencia de cristalización

Fig. 5-2.1: Representación esquemática de la secuencia de cristalización deducida a partir de relaciones de campo y análisis petrográfico de las rocas máficas-ultramáficas de Yanzi con las texturas resultantes de cada proceso. Notar el detalle esquemático de la típica textura coronítica presente en este tipo de rocas.

5-3- GÉNESIS DE LA TEXTURA CUMULAR

En las rocas analizadas en este trabajo fue reconocida la textura cumular, tanto a escala de afloramiento como a nivel microscópico. Dicha textura muestra una particular relación con las litologías correspondientes a la asociación máfica-ultramáfica; por consiguiente su génesis se vincula directamente a la evolución de magmas máficos

dentro de las cámaras magmáticas. Teniendo en cuenta esto, es preciso realizar una pequeña reseña bibliográfica específica del tema, para poder comprender los mecanismos y condiciones que originan las rocas con dichas texturas cumulares.

Cabe destacar que en algunos intrusivos máficos-ultramáficos el desarrollo de la textura cumular depende de factores tales como: la magnitud del enfriamiento del magma, la cristalización fraccionada de minerales y la acumulación mecánica de los cristales, también conocida como sedimentación ígnea gravitatoria, la cual responde a la ley de Stokes. Según Wager *et al.* (1960), las texturas cumulares se componen básicamente de: 1- una pila de cristales cumuláticos o primocristales precipitados directamente desde el magma, antes de cualquier modificación textural producida por cristalización posterior, y 2- un material intercumular o intercumulus. Llambías (2008), considera que en la formación de los cumulos, además de la decantación o concentración mecánica y el alzamiento por flotación, intervienen procesos convectivos que recirculan el material ígneo, el filtrado de fundido por presión y la segregación de cristales por flujo magmático, entre otros.

Por otra parte, es conocido que la generación de las texturas cumulares en cuerpos máficos-ultramáficos implica procesos petrológicos que involucran tres etapas generales (Wager *et al.* 1960; Llambías, 2008): 1- *nucleación, crecimiento y acumulación de primocristales*. Durante esta etapa ocurre la formación del cumulo y el entrapamiento del líquido intercumular; según Wager *et al.* (1960), los primocristales al ser primarios tienen espacio suficiente para crecer, razón por la cual son de tamaño grande y bastante idiomorfos. 2- *continuación del crecimiento de los primocristales* (por difusión iónica), y 3- *solidificación total de la roca*.

En general los estudios de rocas cumulares (Wager *et al.* 1960; Winter, 2001; y Llambías, 2008) concluyen que al finalizar las tres etapas anteriores pueden quedar como resultado cinco texturas diferentes: 1- *Ortocumular*, donde luego de la acumulación de los primocristales, la cristalización fraccionada del líquido intercumular produce una zonación composicional de los primocristales, la nucleación de nuevas fases minerales y la reacción con los minerales previamente formados. La textura final se compone de cumulos de primocristales zonados (por un modesto crecimiento adicional) y de minerales intercumulares de génesis tardía, algunos con coronas de reacción. 2- *adcumular*, en este caso el cumulo se nutre de componentes internos aportados por nuevos pulsos de magma o por la difusión química desde el magma fresco circundante al

cumulato. La textura final es un cumulato monominerálico con primocristales no zonados y sin minerales intercumulares, o quizás algunos atrapados en los últimos puntos intersticiales. 3- *Mesocumular*, es un término aplicado a las texturas cumulares que son intermedias entre las orto y adcumuladas. De manera que no es eliminado todo el líquido intercumular original. 4- *Heteradcumular*, los cristales adcumulares son rodeados por grandes oikocristales no zonados, lo que sugiere un aporte continuo de parcelas de magma fresco desde el exterior. Y por último, 5- *Crescumular* o *Harrístico*, cuando se forman cumulatos de cristales dendríticos, aciculares o fibrosos, no zonados.

En base al análisis de la génesis y características de las variedades de texturas cumulares, se deduce que las texturas descritas en las rocas máficas y ultramáficas de la zona de trabajo presentan diversas variantes. Por un lado, y más frecuentemente, la fracción cumular se constituye de la asociación máfica Opx+Cpx+Amph con Pl intercumular (Fig. 5-3.1: a, c, d), seguido de plagioclasa cumular con Amph+Opx/Cpx intercumular (Fig. 5-3.1: b, e) y finalmente cúmulos de olivino coronados por Opx+Amph asociados a escasa plagioclasa intersticial (Fig. 5-3.1: f).

Por lo observado en estas rocas se puede determinar una textura de subtipo ortocumular y adcumular para las mismas. La textura ortocumular se evidencia como primocristales subidimorfos de minerales máficos (Ol-Opx-Cpx-Amph) que se acomodan entre granos de plagioclasa, también subidiomorfa y que en la mayoría de los casos presenta un borde de reacción en contacto con anfíbol y una textura local pseudopoligonal (Fig. 5-3.1: a, c, d).

A diferencia de lo expuesto en la reseña bibliográfica, en las rocas estudiadas no se encontró en ningún caso la zonación de primocristales (Ol, Px) como se indica en la textura ortocumular. Holness *et al.* (2006), sugiere que la falta de zonación química no es determinante para definir una textura ortocumular, razón por la cual queda definida dicha textura para las rocas estudiadas.

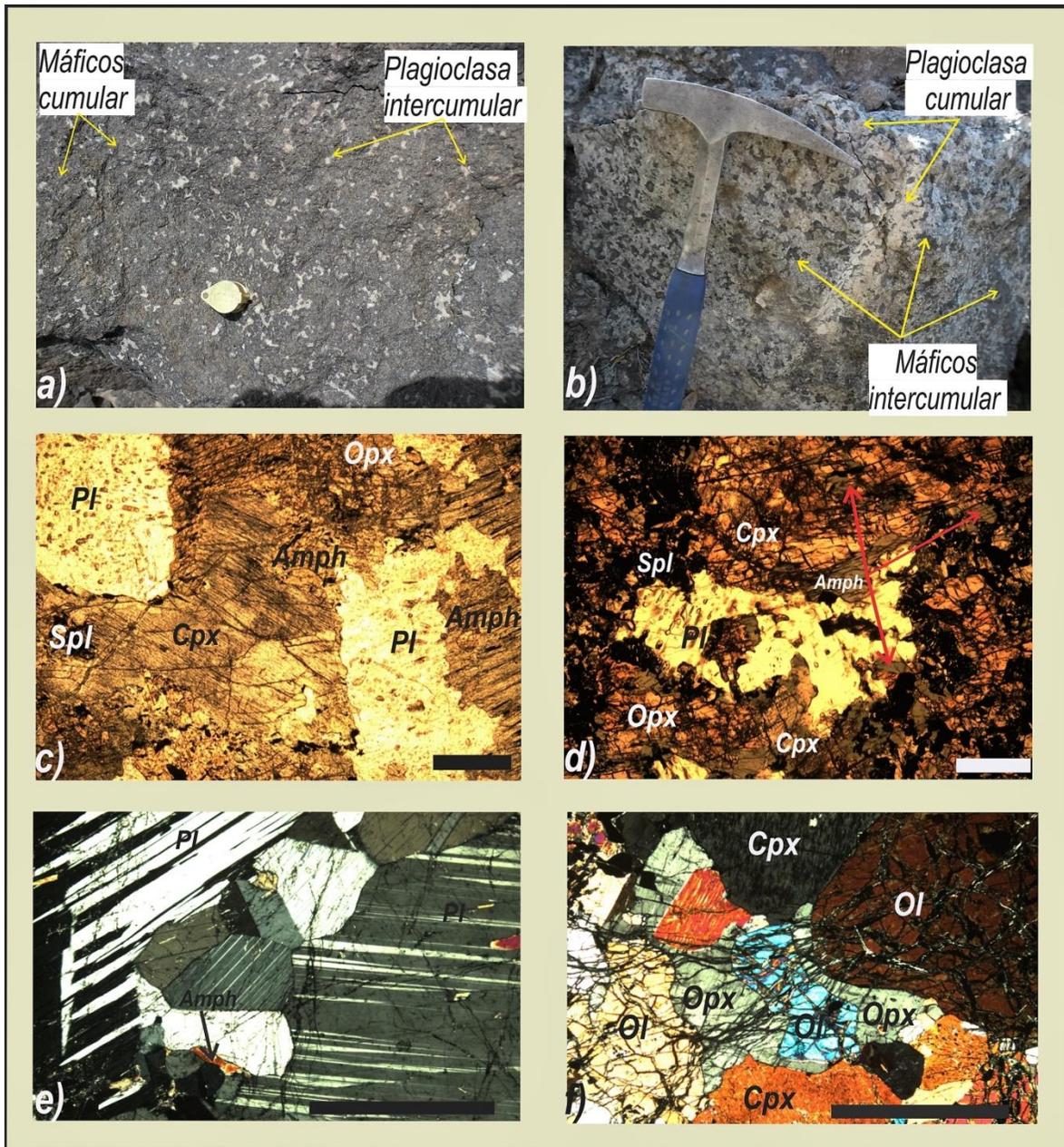


Fig. 5-3.1: Diversos ejemplos de la textura cumular

Fig. 5-3.1: a-b) Textura cumular en afloramiento. En a) generada en una gabronorita anfibólica piroxénica y b) desarrollada en una leuco-gabronorita anfibólica piroxénica. c-d) Textura ortocumular en gabronoritas con Opx+Cpx+Amph como fases cumulares en asociación coronítica inmersos en Pl intercumular (fotomicrografía a nicoles paralelos). e-f) Textura adcumular en anortosita y peridotita piroxénica respectivamente (fotomicrografía a nicoles cruzados). Escalas: lupa 3 cm, piqueta 35 cm, barra 1 mm.

Por otra parte, en el caso de la textura adcumular presente en las rocas de Yanzi, ésta resulta en la acumulación de cristales de plagioclasa primeramente formados que se acomodan dejando a una escasa proporción de material intercumular que cristaliza principalmente como anfíbol y piroxenos de manera subordinada (Fig. 5-3.1: b, e). Por esta razón la textura final, como se expresó en la reseña, es un agregado monominerálico félsico con algunos minerales atrapados en los últimos puntos intersticiales. Además, se considera que en la génesis de esta textura actúa el proceso de compactación de las fases cumulares.

Finalmente y teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, se concluye que las texturas cumulares descritas en las rocas máficas-ultramáficas de la Quebrada de Yanzi son producto de procesos magmáticos.

5-4- GÉNESIS DE LA CORONAS DE REACCIÓN

Como se ha hecho hincapié en los capítulos precedentes, en algunos de los tipos litológicos de la asociación máfica-ultramáfica se desarrolla una textura en coronas de reacción. Más precisamente, esta característica se ha relevado en las unidades peridotíticas y rocas gabroicas que afloran a lo largo de la Quebrada de Yanzi y en la quebrada secundaria al sur de ésta. En algunas oportunidades la textura se puede reconocer y describir claramente en campo debido al contraste de colores que presentan las fases involucradas en las coronas, más frecuentemente se observan centros rojizos de ortopiroxeno oxidado (motas ferruginosas) rodeados por una delgada capa de anfíbol de color negro, en contacto con plagioclasa de tonalidades claras (Fig. 3-2.2-1.a.1: d, e). No obstante, los mejores resultados se obtienen en el estudio de secciones delgadas bajo microscopio petrográfico.

En este apartado se analiza el origen de las coronas de reacción para entender qué procesos petrológicos las generaron como así también determinar el posible ambiente geológico en el que se desarrollaron. Haciendo un análisis de antecedentes de la temática, para la zona del extremo sur de la Sierra de La Huerta, el primer registro que se tiene de rocas con esta textura corresponde a Llano y Castro de Machuca (1984).

Este trabajo pionero utilizó la nomenclatura de Winkler (1974) y en base al estudio petrográfico llamó a las rocas granolitas piroxeníticas. Estas rocas se componen de Pl, Opx, Cpx, Hbl y Spl y describieron en ellas el desarrollo esporádico de una corona de

Cpx alrededor del Opx con intercrecimientos simplectíticos de Spl de color verde. También, mencionan a aureolas de Hbl verde pálida, sin clivaje y débil pleocroísmo con intercrecimientos simplectíticos de Spl, que rodea al ortopiroxeno y la interpretan como producto de la alteración del hipersteno. Además, destacan prismas de una Hbl idiomorfa, de color verde más oscuro, bien exfoliada y marcadamente pleocroica. En función a lo expuesto, concluyen que los intercrecimientos simplectíticos de Spl en los piroxenos y/o anfíbol podrían responder a la reacción teórica según: $\text{Crd} + \text{Grt} = \text{Hy} + \text{Spl} + \text{Qtz}$, la cual requiere temperaturas por encima de los 900 °C que no se han alcanzado en campo. Por otro lado, determinan que la presencia de los dos tipos de Hbl responde a la propia génesis de las rocas. La variedad prismática sería de origen magmático en tanto que la Hbl con intercrecimientos simplectíticos de Spl que corona mayormente al Opx, respondería a fenómenos de metamorfismo retrógrado y/o a reacciones metasomáticas.

Posteriormente, Castro de Machuca *et al.* (1996), al describir petrográficamente las rocas máficas y ultramáficas del extremo suroriental de la Sierra de La Huerta, mencionan la presencia de coronas de Opx rodeando núcleos de Ol, además de coronas compuestas por capas sucesivas de Opx, Cpx y más externamente de Hbl sola o bien con intercrecimientos simplectíticos de Spl (pleonasto). Interpretan que las coronas de reacción son un rasgo ígneo preservado, junto al *layering* magmático y las texturas cumulares, y que son el resultado de una serie de recristalizaciones contemporáneas con el enfriamiento del magma en ascenso (Bard, 1985), es decir reacciones entre los minerales primeramente formados y el magma residual durante la cristalización. Advierten que en las etapas finales de cristalización ígnea ocurre un importante proceso deutérico que se manifiesta en las exsoluciones de minerales opacos en los Px y en los reemplazos pseudomórficos por Hbl. Concluyen que esta última, en base a las relaciones petrográficas con los demás minerales, tendría un origen ígneo como producto de la hidratación tardiomagmática de los piroxenos a los que reemplaza.

Por otra parte, en las Sierras de La Huerta y Las Imanas, Murra y Baldo (2006), realizaron un estudio petrológico y termobarométrico de las rocas metaígneas máficas y ultramáficas. En el caso de las metacuarcos-noritas con Opx-Pl-Amph-Qtz-Bt±Grt±Ep-Op describieron el desarrollo de una textura coronítica que consiste de un núcleo de Opx coronado por cummingtonita y ésta, a su vez rodeada parcialmente por anfíbol cálcico y magnetita, con plagioclasa en la parte más externa, también involucrada en la reacción. Del mismo modo, las metapiroxenitas coroníticas, compuestas por Opx-Cpx-Spl-

Amph±PI±Mag±Ilm, deben su nombre a la textura en coronas de reacción. En base a estudios termobarométricos en las metacuarcos-noritas, determinaron que la asociación coronítica Cum+Hbl₃+Qtz+Mag se generó durante un evento metamórfico retrógrado M2 (620 ± 40 °C y 4,5-5,9 Kbar) en facies de anfibolita y para esta etapa proponen las reacciones: Opx+PI+Ilm+H₂O= Hbl₃+Qtz+Mag y Opx+Qtz+H₂O= Cum+Mag. Dichos autores al analizar la termobarometría de las metaperidotitas, encuentran que durante el evento metamórfico M1 en facies de granulita opera la reacción: Opx+PI=Cpx+Spl₁, de naturaleza anhidra. Prosigue un M2, en facies de anfibolita en el que se desarrolla la textura en coronas de reacción según: Cpx+PI+Opx+H₂O= Amph+Spl₂. La temperatura registrada en estas rocas para el M2 ronda los 720 °C y 4,3 Kbar de presión.

Recientemente, Gallien *et al.* (2012), estudiaron gabros troctolíticos de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta, los cuales poseen texturas coroníticas en multicapas entre cúmulos de olivino y plagioclasa. Determinaron la existencia de una corona anhidra (corona tipo 1) con Ol | Opx | Cpx + Spl simplectítico | PI y una corona de tipo 2 hidratada con Ol| Opx | Amph | Amph + Spl simplectítico | PI. Las relaciones texturales de la corona tipo 1 ponen en evidencia una migración hacia adentro de Opx a expensas de Ol, mientras que Cpx + Spl simplectítico crecen hacia afuera para reemplazar a PI. Por su parte, las relaciones texturales observadas en la corona tipo 2 indican la presencia de una fase de líquido intersticial atrapado entre los cúmulos de Ol y PI, que reacciona con Ol para producir un borde de Opx peritético alrededor del mismo. Por otro lado, cabe destacar que reconocen dos tipos de Amph cuyas características petrográficas son análogas a las encontradas en las rocas máficas-ultramáficas de la Quebrada de Yanzi. El Amph 1 es de color marrón, está libre de inclusiones y enriquecido en elementos traza y REEs, respecto al Amph 2. Este último es de color verde pálido, puede ocurrir libre de inclusiones o bien con simplectitas de Spl y le asignan una génesis metamórfica. En función a lo expuesto concluyen que las coronas de reacción en multicapas son el resultado de la recristalización de una asociación mineral magmática, constituida mayormente por Ol-PI-Cpx-Opx, en facies de granulita. Las mismas, al igual que los modelos computarizados, sugieren una trayectoria metamórfica de *P-T* de carácter antihorario con un enfriamiento final (en condiciones isobáricas) de temperaturas superiores a los 850 °C a 770 °C y 6-7 Kbars de presión. Además determinan que los gradientes de potencial químico y las diferentes difusividades de MgO y CaO fueron las fuerzas impulsoras en la formación de las coronas, involucrando una transferencia neta

de Mg y Fe a partir del Ol dentro de la corona y de Ca y Al a partir de la Pl.

Teniendo en cuenta el análisis detallado de las texturas en el presente trabajo, especialmente las texturas coroníticas de reacción en multicapa dispuestas alrededor de Ol y Opx, cabe mencionar que la diferenciación se estableció en base a la mineralogía y el hábito de cada fase mineral, con lo cual se pudo definir con certeza tres zonas de coronas:

Zona 1 de ortopiroxeno: aparece como un borde delgado, concéntrico y xenomorfo de Opx rodeando al Ol (Fig. 5-4.1: a). Con un claro crecimiento del primero hacia adentro a expensas del segundo.

Zona 2 de anfíbol: se trata de una delgada capa de anfíbol solo de color verde pálido que circunda de manera irregular al Opx y/o Cpx (Fig. 5-4.1: b, c).

Zona 3 de anfíbol + espinelo simplectítico: es muy frecuente y domina respecto a la zona anterior. Ocurre como un anfíbol verde pálido con crecimientos vermiculares de Spl verde (aluminico) que está siempre en contacto con un borde de reacción de Pl. El Spl crece de manera aproximadamente perpendicular al contacto Amph-Pl (Fig. 5-4.1: a, b, c, d).

En base a los antecedentes de la zona y las observaciones petrográficas expuestas en este trabajo de las rocas máficas-ultramáficas con texturas coroníticas de la Quebrada de Yanzi, se interpreta que las mismas son generadas por procesos petrológicos que operan en diversos estadios. Dentro de estos estadios se puede definir un comienzo netamente magmático (zona 1), seguido por una etapa postmágmatca (zona 2 y 3) y sin descartar la posibilidad de posteriores etapas tectonotérmicas responsables de un reequilibrio de las mismas.

No obstante, es preciso mencionar que los procesos de cristalización no necesariamente cesan cuando el magma ha solidificado, razón por la cual la recristalización y reequilibrio químico y textural se pueden llevar a cabo en tanto que la temperatura sea lo suficientemente alta (Winter, 2001). Probablemente la génesis de la textura en coronas de reacción, superada la etapa magmática, responda más a un proceso en estado subsólido favorecido por un calor ígneo (decreciente) y una fase acuosa con temperaturas equivalentes al metamorfismo de alto grado, etapa denominada autometamorfismo en la bibliografía.

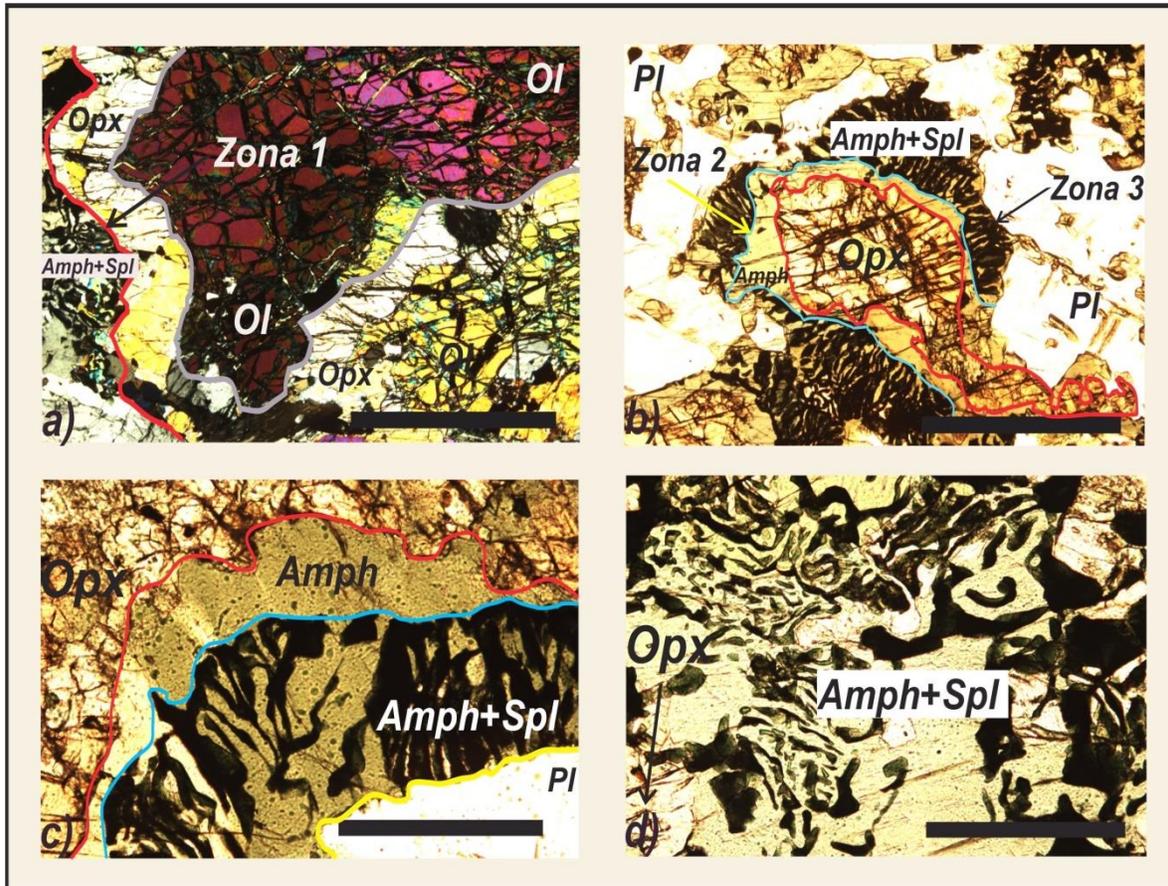


Fig. 5-4.1: Textura en coronas de reacción

Fig. 5-4.1: a) Zona 1, consta de Opx rodeando al Ol en la peridotita piroxénica (fotomicrografía nicoles cruzados). b-c) Detalle de la zona 2 y 3 con sus respectivas fases minerales en la mela-gabronorita anfibólica piroxénica. Notar que los crecimientos vermiculares de Spl se disponen de manera perpendicular a límite Amph-Pl (ambas microfotografías a nicoles paralelos). d) intercrecimientos de Spl aluminico con Amph (fotomicrografía a nicoles paralelos). Escala: 1 mm.

5-5- GÉNESIS DE LAS TEXTURAS DE REEQUILIBRIO EN ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS E INTERMEDIAS

Una característica petrográfica reconocida y descrita mayormente en gabronoritas, gabros y dioritas presentes en la zona de estudio, ha sido la textura en mosaico pseudopoligonal a poligonal. La misma se desarrolla frecuentemente de manera local en los dominios de plagioclasa y subordinadamente en ortopiroxeno y anfíbol.

Se trata de un patrón textual homogéneo, en donde las fases minerales

mencionadas presentan una reducción del área de los bordes de límites de granos, lo que conlleva al desarrollo de bordes rectos, contactos triples con ángulos interfaciales próximos a los 120° y el crecimiento de las fases minerales a un tamaño de grano similar o ligeramente menor al original (Fig. 5-5.1: a, b).

Este reequilibrio textural que exhiben las rocas de la comarca es denominado en la literatura como maduración (Ostwald ripening) y ocurriría en etapas de un ambiente estático (Winter, 2001). Hunter (1987), considera que este proceso es impulsado por diferencias de curvatura en los límites de granos. Pequeños granos con curvatura convexa hacia afuera son eliminados por las superficies de granos vecinos más grandes, con curvatura convexa hacia adentro de los que invaden (los límite de granos migran hacia sus centros de curvatura). Al alcanzar el equilibrio en un estado subsólido se homogeniza el tamaño de grano de las rocas, los bordes de los mismos se vuelven rectos y con intersecciones triples a 120° .

Hunter (1987), determinó en su estudio de las rocas con texturas cumulares que los adcumulados monominerálicos en intrusiones encapadas máficas-ultramáficas, están generalmente en equilibrio textural debido al desarrollo de este patrón poligonal.

Por su parte, cabe mencionar que O'Driscoll (2005), estudió dos encapados magmáticos monominerálicos de la intrusión máfica-ultramáfica Lough Free, en Irlanda. En cada capa seleccionó uniones triples de granos y midió, mediante una técnica especial, sus correspondientes ángulos diedros para así obtener curvas de frecuencia acumulada. Las mismas, fueron comparadas con las curvas teóricas diseñadas por Elliot *et al.* (1997), para rocas monominerálicas en equilibrio y desequilibrio textural, las cuales tienen una media de 120° . De este modo arribó a la conclusión que ambos encapados estudiados se aproximan al equilibrio textural local, dado que la media de ambas capas está en torno a los 120° . Además, con estos resultados concluye que el equilibrio textural es una fuerte evidencia de la operación de los procesos de crecimiento adcumulado a lo largo del desarrollo del encapado magmático.

Analizando las texturas de las rocas presentes en la zona, se asume que para las texturas adcumulares y ortocumulares, la presencia de fábricas pseudopoligonales respondería a procesos de requilibrio que manifiestan las rocas en sus etapas póstumas de cristalización asistidos por un calor ígneo (decreciente). Particularmente, en este caso no es apropiado enmarcar la textura pseudopoligonal al metamorfismo sensu estricto, sino más bien pensarla como el resultado de un reequilibrio textural de las rocas bajo

condiciones de temperaturas equivalentes al metamorfismo de alto grado.

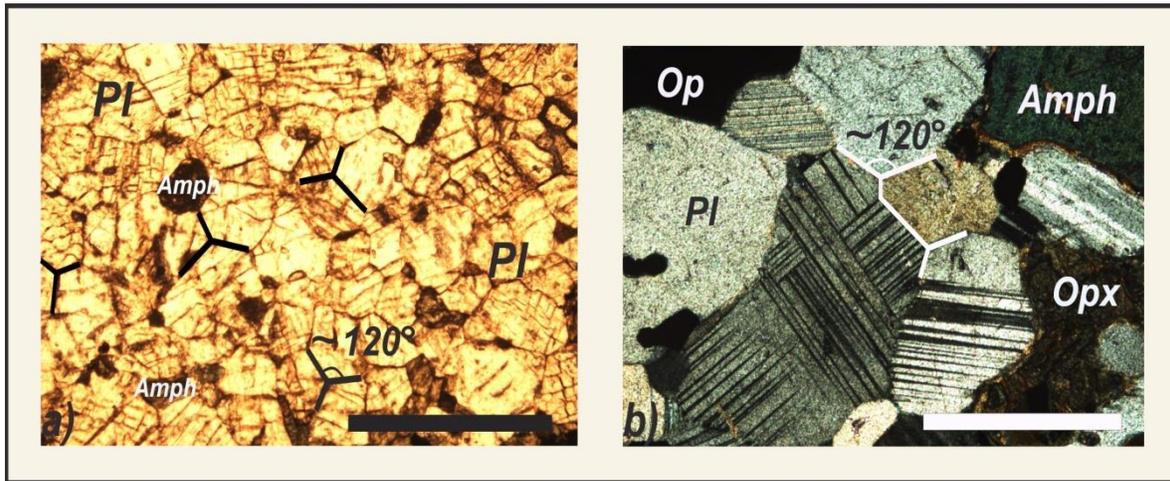


Fig. 5-5.1: Textura pseudopoligonal local

Fig. 5-5.1: a-b) Textura pseudopoligonal local en dominios de plagioclasa en gabronorita anfibólica piroxénica y diorita respectivamente (fotomicrografías a nicols paralelos y cruzados respectivamente). Escala: 1 mm.

5-6- EVOLUCIÓN DE LAS ROCAS DE LA QUEBRADA DE YANZI EN EL MARCO GEODINÁMICO REGIONAL

Las asociaciones litológicas ígneas de la zona de la Quebrada de Yanzi se relacionan directamente con el magmatismo de arco profundo acaecido en el Ordovícico inferior (Ducea *et al.* 2010) en el borde occidental del Gondwana, el cual se enmarca dentro del ciclo orogénico Famatiniano.

En toda la Sierra de Valle Fértil-La Huerta se expone un magmatismo voluminoso a través de una serie plutónica máfica e intermedia agrupada dentro de las asociaciones litológicas gábrica y diorítica (Cristofolini, 2012). Específicamente en la zona de estudio, la asociación máfica-ultramáfica, correlacionable con la asociación gábrica, es preponderante en la Quebrada de Yanzi, con un claro dominio de gabronoritas anfibólicas piroxénicas que se intercalan mediante contactos transicionales con gabros anfibólicos, leuco y mela-gabronoritas anfibólicas piroxénicas como así también con cuerpos menores de peridotitas piroxénicas y anortositas. Por su parte la asociación intermedia aflora en la región centro-sur de la zona de estudio y es dominada por dioritas, cuarzo-dioritas

anfibólicas y subordinadamente tonalitas. La misma es análoga a la asociación diorítica definida por Otamendi *et al.* 2009.

Las rocas analizadas en la zona exponen una fábrica ígnea cumular y no cumular, foliación de génesis magmática (S_{ob}) y submagmática de alta temperatura (S_1). En el caso de las porciones ultramáficas expuestas en la Quebrada de Yanzi, se observa un encapado modal o *layering* magmático (S_{oa}) característico de cámaras magmáticas (Cox *et al.* 1979; Winter, 2001).

Sobre la base de las relaciones petrogenéticas y los datos geoquímicos (ver Otamendi *et al.* 2009; Cristofolini *et al.* 2011; Otamendi *et al.* 2012; Baliani *et al.* 2012) se concluye que las asociaciones máfica e intermedia presentes en la Sierra de Valle Fértil-La Huerta, representan una sección característica y típica de la corteza media a inferior de un arco magmático. En la cual, numerosos pulsos de magmas primitivos no primarios máficos e hidratados, intruyeron en niveles corticales medios (20-25 Km; ver Baliani *et al.* 2012). Proporcionando por cristalización fraccionada, la génesis del conjunto de gabronoritas-gabros y dioritas, con sus fases primitivas peridotíticas. Por su parte, los productos finales cuyo litotipo más característico son las tonalitas se generaron por procesos conjuntos de contaminación por asimilación de roca de caja y cristalización fraccionada.

Particularmente, para Castro de Machuca *et al.* (1996), las rocas máficas-ultramáficas de la Quebrada de Yanzi derivan de magmas subalcalinos toleíticos. Estas y las demás rocas ígneas de la zona son correlacionables geoquímicamente y muestran en conjunto una clara tendencia de diferenciación toleítica. Se vinculan a un ambiente de arco islas inmaduro desarrollado sobre corteza oceánica delgada y en ese contexto los intrusivos máficos-ultramáficos indican un origen residual, como una facies segregada o residuo refractario del mismo magmatismo basáltico que, al evolucionar, dio lugar a la intrusión de grandes masas ígneas de composición mesosilícica a básica.

La continuidad espacial de las unidades litológicas descritas en este trabajo y los pasajes transicionales que las relacionan, indican una clara vinculación magmática y genética entre las mismas. Se trata de un mismo proceso magmático (I1), generalizado y definido como parte del magmatismo Famatiniano del arco magmático homónimo (Toselli *et al.* 1996; Otamendi *et al.* 2012).

Un aspecto sumamente relevante es la temporalidad del pico metamórfico regional y su relación con el magmatismo generalizado. Partiendo de este supuesto y

tomando en cuenta la totalidad de datos radiométricos calculados tanto para las rocas ígneas como para las metamórficas, se confirma que ambos procesos se encuentran en un rango preciso de edades entre 485 y 468 Ma (ver Ducea *et al.* 2010). Con lo cual el pico metamórfico fue coetáneo con el magmatismo en la zona de estudio. En este sentido, el pico metamórfico en todas las migmatitas de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta está vinculado al ascenso y emplazamiento de magmas máficos en niveles medios de la corteza ordovícica. El metamorfismo evolucionó siguiendo una típica senda antihoraria, caracterizada por incrementos graduales de la presión y bajo temperaturas en un rango variable entre 780° y 890 °C (Cristofolini, 2012).

Las migmatitas presentes en la sección estudiada del arco magmático Famatiniano, fueron formadas a partir de una secuencia predominantemente metasedimentaria, caracterizadas por la alternancia de pelitas, vaques, areniscas y calizas cristalinas. Por su parte el primer evento deformacional definido como D1, documentado de manera local y regional, se encuentra registrado en las migmatitas metasedimentarias y algunas rocas de la asociación intermedia y máfica-ultramáfica como una foliación migmatítica (S_1) y una foliación submagmática-subsólida de alta temperatura (S_1), respectivamente. Este evento sería sincrónico por lo menos con las etapas finales del pico metamórfico (M1) y el magmatismo (I1).

Por otro lado, el segundo estadio metamórfico M2 fue caracterizado como dinámico y se correlaciona con el segundo evento deformacional D2. Durante el mismo se generaron las rocas que componen la asociación milonítica derivadas mayormente de estromatitas metasedimentarias y de protolitos ígneos de manera subordinada, asociadas a fajas de cizalla locales y regionales. Tanto el evento D1 como el D2 tienen extensión regional; no obstante, ocurrieron en niveles corticales y bajo condiciones físicas distintas. Mientras la fase de deformación D1 registra condiciones de corteza baja, la segunda fase (D2) registra condiciones de niveles corticales medios y altos.

El evento conjunto de deformación y metamorfismo dinámico asociado (D2-M2), refleja el efecto en la zona serrana de Valle Fértil-La Huerta de un proceso orogénico de escala regional. El mismo se vincula a la fase de cierre, desenraizamiento, exhumación y configuración estructural final de la parte profunda del arco Famatiniano (Cristofolini *et al.* 2014). Indudablemente y tal como es propuesto en numerosos modelos, el cierre del sistema de subducción activo durante el Ordovícico Inferior en el margen Gondwánico, se relaciona con la acreción paulatina y colisión final del terreno compuesto Cuyania

(Ramos, 2004; Naipauer *et al.* 2010; Mulcahy *et al.* 2011; Castro de Machuca *et al.* 2007; Gallien *et al.* 2010; Cristofolini *et al.* 2011; entre otros).

Finalmente, todo el ámbito regional en el cual se halla inmersa la zona de trabajo, fue afectado por la tercera fase de deformación caracterizada como D3. Esta fase se observa a nivel local y regional, es responsable de la generación de la foliación frágil (S_3) y afecta a todas las litologías retrabajando a todas las foliaciones previas. El mismo se vincula a los últimos estadios del D2 (~ 430 Ma) es decir, con los eventos de deformación convergentes que están vinculado a la exhumación de la parte profunda del arco como respuesta a la colisión del terreno Cuyania y el margen del Gondwana Occidental (ver Ramos 2004; Gallien *et al.* 2010; Mulcahy *et al.* 2011; Castro de Machuca *et al.* 2012; Cristofolini *et al.* 2014). Tal como fue presentando, el área en estudio se desarrolló y evolucionó directamente ligada al crecimiento y cierre del arco magmático Famatiniano, el cual está expuesto con claridad en las serranías que incluyen a la zona de estudio.

CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES

- En el área estudio, ubicada en el extremo sur-oriental de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta, se reconoció un basamento cristalino de naturaleza ígnea-metamórfica en el cual se pueden distinguir cinco asociaciones litológicas distintivas: máfica-ultramáfica, intermedia, metasedimentaria, milonítica y pegmatítica.
- En la Quebrada de Yanzi dominan las gabronoritas anfibólicas piroxénicas, interdigitadas mediante contactos transicionales, con gabros, mela-gabronoritas anfibólicas piroxénicas y rocas ultramáficas de tipo peridotitas piroxénicas.
- Las rocas máficas y ultramáficas se caracterizan por exhibir un encapado modal o *layering* (S_{0a}) de origen magmático, generado por la separación física de minerales con diferentes densidades (plagioclasa y minerales máficos) y característico de cámaras magmáticas.
- Las litologías pertenecientes a las asociaciones intermedia y máfica-ultramáfica, muestran el desarrollo de una foliación magmática (S_{0b}) que queda definida por la alineación subparalela de enclaves gábricos como así también por la alineación de cristales subidiomorfos de anfíbol, en una matriz de plagioclasa o plagioclasa más cuarzo.
- Las dioritas y gabronoritas anfibólicas piroxénicas muestran una fábrica planar (S_1) de naturaleza submagmática en la que los minerales máficos (Amph-Opx-Cpx) se alinean en una matriz de plagioclasa. Dicha estructura es el resultado de un flujo submagmático producido por el desplazamiento del magma y cristales, con deformación intracristalina de estos últimos (Paterson *et al.* 1989; 1998).
- Vinculada al desarrollo de fajas de cizalla locales y regionales, se definió una foliación tectónica frágil-dúctil (S_2) que afecta indistintamente a todas las litologías de la comarca pero con mayor preponderancia en la asociación metasedimentaria.

- Se reconoció en toda la zona de estudio, una foliación tectónica frágil (S_3) que se manifiesta en la totalidad de las rocas presentes en la misma.

- Una característica distintiva de las rocas máficas-ultramáficas es la presencia de la textura cumular en la que se diferencian tres etapas principales de cristalización: 1- nucleación, crecimiento y acumulación de primocristales, 2- continuación del crecimiento de los primocristales (por difusión iónica), y 3- solidificación total de la roca. Considerando la evolución durante estas etapas y las observaciones en las rocas de la Quebrada de Yanzi, se definió una textura de subtipo ortocumular y adcumular para las mismas.

- Se concluye que las texturas cumulares descritas en las rocas máficas-ultramáficas de la Quebrada de Yanzi son producto de procesos magmáticos.

- Las peridotitas y rocas gabroicas, pertenecientes a la asociación máfica-ultramáfica, poseen texturas coroníticas de reacción en multicapa dispuestas alrededor de Ol y Opx. Para las mismas se definieron tres zonas de coronas: Zona 1 de ortopiroxeno, zona 2 de anfíbol y zona 3 de anfíbol + espinelo simplectítico.

- Teniendo en cuenta las observaciones petrográficas presentadas en este trabajo, las texturas coroníticas de las rocas máficas-ultramáficas de la Quebrada de Yanzi fueron generadas, en un comienzo, en un estadio magmático (zona 1), seguido por una etapa postmagmática (zona 2 y 3). No obstante, aquí no se descarta la posibilidad de un reequilibrio de las mismas en etapas póstumas al magmatismo.

- Se definió una secuencia de cristalización basada en el análisis de las rocas cumulares máficas-ultramáficas. La misma comienza con la cristalización del olivino seguido de plagioclasa, que al separarse y concentrarse forman cúmulos. El líquido intercumular cristaliza formando clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. La reacción del olivino con el líquido residual genera ortopiroxeno quedando de esta forma un fundido rico en elementos formadores de anfíbol.

- Muchas de las rocas gabroicas y dioríticas de la zona de estudio poseen una textura en mosaico pseudopoligonal a poligonal. Este patrón textural homogéneo se manifiesta mayormente en los dominios de plagioclasa y su génesis respondería a procesos de equilibrio que se manifiestan en etapas póstumas de cristalización, asistidos por un calor ígneo decreciente.

- La continuidad espacial de las unidades litológicas descritas en este trabajo y los pasajes transicionales que las relacionan, indican que existió una vinculación magmática y genética entre las mismas. Se trata de un mismo proceso magmático (I1), generalizado y definido como parte del magmatismo Famatiniano del arco magmático homónimo.

- En función a lo expuesto en los puntos anteriores, y considerando el marco geológico, se propone que las asociaciones litológicas presentes en el área de estudio se debieron formar y evolucionar en el contexto del arco magmático Famatiniano.

CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA

- ACEÑOLAZA, F. G., GONZÁLEZ, R. R., 1972. La cuenca de deposición Neopaleozoica-Mesozoica del oeste de Argentina. I Congreso de Geología Hispano-luso-americano. Sección 1, II: 629-634. Tucumán. Noroeste Sierras Pampeanas Arco intrapampeano, La Rioja-San Juan Precordillera.
- ACEÑOLAZA, F. G., MILLER, H. y TOSELLI, A. J., 2000. The Pampean and Famatinian Cycles – superposed orogenic events in West Gondwana. Sonderheft ZAF SH1: 337-344.
- ACEÑOLAZA, F. G., TOSELLI, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-763, Caracas.
- ASTINI, R. A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 509-526, Buenos Aires.
- ASTINI, R. A., DÁVILA, F. M., 2004. Ordovician back arc foreland and Ocoyoc thrust belt. Development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics*, 23: TC4008, doi: 10.1029/7 2003TC001620.
- BALDO, E. G. A., MURRA J. A., CASQUET, C. GALINDO, C., SAAVEDRA, J., 1999. El Gabro Coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Argentina: Condiciones P-T de la etapa coronítica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 22-A. 17-18.
- BALIANI, I., 2009. Geología de los cuerpos gábricos del paraje Las Juntas, centro de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Nacional de Río Cuarto. 98 p. Río Cuarto.
- BALLY, A. B., 1989. Phanerozoic basin of North American. In: Bally, A. W., Palmer, A. R. (Eds.). *The Geology of North America: an Overview*. Geological Society of America A, 397-446.
- BARD, J., 1986. *Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks. Petrology and Structural Geology*. D. Reidel Publishing Company, 264 p.
- BARKER, A. J., 1994, Interpretation of porphyroblast inclusion trails: limitations imposed by growth kinetics and strain rates, *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 681-694.
- BARKER, A. J., 1998, *Introduction to metamorphic textures and microstructures*, 2ª

- edición, Stanley Thorns Publisher, Cheltenham, Reino Unido, 264 pp.
- BLINKINSHOP, T., 2000, Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks, Kluwer Academic Publ., Dordrecht, Holanda, 150 pp.
- BODENBENDER, G., 1895. Devónico y Gondwana en la República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 15(2-3): 201-252.
- CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1: 224-291.
- CASTRO DE MACHUCA, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 157-161, San Juan.
- CASTRO DE MACHUCA, B., CONTE-GRAND, A., MEISSL, E., PONTORIERO, S., SUMAY, C., MORATA, D., 2007. El magmatismo Neopaleozoico en la Sierra de la Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan: los pórfidos Marayes Viejo y el Arriero. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 447-459.
- CASTRO DE MACHUCA, B., CONTE-GRAND, A., PONTORIERO, S., MORATA, D., SUMAY, C., MEISSL, E., LÓPEZ, M., 2011. Petrología y geoquímica de la unidad ígnea quebrada Blanca, Sierra de la Huerta, provincial de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 627 – 641.
- CASTRO DE MACHUCA, B., DELPINO, S., PREVILEY, L., MOGESSIE, A., BJERG, E., 2012. Tectono-metamorphic evolution of a high- to medium-grade ductile deformed metagabbro/metadiorite from the Arenosa Creek Shear Zone, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of Structural Geology 42: 261-278.
- CASTRO DE MACHUCA, B., PONTORIERO, S., LLAMBÍAS, E., 1996. Petrología de las asociaciones máficas – ultramáficas de la Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 439-452, Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B., MEISSL, E.; MOGESSIE, A., PONTORIERO, S., SUMAY, C., DELPINO, S., Y GALLIEN, F., 2010. La mineralización de las minas bella blenda y cristal blenda, distrito minero Marayes, provincia de San Juan. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional de Rio Cuarto. Artículo, pág. 151-156.

- CASTRO DORADO, A., 1989. Petrografía Básica. Textura, clasificación y nomenclatura de rocas. Ed: Paraninfo S.A., Madrid. 143p.
- COMÍNGUEZ, A., RAMOS, V. A., 1991. La estructura profunda en Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile*, 18:3-14.
- CRISTOFOLINI, E., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., MARTINO, R., QUEVEDO, F. Y BALIANI, I., 2009. Petrología y estructura de la Quebrada de Otarola: un aporte a la evolución geológica del sector oeste de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. XIV Reunión de Tectónica y III Taller de Campo de Tectónica. Libro de Resúmenes. 70 p.
- DALLA SALDA, L., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics* 6: 249-260.
- DAVIS, G. H., Y REYNOLDS, S. J., 1996, *Structural geology of rocks and regions*, 2ª edición, John Wiley & Sons, Nueva York, USA.
- DE ALBA, E., 1979. Sistema de Famatina. In: Leanza, E.F. (ed.) II Simposio de Geología Regional Argentina. p. 349-395. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- DUCEA, M.N., OTAMENDI, J.E., BERGANTZ, G., STAIR, K., VALENCIA, V., AND GEHRELS, G.E., 2009. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra de Valle Fértil, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics*, (en revisión).
- FERNÁNDEZ SAVESO, F., PÉREZ, M. A., BRISSON, I. E., ÁLVAREZ, L. A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, Western Argentina, *Comptes Rendus*, 12º Internacional Congreso on the Carboniferous-Permian System, 2: 223-260, Buenos Aires.
- GALLIEN, F., MOGESSIE, A., HAUZENBERGER, C. A., BJERG, E., DELPINO, S., AND CASTRO DE MACHUCA, B., 2012. On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro–granulite transition, Valle Fértil–La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology*.
- GIMÉNEZ, M. E., MARTÍNEZ, M. P., INTROCASO, A., 2000. A Cristal Model based mainly on Gravity data in the Area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil- Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 275-286.
- GONZÁLES BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de la Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.

- HOBBS, B. E., MEANS, W. D., Y WILLIAMS, P. F., 1981, Geología estructural, Editorial Omega, Barcelona.
- INTROCASO, A., MARTÍNEZ, M. P., GIMÉNEZ, M. E. Y RUIZ, F., 2004. Geophysical study of the Valle Fértil lineament between 28°45'S and 31°30'S: boundary between the Cuyania and Pampia terranes. *Gondwana Res.*, 7: 1117-1132.
- JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- KRAEMER P. E., ESCAYOLO, M. P., MARTINO R. D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de la Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' -32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- KRANZ, R. L., 1983, Microcracks in rocks: a review. *Tectonophysics*, 100, 449-480.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279 p.
- LE MAITRE, R., 2002. *Igneous rocks. A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 p.
- LLAMBÍAS, E. J., 2008. Geología de los cuerpos ígneos. P 191. Asociación Geológica Argentina - Serie B – Didáctica y Complementaria N° 29. Instituto Superior de Correlación Geológica – Serie Correlación N° 15.
- LLAMBÍAS, E. J., SATO, A. M., ORTIZ SUÁREZ. A., PROZZO, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (Eds.): The Proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publication 142: 325-341.
- LLANO, J.A Y CASTRO DE MACHUCA, B., 1984. Estudio petrográfico de las metamorfitas de alto grado de la quebrada de Yanzi, Sierra de la Huerta, provincia de San Juan. *Noveno congreso Geológico Argentino*, S. C. Bariloche, 1984. *Actas II*: 234-236.
- LÓPEZ DE LUCHI, M. G., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera t del batolito de Renca, Sierras de San Luis, República Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino*, *Actas 4*: 84-87, Tucumán.
- MARTINO, R.D., VUJOVICH, G.I., GERESCHI, A., OTAMENDI, J.E., TIBALDI, A.M., 2008. Deformación constriccional y condiciones físicas del metamorfismo de las anfibolitas granatíferas de la Sierra Loma de las Chacras, provincia de San Juan.

- XVII Congreso Geológico Argentino, Acta I: 1370-1371.
- Mc CLAY, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series, Ed. M. Freitas, 160 p.
- MINERA TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento Minería San Juan, 275 p. (inédito), San Juan.
- MIRRE, C. J., 1971. Caracterización de una Comarca de Metamorfismo Regional Epizonal de Alto Grado: La Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Tomo XXVI, Nº 1. P 113-127.
- MIRRE, C. J., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, provincia de San Juan y La Rioja. Carta Geológica-Económica de la República Argentina, Escala 1:200.000. Ministerio de Economía. Secretaria de estado de Minería.
- MURRA, J. A. F., BALDO, E. G. A., 2004. Texturas Coroníticas en Rocas Ultramáficas de la Sierra de La Huerta y Las Imanas: Descripción y Estimación de P-T. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Artículo, p. 373-378.
- NICOLAS, A., 1987, Principios de tectónica, Editorial Masson, Barcelona.
- O'DRISCOLL, BRIAN., 2005. Textural equilibrium in magmatic layers of the lough fee ultramafic intrusion, NW connemara, ireland: implications for adcumulus mineral growth. Irish journal of earth sciences.
- OMARINI, R. H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Universidad nacional de Salta. Tesis doctoral 202 p. (inédita), Salta.
- OTAMENDI, J. E., TIBALDI, A. M., VUJOVICH, G. I., 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierra Valle Fértil – La Huerta, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 25: 313-335.
- OTAMENDI, J. E., TIBALDI, A. M., VUJOVICH, G. I., Y VIÑAO, G. A., 2008a. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. Journal of South American Earth Sciences (en prensa), doi: 10.1016/j.jsames.2007.09.001.
- OTAMENDI, J. E., VUJOVICH, G. I., DE LA ROSA, J. D., TIBALDI, A. M., CASTRO, A., MARTINO, R. D., Y PINOTTI, L. P., 2008b. Geology and petrology of a deep

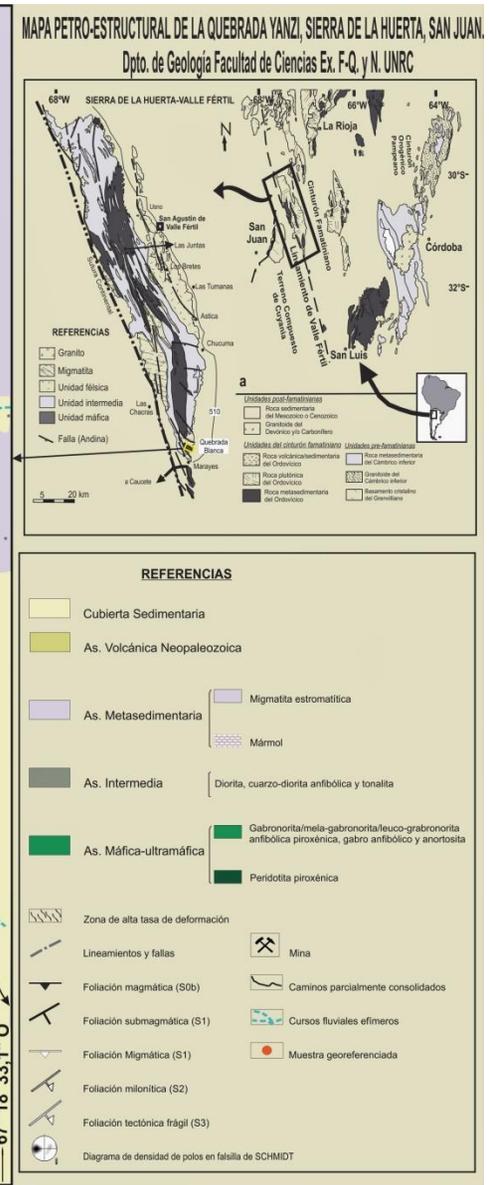
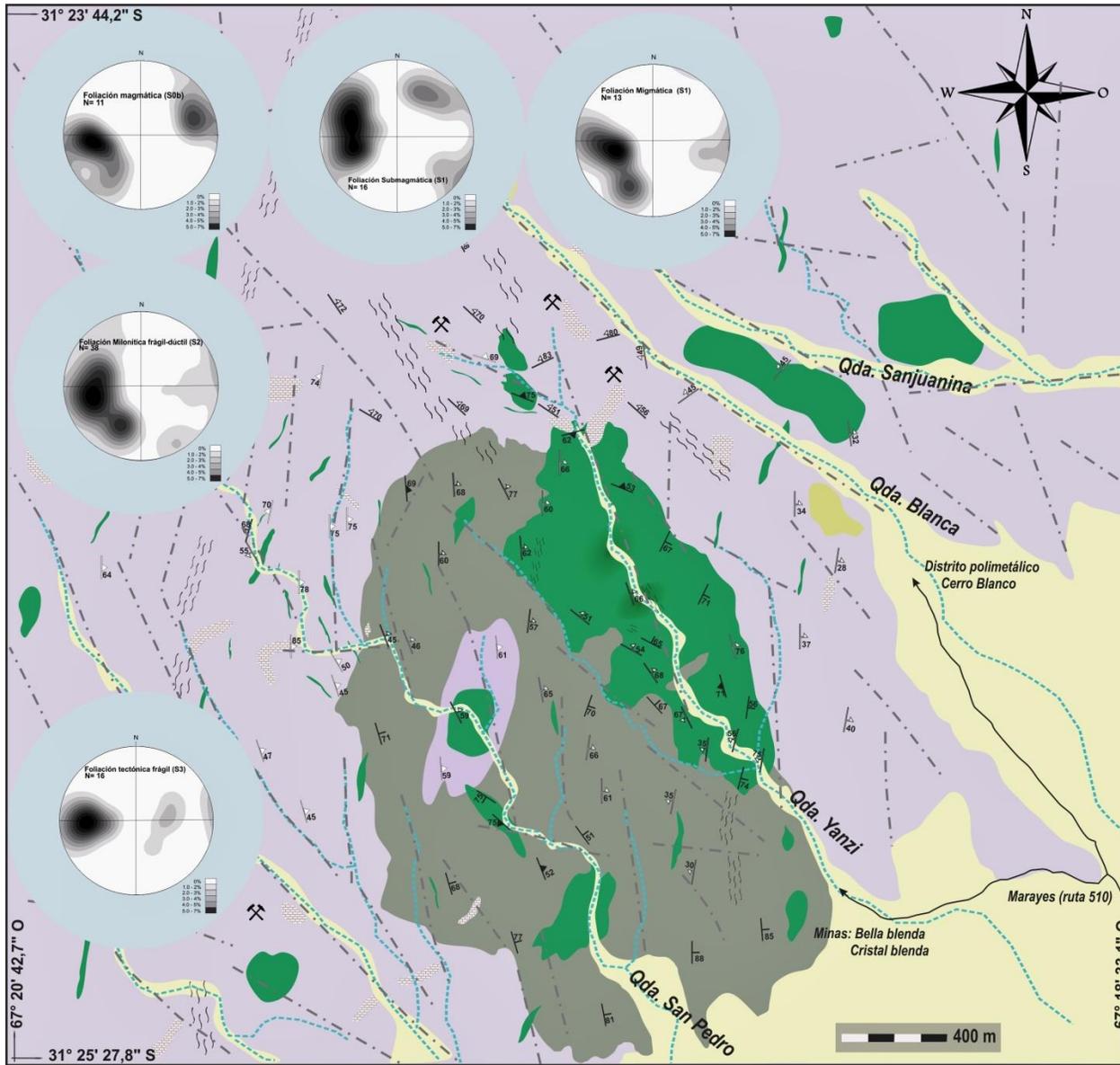
- crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.
- PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., SAAVEDRA, J., BALDO, E., DAHLQUIST, J., PASCUA, I., FANNING, C. M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas. En: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W., (Eds.) *The Proto-Andean Margin of South America: Special Publication of the Geological Society, London*.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., FANNING, C. M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 91: 151-168.
- PASSCHIER, C. W., Y TROUW, R. A. J., 1998. *Microtectonics*. Springer, 289 p.
- PASSCHIER, C. Y TROUW, R., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289 p.
- PEZZUTTI, N. Y M. GODEAS, 1996. Interpretación petrológica de las rocas ígneas de la Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 11 p. (inédito), Buenos Aires.
- PINOTTI, L., CONIGLIO, J., ESPARZA, A., D'ERAMO, F., LLAMBÍAS, E., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stopping at shallow crustal levels, Cerro Áspero Batholith, Sierra Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 251-265.
- PONTORIERO, S., CASTRO DE MACHUCA, B., 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. *II South Am. Symp. Isotopic Geology. Anales XXXIV*, pp. 101-104. Inst. Geol. Recursos Nat., Córdoba.
- QUENARDELLE, S., 1995, Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 229-236.
- QUEVEDO, F. I., 2008. Geología del cuerpo Máfico-Ultramáfica de la Quebrada El Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Nacional de Río Cuarto. 96 p. Río Cuarto.
- RAMOS, V. A., 1988. The tectonics of the Central Andes 30 to 33 S latitude. En: Clark, S. and Burchfield, D. (eds.) *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.

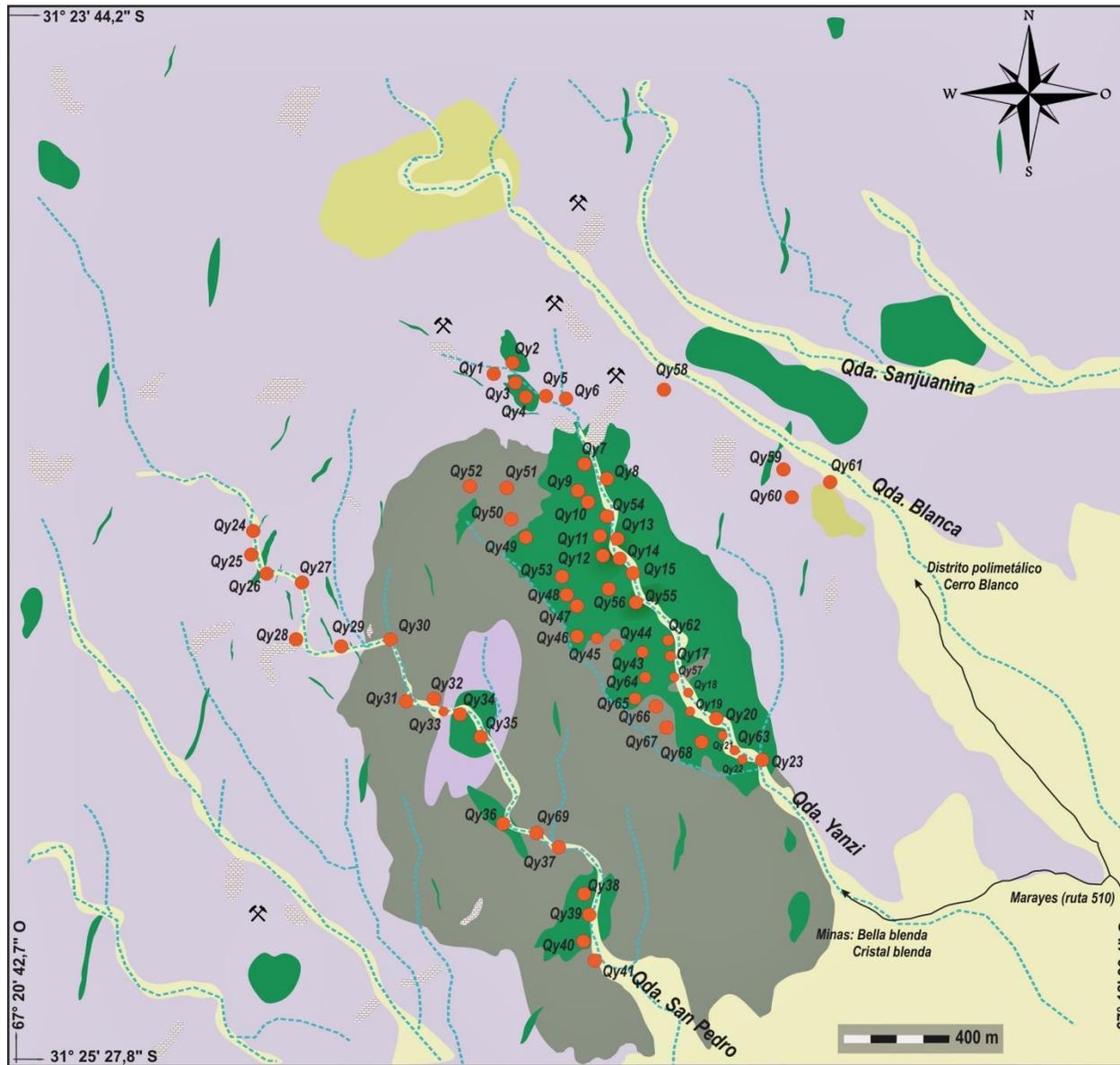
- RAMOS, V. A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Evolución tectónica de la Argentina. *Geología Argentina*, capítulo 24, 715 p.
- RAMOS, V. A., 2004. Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research*, 7: 1009-1026.
- RAMOS, V. A., CRISTALINI, E. O., PERZ, D. J., 2001. The Pampean fan- slad of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 59-78.
- RAMOS, V. A., VUJOVICH, G. I., DALLMEYER, R. D., 1996. Los Klippes y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 134º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 5: 377-392.
- RAMOS, V.A. Y G.I. VUJOVICH, 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, Provincia de San Juan. Boletín 243, Subsec. Minería Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 82 p., Buenos Aires.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J., GALINDO, C., 1998. Early evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26: 707-710.
- RASMUS, J., 1916. Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Bol. 13-B, Buenos Aires.
- SATO, A. M., GONZÁLEZ, P. D., LLAMBÍAS, E. J., 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en las Sierras de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Argentina*, 58 (4): 487-504.
- SELLEY, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, London, 445 p.
- SIBSON, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Jl. Geol. Soc. London*, v 133, 191-213.
- STELZNER, A., 1875. Observaciones mineralógicas en el territorio de la República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, XLV (1-4): 151-195, Córdoba.
- STUART- SMITH, P., MIRÓ, R., PIETERS, P., LYONS, P., SIMS, J., CAMACHO, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 147-148.
- TIBALDI A. M. Y OTAMENDI J. E. 2008. Condiciones de formación de rocas ígneas

- máficas, migmatitas derivadas de rocas máficas y meta-sedimentarias en el centro de la Sierra de valle fértil, san juan: implicancias geológicas. 16º Congreso Geológico Argentino. S. S. de Jujuy. Jujuy. 2008. Actas 1: 259-268.
- TOSELLI, A. J., DURAND, F. R., ROSSI de TOSELLI, J. N., SAAVEDRA, J., 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática Eopaleozoica del sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos 5, 443-462.
- TOSELLI, A., DALLA SALDA, L., CAMINOS, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior en Argentina. Paleozoico Inferior de Ibero América. Universidad de Extremadura. España. 13: 280-309.
- TOSELLI, A., ROSSI DE TOSELLI, J., DURAND, F., SAAVEDRA, J., SIAL, A., 1997. El basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas: intrusivos Eopaleozoicos y niveles estructurales. 8º Congreso Geológico Chileno, 1: 278-282.
- TUERNER, J. C. y., MÉNDEZ, V., 1979. Puna. In: Leanza, E.F. (ed.) II Simposio de Geología Regional Argentina, p. 117-142. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- VILLAR FABRÉE, J. F., 1961. Textura en Anillos en una Norita de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Tomo XVI, Nº 1-2. P 43-52.
- VIÑAO, G. A., 2007. Geología del centro de la Sierra de Valle Fértil, entre la Majadita y Los Bretes, departamento Valle Fértil, San Juan, Argentina. Tesis de Licenciatura (inérita). Universidad Nacional de Río Cuarto. 81. p. Río Cuarto.
- VUJOVICH, G. I., CHERNICOFF, J., TCHILIGUIRIAN, P., GODEAS, M., MARÍN, G., PEZZUTTI, N., SEPÚLVEDA, E., 1998. Hoja Geológico 3166-II, Chepes, Provincias de San Juan y La Rioja. Subsecretaria de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 54 p. Bueno Aires.
- VUJOVICH, G. I., KAY, S., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica e intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 273-292.
- VUJOVICH, G., MILLER, H., AND RAMOS, V.A., 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. Journal of South American Earth Sciences, 7(3-4): 309-323.

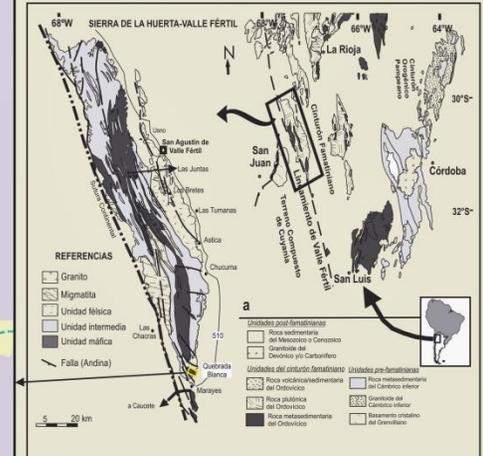
- VUJOVICH, G.I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 49(3-4): 321-336, Buenos Aires.
- WINKLER, F., 1978. Petrogénesis de las Rocas Metamórficas. Editorial "Blume". Madrid. 346 p.
- WINTER, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Ed: Prentice Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey 074458. Part. I Igneous Petrology 1. 34-35 p.
- YARDLEY, B. W., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman. N. York. 247 p.
- ZAPATA, T. R., ALLMENDINGER, R. W., 1997. La estructura cortical de la Precordillera Oriental y valle de Bermejo a los 30° de latitud sur. XII Congreso Geológico Argentina (Mendoza), Actas 2, 211-224.

Anexo 1: Mapas





MAPA DE LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS. QUEBRADA YANZI, SIERRA DE LA HUERTA, SAN JUAN.
Dpto. de Geología Facultad de Ciencias Ex. F-Q, y N. UNRC



AUTOR: DARIO FERRERO, 2016.

TABLAS DE RESUMEN PETROGRÁFICO DE LA QDA. DE YANZI

| Muestra | Punto | Localización | As.Litológica | Tipo de roca | Textura | Fabrica | M.Principales | M. Accesorios | M. Alteración |
|---------|-------|--------------|------------------------|-------------------------|---------------------------------------|--|--------------------|----------------|------------------------|
| QY1A | QY1 | Qda. Yanzi | As. Metasedimentaria | Migmatita estromatítica | Granolepidoblástica/ poiquiloblástica | Metamórfica (deformación de media T°C) | Qtz-Pl-Bt-Grt-Kfs. | Zrn-Ap- Op-Py. | Chl-Ser-Ms. |
| QY1B | QY1 | Qda. Yanzi | As. Metasedimentaria | Migmatita estromatítica | Granolepidoblástica | Metamórfica (deformación de media T°C) | Pl-Bt-Qtz-Opx. | Ap-Zrn-Op. | Chl-Ser-Ms. |
| QY1C | QY1 | Qda. Yanzi | As. Metasedimentaria | Migmatita estromatítica | Granoblástica/ Poiquiloblástica | Metamórfica (deformación de media T°C) | Pl-Qtz-Bt-Grt-Kfs | Op-Zrn-Ap | Ser-Ms-Chl |
| QY2 | QY2 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea (deformación de media T°C) | Pl-Opx-Amph | Ap-Zrn-Op | Bt-Qtz-Ser |
| QY4A | QY4 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Leuco gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea (deformación de media T°C) | Pl -Amph-Opx-Cpx | Zrn-Op-Ap | Ser-Bt-Qtz-Srp-Chl-Ms |
| QY4B | QY4 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Leuco gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea (deformación de media T°C) | Pl-Amph-Opx | Ap-Zrn-Op | Ser-Chl-Ep-Czo-Srp-Qtz |
| QY6A | QY6 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Cumular-Coronítica | Ígnea | Pl-Amph-Opx-Cpx | Spl-Ap-Zrn-Op | Ser-Srp |
| QY6B | QY6 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea (deformación de media T°C) | Pl-Amph | Op | Qtz-Bt-Chl-Ser |
| QY7 | QY7 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea | Pl-Opx-Cpx-Amph | Op | Ser-Srp-Qtz |
| QY8 | QY8 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Cumular-coronítica | Ígnea | Cpx-Opx-Amph-Pl | Op-Spl | - |
| QY9 | QY9 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Mela Gbonta Amph-Px | Cumular-coronítica | Ígnea | Opx-Amph-Pl-Cpx | Spl-Ap-Zrn-Op | - |
| QY10A | QY10 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Cumular-coronítica | Ígnea | Pl-Amph-Opx-Cpx | Spl-Ap-Zrn | Srp-Ser |

| Muestra | Punto | Localización | As.Litológica | Tipo de roca | Textura | Fabrica | M.Principales | M. Accesorios | M. Alteración |
|---------|-------|----------------|------------------------|-------------------------|---|--|--------------------|----------------|----------------|
| QY10C | QY10 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Cumular-Coronítica | Ígnea (deformación de alta T°C) | Pl-Opx-Amph-Cpx | Ap-Spl-Mag-Ilm | Iddingsita |
| QY11 | QY11 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Cumular-Coronítica | Ígnea | Pl-Cpx-Opx-Amph | Ap-Spl-Op | Ser |
| QY14 | QY14 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Peridotita piroxénica | Cumular-Coronítica | Ígnea | Ol-Opx-Cpx-Amph-Pl | Spl | Ser |
| QY15 | QY15 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbo Amph | Hipidiomórfica-inequigranular-cumular | Ígnea | Pl-Amph-Cpx | Spl-Zrn-Ap-Op | Ser |
| QY18 | QY18 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Coronítica-pseudopoligonal | Ígnea (deformación de alta T°C) | Pl -Amph-Opx | Op-Ap-Zrn | Ser-iddingsita |
| QY20 | QY20 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Mela gbo Amph | Hipidiomórfica-equigranular-pseudopoligonal | Ígnea | Amph-Pl | Op-Ap | Bt-Qtz-Ser-Chl |
| QY23 | QY23 | Qda. Yanzi | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea (deformación de media T°C) | Pl-Amph-Opx | Op | Qtz-Bt |
| QY24A | QY24 | Qda. San Pedro | As. Metasedimentaria | Migmatita estromatítica | Granolepidoblástica-poiquiloblástica | Metamórfica (deformación de media T°C) | Qtz-Pl-Grt-Bt-Kfs | Op-Zrn-Ap | Chl-Ser |
| QY24B | QY24 | Qda. San Pedro | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-equigranular-pseudopoligonal | Ígnea | Pl-Amph-Opx-Qtz | Op-Ap-Zrn | Ser-Bt-Chl-Qtz |
| QY25 | QY25 | Qda. San Pedro | As. Máfica-Ultramáfica | Gbonta Amph-Px | Hipidiomórfica-inequigranular | Ígnea | Pl-Amph-Opx-Cpx | Op | Ser-Srp-Qtz |
| QY27A | QY27 | Qda. San Pedro | As. Metasedimentaria | Migmatita estromatítica | Granoblástica-Granolepidoblástica | Metamórfica | Qtz-Pl-Bt-Opx | Zrn-Op | Ser-Srp |
| QY27C | QY27 | Qda. San Pedro | As. Metasedimentaria | Migmatita estromatítica | Granonematoblástica | Metamórfica | Pl-Amph-Qtz | Op-Zrn-Ap | - |

| Muestra | Punto | Localización | As.Litológica | Tipo de roca | Textura | Fabrica | M.Principales | M. Accesorios | M. Alteración |
|---------|-------|----------------|----------------------------|--------------------|--|---------|-----------------|---------------|----------------|
| QY31 | QY31 | Qda. San Pedro | As. Intermedia | Tonalita | Hipidiomórfica- Inequigranular | Ígnea | Pl-Qtz-Bt | Ap-Zrn-Op | Chl-Ser-Cld |
| QY34B | QY34 | Qda. San Pedro | As. Máfica- Ultramáfica | Gbonta Amph- Px | Hipidiomórfica- Inequigranular | Ígnea | Pl-Opx-Amph | Ap-Zrn-Op | Qtz-Ser-Ep-Cal |
| QY35B | QY35 | Qda. San Pedro | As. Máfica- Ultramáfica | Gbo Amph | Hipidiomórfica- Inequigranular-Poiquilítica | Ígnea | Pl-Amph-Opx-Qtz | Op-Ap-Zrn | Bt-Ser-Chl-Srp |
| QY38 | QY38 | Qda. San Pedro | As. Máfica- Ultramáfica | Gbo Amph | Hipidiomórfica- inequigranular | Ígnea | Pl-Amph-Opx | Op | Bt-Iddingsita |
| QY39 | QY39 | Qda. San Pedro | As. Intermedia | Diorita | Hipidiomórfica- inequigranular-Poiquilítica | Ígnea | Amph-Pl-Qtz-Cpx | Op | - |
| QY42 | QY42 | Qda. San Pedro | As. Intermedia | Cuarzo-Dta Amph | Hipidiomórfica- Inequigranular | Ígnea | Pl-Qtz-Amph-Opx | Op | Bt |
| QY56B | QY56 | Qda. Yanzi | As. Máfica- Ultramáfica | Anortosita | Cumular | Ígnea | Pl-Amph-Cpx | Ap-Zrn-Ttn | Ser-Ep |

Tabla de proporción modal de las especies minerales correspondientes a las muestras de la Quebrada de Yanzi

| Muestra | OI % | Opx % | Cpx % | Amph % | Pl % | Spl % | Op % | Bt % | Qtz % | Clasificación |
|---------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|------|------|-------|--|
| QY6 | - | 13,5 | 1 | 30,2 | 48,25 | 6,75 | 0,4 | - | - | Gabronorita anfibólica piroxénica |
| QY9 | - | 31,45 | 3,35 | 25,35 | 12,7 | 26,35 | 0,75 | - | - | Mela-gabronorita anfibólica piroxénica |
| QY10A | - | 9,61 | 5,26 | 26,67 | 50,2 | 8,23 | - | - | - | Gabronorita anfibólica piroxénica |
| QY11 | - | 9,4 | 15,05 | 25,4 | 42,65 | 7,5 | - | - | - | Gabronorita anfibólica piroxénica |
| QY14 | 43,45 | 22,35 | 21,85 | 4,85 | 0,4 | 7,02 | - | - | - | Peridotita |
| QY15 | - | - | 1,25 | 39,4 | 57 | - | 3,3 | - | - | Gabro anfibólico |
| QY18 | - | 12,1 | - | 23,8 | 55,7 | - | 8,4 | - | - | Gabronorita anfibólica piroxénica |
| QY31 | - | - | - | - | 48,25 | - | 2,7 | 16,4 | 32,65 | Tonalita |
| QY56B | - | 1 | 1 | 6,8 | 91 | - | - | - | - | Anortosita |

